

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

NÍZKYCH BESKÝD- -ZÁPADNÁ ČASŤ

1 : 50 000



ZOSTAVIL: MARTIN KOVÁČIK

**VYSVETLIVKY
KU GEOLOGICKEJ MAPE
NÍZKYCH BESKÝD-ZÁPADNÁ ČASŤ
V MIERKE 1 : 50 000**

Recenzenti:

doc. RNDr. Ján Soták, DrSc.

doc. RNDr. Daniel Pivko, PhD.

Predseda vydavateľskej rady:

Ing. Branislav Žec, CSc.

Vedecký redaktor:

RNDr. Juraj Maglay, PhD.

Členovia redakčnej rady:

RNDr. Alexander Nagy, CSc., RNDr. Michal Potfaj, CSc., RNDr. Milan Havrila, RNDr. Ľubomír Hraško, PhD., RNDr. Milan Kohút, CSc., RNDr. Klement Fordinál, PhD., RNDr. Pavel Liščák, CSc., RNDr. Peter Malík, CSc., RNDr. Anton Remšík, CSc., doc. RNDr. Stanislav Rapant, CSc., Ing. Peter Baláž, PhD.

MARTIN KOVÁČIK, JÁN BÓNA, ĽUBOMÍR GAZDAČKO, JÁN KOBULSKÝ, JURAJ MAGLAY, KATARÍNA ŽECOVÁ, JÁN DERCO, ADRIENA ZLINSKÁ, ZUZANA SIRÁŇOVÁ†, DANIELA BOOROVÁ, KATARÍNA BÓNOVÁ, STANISLAV BUČEK, ĽUDOVÍT KUCHARIČ, PETER KUBEŠ, NATÁLIA BAČOVÁ, ĽUBOMÍR PETRO, HILDA VANĚKOVÁ

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

NÍZKYCH BESKÝD- -ZÁPADNÁ ČASŤ

1 : 50 000



ZOSTAVIL: MARTIN KOVÁČIK

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2012

ISBN 978-80-89343-64-5

OBSAH

ABSTRAKT (M. Kováčik a J. Bóna)	7
ÚVOD (M. Kováčik)	9
GEOGRAFICKÁ A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA (M. Kováčik)	11
REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHLAD (M. Kováčik)	13
PREHLAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV A PRÁC (M. Kováčik a J. Bóna)	13
OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY (M. Kováčik)	19
CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK (M. Kováčik, J. Bóna, Ľ. Gazdačko, J. Kobulský a J. Maglay)	21
FLYŠOVÉ PÁSMO (M. Kováčik, J. Bóna, Ľ. Gazdačko a J. Kobulský)	21
SMILNIANSKE TEKTONICKÉ OKNO (M. Kováčik a J. Bóna)	21
Grybowskiá jednotka (M. Kováčik a J. Bóna)	21
Podsmilnianske súvrstvie (M. Kováčik a J. Bóna)	21
Smilnianske súvrstvie (M. Kováčik a J. Bóna)	23
Krosnianske súvrstvie (M. Kováčik a J. Bóna)	29
MAGURSKÝ PRÍKROV (M. Kováčik, J. Bóna, Ľ. Gazdačko a J. Kobulský)	31
Račianska jednotka (M. Kováčik, J. Bóna, Ľ. Gazdačko a J. Kobulský)	31
Vonkajšia račianska jednotka (M. Kováčik, Ľ. Gazdačko, J. Kobulský a J. Bóna)	31
Belovežské súvrstvie (Ľ. Gazdačko, J. Kobulský a M. Kováčik)	31
Zlínske súvrstvie (M. Kováčik, Ľ. Gazdačko, J. Kobulský a J. Bóna)	33
Vnútorá račianska jednotka (M. Kováčik, J. Bóna, Ľ. Gazdačko a J. Kobulský)	37
Kurimské súvrstvie (J. Bóna a M. Kováčik)	38
Belovežské súvrstvie (M. Kováčik, J. Bóna, Ľ. Gazdačko a J. Kobulský)	42
Zlínske súvrstvie (M. Kováčik, J. Bóna, Ľ. Gazdačko a J. Kobulský)	49
Malcovské súvrstvie (M. Kováčik, J. Bóna, J. Kobulský a Ľ. Gazdačko)	57
Bystrická jednotka (M. Kováčik, J. Bóna, J. Kobulský a Ľ. Gazdačko)	62
Belovežské súvrstvie (M. Kováčik, J. Bóna, J. Kobulský a Ľ. Gazdačko)	63
Zlínske súvrstvie (M. Kováčik, J. Bóna, J. Kobulský a Ľ. Gazdačko)	66
Krynická jednotka (Ľ. Gazdačko, J. Kobulský, J. Bóna a M. Kováčik)	70
Pročské súvrstvie (Ľ. Gazdačko a M. Kováčik)	70
Strihovské súvrstvie (Ľ. Gazdačko, J. Bóna a M. Kováčik)	72
Malcovské súvrstvie (J. Kobulský, M. Kováčik a Ľ. Gazdačko)	76
KVARTÉR (J. Maglay)	82
Pleistocén	82
Pleistocén – holocén	87
Holocén	90
CHARAKTERISTIKA TEKTONICKÝCH POMEROV (J. Bóna, M. Kováčik, Ľ. Gazdačko a J. Kobulský)	93
Štruktúrne členenie grybowskej jednotky (M. Kováčik a J. Bóna)	93
Štruktúrne členenie račianskej jednotky (J. Bóna, M. Kováčik, Ľ. Gazdačko a J. Kobulský)	94
Štruktúrne členenie vonkajšej račianskej jednotky (J. Bóna, Ľ. Gazdačko, M. Kováčik a J. Kobulský)	94
Štruktúrne členenie vnútornej račianskej jednotky (J. Bóna, M. Kováčik, Ľ. Gazdačko a J. Kobulský)	97
Štruktúrne členenie bystrickej jednotky (M. Kováčik, J. Bóna, J. Kobulský a Ľ. Gazdačko)	103
Štruktúrne členenie krynickej jednotky (Ľ. Gazdačko, J. Bóna, M. Kováčik a J. Kobulský)	108
Vrasy (J. Bóna, M. Kováčik a Ľ. Gazdačko)	109
Pukliny (J. Bóna a M. Kováčik)	113

Zlomová tektonika (J. Bóna, M. Kováčik a J. Kobulský)	115
Neotektonika (J. Bóna, J. Maglay a M. Kováčik)	119
GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ (M. Kováčik, J. Bóna, K. Bónová a J. Maglay)	121
ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV (Ľ. Kucharič a P. Kubeš)	125
HYDROGEOLOGICKÉ POMERY (N. Bačová)	133
GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA (Ľ. Petro)	143
NERASTNÉ SUROVINY (J. Kobulský)	147
VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY (M. Kováčik, J. Bóna a J. Maglay)	155
ZÁVER (M. Kováčik)	159
LITERATÚRA (M. Kováčik a J. Bóna)	161
SUMMARY (M. Kováčik a J. Bóna)	173
PRÍLOHA 1 ŠTRUKTÚRNO-TEKTONICKÁ SCHÉMA REGIÓNU NÍZKE BESKYDY-ZÁPADNÁ ČASŤ (J. Bóna, M. Kováčik, Ľ. Gazdačko a J. Kobulský)	

ABSTRAKT

Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Beskýd-západná časť v mierke 1 : 50 000 sú publikáciou, ktorá detailne opisuje a vysvetľuje geologickú stavbu a vývoj regiónu na už skôr vydannej geologickej mape tohto regiónu (Kováčik et al., 2011c). Obidve publikácie sú dôležitou súčasťou edície regionálnych geologických máp Slovenskej republiky v mierke 1 : 50 000. Geologická mapa Nízkych Beskýd-západná časť v mierke 1 : 50 000 vznikla na základe nového geologického mapovania v mierke 1 : 25 000 doplneného biostratigrafickým, sedimentologickým, štruktúrno-geologickým a mineralogicko-petrografickým výskumom. Medzi jej hlavné výsledky patrí 1. detailnejšie litofaciálne členenie jednotlivých súvrství a ich podrobná litologicko-sedimentologická a biostratigrafická charakteristika 2. definícia nových nižších litostratigrafických jednotiek (napr. mrázovské vrstvy belovežského súvrstvia) alebo redefinícia už zaužívaných litostratigrafických jednotiek (menilitové súvrstvie redefinované na menilitové vrstvy, ktoré sú súčasťou malcovského súvrstvia) a 3. nové poznatky o tektonike skúmaného územia (zvýraznenie vrásovo-šupinovej stavby magurského príkrovu, podrobná klasifikácia mezoskopických štruktúr – vrás, zlomov a puklín, charakteristika neotektonických pomerov).

Na geologickej stavbe regiónu sa zúčastňujú jednotky flyšového pásma Vonkajších Západných Karpát, na ktorých sú erozívne a diskordantne uložené kvartérne sedimenty. *Flyšové pásmo* sa skladá z niekoľkých bezkoreňových príkrovov presunutých na S na neogénne molasové sedimenty karpatskej predhlbne. V skúmanom území ho zastupuje magurský príkrov a grybowskiá jednotka. Litologickou náplňou týchto jednotiek sú hlbokomorské, prevažne siliciklastické sedimenty.

Grybowskiá tektonicko-litofaciálna jednotka je súčasťou predmagurskej skupiny príkrovov a na povrch vystupuje v smilnianskom tektonickom okne. Vrstvový sled grybowskej jednotky sa skladá z podsmilnianskeho, smilnianskeho a krosnianskeho súvrstvia. Podsmilnianske súvrstvie (stredný eocén? – mladší eocén) je najstarším súvrstvím grybowskej jednotky a tvoria ho tenkovrstvovité až strednovrstvovité ílovce s polohami kremenného až kremenno-karbonatického pieskovca. Smilnianske súvrstvie (mladší eocén – starší oligocén) členíme na spodné a vrchné (menilitové) smilnianske vrstvy. Dominantnou faciou spodných smilnianskych vrstiev sú tmavosivé až čierne vápnité ílovce a slieňovce. Ďalšími samostatne vyčlenenými faciami sú karbonáty, tmavé kremenné až kremenno-drobové pieskovce a svetlé kremenné (klivské) pieskovce. Vrchné smilnianske (menilitové) vrstvy sú charakteristické prítomnosťou čiernych kemitých ílovcov, silicítov a menilitových rohovcov. Najmladším súvrstvím grybowskej jednotky je krosnianske súvrstvie (starší oligocén).

Magurský príkrov tvorí podstatnú časť študovaného územia. Podľa litofaciálnych a litostratigrafických odlišností vrstvových sledov čiastkových štruktúr sa delí na tri základné tektonicko-litofaciálne jednotky (od J na S) – krynickú, bystrickú a račiansku.

Račianska jednotka je najsevernejšou tektonicko-litofaciálnou jednotkou magurského príkrovu. Na základe litofaciálnych odlišností najmä zlínskeho súvrstvia v jej severnej a južnej časti vyčleňujeme vonkajšiu a vnútornú zónu. Pre vnútornú sú charakteristické makovické pieskovce v spodnej časti zlínskeho súvrstvia, kým vo vonkajšej dominujú glaukonitové litofácie a zväčša pelitický vývoj. Tieto zóny oddeľuje krivooččianska násunová línia. *Vonkajšia račianska jednotka* je na S od krivooččianskej línie a jej horninovú náplň tvorí belovežské a zlínske súvrstvie. Belovežské súvrstvie (starší eocén – stredný eocén) tvorí drobnorytmický flyš a pestré ílovce. Spodnú časť zlínskeho súvrstvia (stredný eocén – starší oligocén) tvorí prevažne glaukonitovo-pieskovcová fácia a vrchnú ílovcová fácia. V ílovcovej sa vyskytujú tenšie polohy glaukonitovo-pieskovcovej fácie, hnedé silicifikované ílovce a tmavé vápnité ílovce. *Vnútorá račianska jednotka* vystupuje na J od krivooččianskej línie. Má širší stratigrafický rozsah. Na povrchu zaberá podstatne väčšiu plochu a má faciálne pestrejšiu náplň v porovnaní s vonkajšou račianskou jednotkou. Kurimské súvrstvie (mladšia krieda – starší eocén) je najstarším súvrstvím vnútornej račianskej jednotky a rozčlenili sme ho na flyšovú a pieskovcovú faciú. Belovežské súvrstvie (paleocén – stredný eocén) tvoria v spodnej časti mrázovské vrstvy, vo vrchnej drobnorytmický flyš s polohami pestrých ílovcov. Zlínske súvrstvie (stredný eocén – starší oligocén) členíme na niekoľko facií (resp. nižších litostratigrafických jednotiek), a to na makovické pieskovce (miestami s polohami zlepenca), glaukonitovo-pieskovcovú faciú, hrubozrnné pieskovce a zlepenca (bežne s glaukonitom) a ílovcovú faciú (miestami s polohami tmavých vápnitých ílovcov). Spoločný výskyt malcovských a zlínskych litotypov je vyjadrený vyčlenením zlínsko-malcovskej fácie. Dominantnou a hlavnou faciou malcovského súvrstvia (mladší eocén – ?mladší oligocén) je flyšová fácia. V spodnej časti tohto súvrstvia sú tenké polohy laminovaných vápencov a globigerínové slieňovce, ktoré sú v tesnom kontakte s pestrými ílovcami a menilitovými vrstvami. Vo vyšších častiach súvrstvia sa v rámci flyšovej fácie vyskytujú mladšie polohy menilitových vrstiev.

Bystrická jednotka je na sv. strane nasunutá na vnútornú račiansku jednotku, na J je v tektonickom kontakte s krynickou jednotkou. Najstaršou litostratigrafickou jednotkou vrstvového sledu bystrickej jednotky

je belovežské súvrstvie (paleocén – stredný eocén). Spodnú časť súvrstvia reprezentuje pieskovcová fácia, vrchnú tvorí typický drobnorytmický flyš s polohami pestrých ílovcov. Zlínske súvrstvie (stredný eocén – mladší eocén) reprezentuje prevažne pieskovcová fácia a v rámci nej sa na mape odlišujú polohy hrubozrnných pieskovcov a zlepcov a polohy pieskovcov s obliakmi a balvanmi exotických hornín. Ílovcová fácia je v niekoľkých nepriebežných pruhoch dosahujúcich hrúbku niekoľko desiatok až stoviek metrov. Lokálne sa v súvrství vyskytujú silicifikované ílovce až prachovce.

Krynická jednotka je najjužnejšou tektonicko-litofaciálnou jednotkou magurského príkrovu. Na jej litostratigrafii sa zúčastňuje pročské, strihovské a malcovské súvrstvie. Jednotku v úseku na V od Tople tvorí iba strihovské súvrstvie. V strednej časti študovaného regiónu sú zastúpené všetky tri súvrstvia a v úseku na SZ od Raslavič je prítomné malcovské a v menšej miere aj strihovské súvrstvie. Pročské súvrstvie (mladší paleocén – ?starší eocén) je tvorené karbonátovými pieskovecami a piesčitými vápencami s polohami ílovcov, slieňovcov a prachovcov. Podstatnú časť strihovského súvrstvia (starší eocén – mladší eocén) tvoria strihovské pieskovce s polohami oligomiktných zlepcov. Významnou litofáciou sú polymiktné zlepence s obliakmi exotických hornín, v ktorých nadloží vystupuje fácia piesčitých ílovcov. Zastúpená je aj flyšová fácia a pestré ílovce. Hlavnou a plošne najrozsiahlejšou faciou malcovského súvrstvia (mladší eocén – ?mladší oligocén) je flyšová fácia. V niekoľkých stratigrafických úrovniach je zastúpená aj pieskovcová fácia, lokálne so zlepcovými polohami. V spodnej časti súvrstvia sa vyvinuli pestré ílovce a menilitové vrstvy. Menilitové vrstvy sú známe aj z vyšších častí tohto súvrstvia.

Kvartérne sedimenty pokrývajú takmer celé študované územie, ale väčšinou ide o geneticky a typologicky monotónne akumulácie. Staropleistocénna akumulácia sa na území nezachovala, resp. zaznamenali sa len rudimentárne výskyty. Strednopleistocénna akumuláciu zastupujú iba vrstvy piesčitého štrku terás vystupujúce v štyroch morfológických stupňoch. Dva vyššie stupne patria medzi bližšie nečlenené vysoké terasy (mindel) a dva nižšie medzi rozčlenené stupne prvej a druhej strednej terasy (starší a mladší riss). Mladopleistocénna akumuláciu v skúmanom území zastupuje väčší počet genetických typov uloženín. Po stranách hlavných tokov sa objavujú prolúviálne uloženiny nízkych náplavových kužeľov a sporadicky fluviálne sedimenty nízkych terás. V úpätných častiach svahov, ale aj na povrchu stredných a nízkych fluviálnych terás sa zachovali série spraší a ich derivátov. Obdobie neskorého glaciálu a raného postglaciálu je zastúpené širokým spektrom prechodných typov deluviálnych sedimentov a ich kombinácií s prolúviálnymi a fluviálnymi sedimentmi. Tieto fácie sú sprevádzané eluviálnymi zvetraninami a enormným počtom zosuvov. Okrem nich sa do tohto obdobia zaraďujú aj niektoré prolúviálne sedimenty tzv. nadhivných kužeľov. Holocénna akumuláciu tvoria najmä fluviálne sedimenty nív všetkých vodných tokov. S uvedenými sedimentmi sú úzko geneticky späté prolúviálne sedimenty nivných kužeľov a fluviálno-organické sedimenty mŕtvych ramien a mokradí prechádzajúcich až do organogénnych sedimentov slatinných rašelinísk. Pomerne časté sú výskyty penovcov a almov. V holocéne pokračovala svahová modelácia s tvorbou deluviálnych svahovín, sutín a zosuvov. Zanedbateľné nie sú ani recentné antropogénne uloženiny (najmä skládky a násypy), ktorých interakcia s prírodným prostredím vyvoláva rast environmentálnych záťaží.

Tektonika študovaného územia je pomerne komplikovaná. Magurský (strižný) príkrov, ktorý je súčasťou akrečnej prizmy karpatského orogénu, sa skladá z niekoľkých čiastkových tektonicko-litofaciálnych násunových jednotiek (vonkajšej a vnútornej račianskej, bystrickej a krynickej jednotky). Vnútoraná stavba čiastkových jednotiek je spravidla severovergentná. Tvorí ju sústava tektonických šupín generálne smeru SZ – JV až ZSZ – VJV navzájom oddelených násunovými zlomami. Jednotlivé šupiny majú svoj osobitý štýl tektoniky, ktorý nemusí byť konštantný v celom ich priebehu. Juhovergentnú stavbu sme pozorovali v južnej resp. jz. časti bystrickej jednotky. Stavba tejto jednotky tak v reze nadobúda charakter štruktúrneho vejára. Pri presune magurského príkrovu cez externejšie zóny flyšového pásma sa do stavby vnútornej račianskej jednotky tektonicky implementovala „odtrhnutá vrásová šupina“ grybowskej jednotky vystupujúca v smilnianskom tektonickom okne.

Magurský príkrov a grybowskú jednotku segmentuje priečna zlomová tektonika a v jej rámci odlišujeme dva významné systémy dislokácií. V prvom rade ide o štruktúry principiálne smeru SV – JZ (SSV – JJZ až VSV – ZJZ), v ktorých sú charakteristickou zložkou pohybu čisté až šikmé poklesy a sinistrálne posuny. Druhú skupinu tvorí systém zlomov generálne smeru S – J s azimutálnym rozptylom varírujúcim v intervale SSV – JJZ až SSZ – JJV. Pri týchto zlomových štruktúrach je najmarkantnejší dextrálny, smerne až šikmo posuvný režim, no pozorovali sme aj poklesové štruktúry. Vznik násunových zlomov súvisí s vývojom tektonických šupín, keď sa tektonicky redukoval priestor a os maximálnej kompresie σ_1 bola orientovaná kolmo na priebeh vznikajúcich štruktúr, a to v smere SSV – JJZ až SV – JZ. Smerné alebo až šikmé posuny, ktorými sa v študovanom priestore relaxovalo napätie, v sarmate a zrejme aj v panóne vyvolalo pôsobenie kompresno-extenzného paleonapätového poľa s osou maximálnej kompresie σ_1 orientovanou generálne v smere SSV – JJZ (σ_3 pôsobí v smere ZSZ – VJV). Významnejšie poklesy na staršie založených opísaných dislokáciách a zároveň tvorbu nových štruktúr v nasledujúcej etape tektonického vývoja mohlo iniciovať extenzné pole paleonapätia pôsobiace generálne v smere SZ – JV až V – Z už od konca miocénu a počas kvartéru.

ÚVOD

Geologická mapa Nízke Beskydy-západná časť v mierke 1 : 50 000 (Kováčik et al., 2011c) a vysvetlivky k nej (táto publikácia) prinášajú nové informácie o geológii, tektonike, geofyzikálnych pomeroch, nerastných surovinách, hydrogeológii a o geofaktoroch životného prostredia v západnej časti Nízkych Beskýd. Tieto informácie sa získali v rámci projektu Geologická mapa regiónu Nízke Beskydy-západná časť v mierke 1 : 50 000 (Žec, 2006), ktorého objednávatelom bolo Ministerstvo životného prostredia Slovenskej republiky a zhotoviteľom Štátny geologický ústav Dionýza Štúra (zodpovedný riešiteľ M. Kováčik, ŠGÚDŠ-RC Košice).

Pri spracúvaní celého spektra problematiky týkajúcej sa geológie sledovaného regiónu sa použil multidisciplinárny prístup. V rokoch 2006 až 2010 bolo územie veľké 1 015 km² (obr. 1) zmapované v mierke 1 : 25 000 a vytvorili sa jeho nové základné geologické mapy v mierke 1 : 25 000 s grafickými a textovými vysvetlivkami. Región bol rozdelený na južnú a severnú časť a tie sa samostatne zhodnotili v dvoch čiastkových záverečných správach (Geologické mapy v mierke 1 : 25 000 južnej časti regiónu – Kováčik et al., 2008a; Geologické mapy v mierke 1 : 25 000 severnej časti regiónu – Kováčik et al., 2010). Na geologickom mapovaní sa zúčastnili pracovníci ŠGÚDŠ (M. Kováčik, J. Bóna, L. Gazdačko, J. Kobulský, J. Maglay, M. Kučera a Z. Németh; cf. prehľad mapovania in Kováčik et al., 2011c). Okrem mapovania sa v teréne vykonal aj sedimentologický a štruktúrno-geologický výskum na vybraných odkryvoch a profiloch. Na terénne práce nadväzoval špeciálny výskum zameraný na biostratigrafiu (nanoplanktón – K. Žecová, planktonické a aglutinované foraminifery – A. Zlinská, bentózne foraminifery – S. Buček, fosílie exotických obliakov karbonátov – D. Boorová, palynológia a malakofauna – H. Vaněková), petrografiou (J. Derco, Z. Siráňová) a mineralógiu (J. Derco, K. Bónová – UPJŠ Košice) sedimentov.

Laboratórne práce sa vykonali v ATNS ŠGÚDŠ v Košiciach (príprava vzoriek na stanovovanie nanoplanktónu – M. Marčeková, manometria a RTG – J. Derco, mletie a rozdrúžovanie vzoriek, separácia ťažkých minerálov – L. Tuček, L. Kovaničová), v laboratóriách ŠGÚDŠ v Spišskej Novej Vsi (výbrusy – M. Barabas, chemické silikátové analýzy) a v Bratislave (špeciálne plavenie mikropaleontologických vzoriek – K. Tóthová, nábrusy a výbrusy – F. Mitana, mikrosonda – K. Bónová, M. Kováčik a kolektív laboratória elektrónovej mikroanalýzy, najmä V. Kollárová). Počet analyzovaných a hodnotených vzoriek počas riešenia projektu uvádza tab.1.

Okrem nového geologického mapovania, terénneho výskumu, veľkého množstva analyzovaných, prehodnocovaných a prehodnotených vzoriek sa priebežne vykonávala aj archívna excerpčia geologických prác realizovaných v skúmanom území v minulosti. Excerpovali sa technické diela (najmä vrty) evidované v Geofonde (L. Fedorová, R. Balážová) a vytvorili sa mapy technických diel v mierke 1 : 25 000 (M. Repčiak, M. Kováčik, L. Fedorová, R. Balážová), ktoré autori využili pri tvorbe geologických máp. Na tvorbe a digitalizácii máp dokumentačných bodov a geologických máp v mierke 1 : 25 000 sa zúčastnili autori jednotlivých máp, ktorým významne pomohli technickí pracovníci (M. Repčiak, L. Fedorová, R. Balážová).

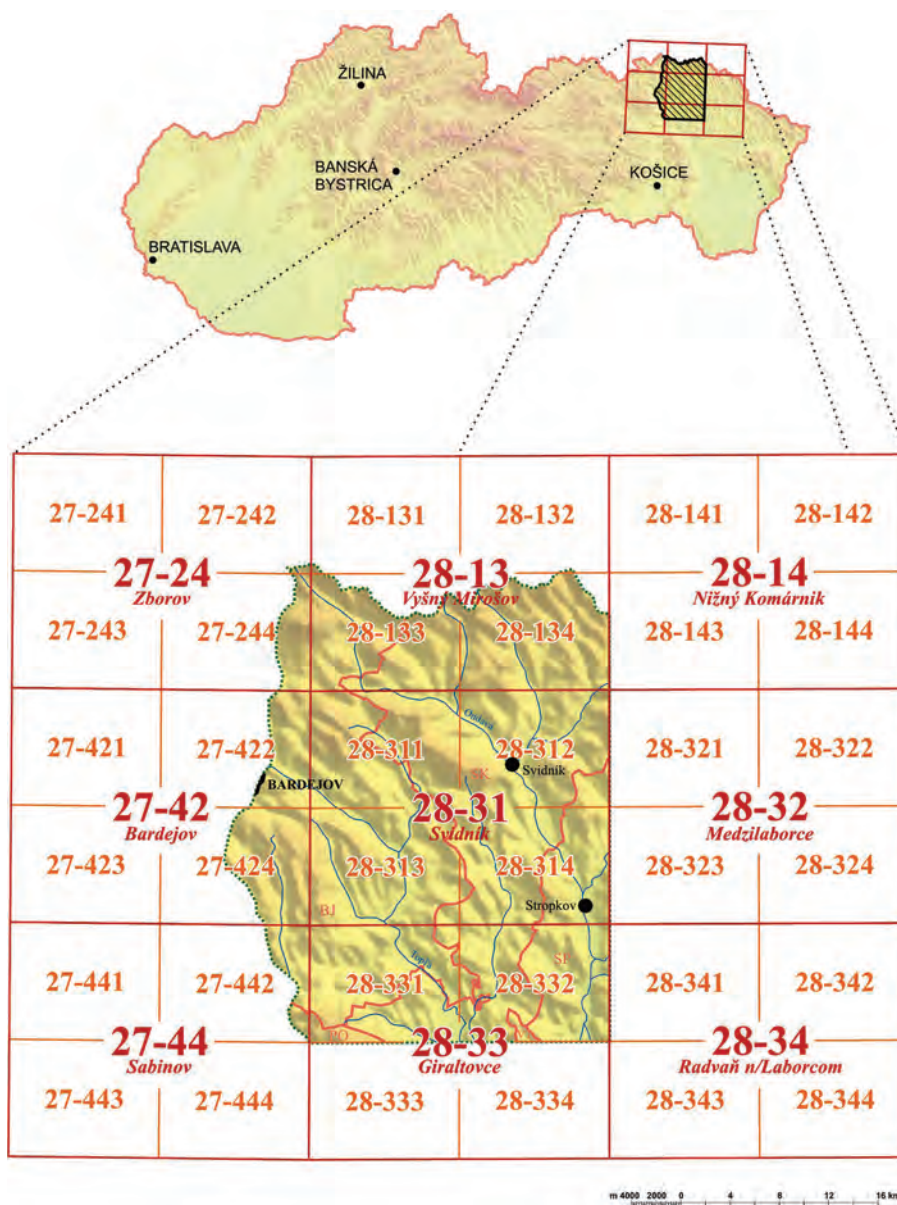
Geofyzikálne poznatky o regióne zhrnula a zhodnotila čiastková záverečná správa III a vytvorila sa mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií v mierke 1 : 100 000 (Kucharič et al., 2010). Pri jej tvorbe sa využili

Tab. 1
Druh analýz a počet hodnotených vzoriek

Druh práce	Počet hodnotených vzoriek
Petrografia	370
Nanoplanktón	459
Planktonické a aglutinované foraminifery	148
Bentózne foraminifery	27
Mikrobiostratigrafia exotických karbonátov	16
Palynológia a malakofauna	18
RTG	81
Chemická silikátová analýza	50
Objemovometrické stanovovanie karbonátov (resp. manometria)	60
Ťažké minerály	26
Spolu	1 255

najmä výsledky magnetometrie a gamaspektrometrie, pozemných tiažových a seizmických meraní, ako aj ostatných archívnych materiálov týkajúcich sa geofyziky. Vytvoril sa aj digitálny model reliéfu.

Na základe geologických máp regiónu v mierke 1 : 25 000 (Kováčik et al., 2008a, 2010) bola koncom r. 2010 a v prvých mesiacoch roku 2011 (január – apríl) vytvorená (M. Kováčik, J. Bóna, L. Gazdačko, J. Kobulský, J. Maglay, M. Kučera) a zdigitalizovaná (M. Antalík, K. Lacenová, J. Vlachovič, ŠGÚDŠ, Bratislava) geologická mapa skúmaného regiónu v mierke 1 : 50 000 a v júni 2011 bola aprobovaná a vytlačená (Kováčik et al., 2011c). Vypracovali sa aj grafické a textové vysvetlivky ku geologickej mape v čiastkovej záverečnej správe IV (Kováčik et al., 2011a), ktoré po doplnení a jazykovej úprave predkladáme širokej odbornej aj laickej verejnosti v tejto monografii. Okrem detailného opisu vyčlenených jednotiek (M. Kováčik, J. Bóna, L. Gazdačko, J. Kobulský, J. Maglay), charakteristiky tektonických pomerov (J. Bóna, M. Kováčik, L. Gazdačko, J. Kobulský, J. Maglay) a náčrtu geologického vývoja územia (M. Kováčik, J. Bóna, K. Bónová, J. Maglay) sa podrobne zhodnotila aj geofyzikálna preskúmanosť (L. Kucharič, P. Kubeš), nerastné suroviny (J. Kobulský), hydrogeológia (N. Bačová) a geofaktory životného prostredia (L. Petro). Opísané sú aj významné geologické lokality regiónu (M. Kováčik, J. Bóna, J. Maglay). Výsledky výskumu v regióne Nízkyh Beskýd-západná časť sa nakoniec zhrnuli v záverečnej správe geologickej úlohy (Kováčik et al., 2011b). Časť dosiahnutých výsledkov sa prezentovala na domácich a zahraničných konferenciách a seminároch. Odvolávame sa na ne v texte (Kováčik et al., 2008b, 2009a, b, c, 2011d, e; Bóna et al., 2009a, b; Bónová et al., 2009a, b, 2010a, b).



Obr. 1. Klad mapových listov regiónu Nízke Beskydy-západná časť v Křovákovom zobrazení (Žec, 2006).

GEOGRAFICKÁ A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Región Nízke Beskydy-západná časť zaberá územie v rozlohe 1 015 km², je zobrazený na mapovom liste 28-31 (Svidník) a na častiach mapového listu 27-24 (Zborov), 27-42 (Bardejov), 27-44 (Sabinov), 28-13 (Vyšný Mirošov) a 28-33 (Giraltovce) v mierke 1 : 50 000 (obr. 1).

Južná hranica mapovaného regiónu (resp. južná hranica mapových listov 28-33 a 27-44) prebieha v smere V – Z od Turian nad Ondavou po Demjatu. Západná hranica má tvar nepravidelnej krivky generálne smeru S – J, ktorá sleduje údolie rieky Sekčov medzi Demjatou a Bartošovcami. Ďalej na SZ sa tiahne do údolia potoka Šibská voda a ním pokračuje do Bardejova. Na S od Bardejova sleduje údolie riečky Kamenec po Becherov a tam sa na poľsko-slovenskej štátnej hranici končí. Severná hranica regiónu sa zhoduje s poľsko-slovenskou štátnou hranicou približne v úseku medzi Becherovom na Z a Krajnou Porúbkou na V. Východná hranica (resp. východná hranica mapových listov 28-13, 28-31 a 28-33) sa tiahne smerom na J od Krajnej Porúbky po Turany nad Ondavou (obr. 1).

Podľa regionálneho geomorfologického členenia (Mazúr a Lukniš, 1980) región Nízke Beskydy-západná časť patrí do geomorfologických celkov Laboreckej a Ondavskej vrchoviny, oblasti Nízke Beskydy a subprovincie Vonkajších Východných Karpát. Z nižších geomorfologických jednotiek je v skúmanom území v rámci Ondavskej vrchoviny zastúpená Raslavická brázda, Kurimská brázda, Stropkovská brázda, Mirošovská brázda a Zborovská kotlina (obr. 2).

Z geomorfologickej stránky možno územie všeobecne pokladať za pestré. Vyčleňujeme v ňom nasledujúce základné typy reliéfu (sensu Mazúr et al., 1980):

1) *reliéf poriečnych rovin a nív*. Väčšie plochy zaberá hlavne v údoliach Ondavy (okolie Stropkova a smerom na J po Domašu) a Tople (medzi Giraltovcami a Marhaňou),

2) *reliéf erózných brázd*. Vyvinul sa v údolí Ondavy medzi Stropkovom a Svidníkom, ako aj v údolí Chotčianky na SV od Krušinca (Stropkovská brázda), v údolí Tople medzi Harhajom a Bardejovom, v okolí Kochanoviec a Kožian (Kurimská brázda), pri Bardejove, v údolí Olšavky medzi Nižnou a Vyšnou Olšavou, medzi Kľušovom, Raslavcami a Kukovou (Raslavická brázda), v okolí Nižného a Vyšného Mirošova (Mirošovská brázda) a v širšom okolí Zborova (Zborovská kotlina),

3) *reliéf pedimentových podvrchovín a pahorkatín*. Dominantný je medzi údoliami Tople a Radomky, v údoliach Cerninky, Hažlínky a Kurimky a v niekoľko km širokom páse medzi Kapišovkou, Svidničankou a Chotčiankou smerom na V, JV a SV od Svidníka. Je aj v údolí Ondavy, na V od Stropkova a v okolí Nižného a Vyšného Orlika, kde sú rozšírené relatívne veľké plošné terasy Ondavy. Menší rozsah má v okolí Cigle, Nižnej a Vyšnej Polianky,

4) *planačno-rázsochový reliéf*. Plošne je najrozšírenejší južne a jz. od Bardejova, medzi údolím Tople a Raslavickou brázdou. Je aj jv. od Giraltoviec, južne od Marhane a severne od kóty Haľagoš (642 m n. m.),

5) *vrchovinový reliéf*. Je dominantný v oblastiach, v ktorých na povrch vystupujú prevažne pieskovcové fácie (napr. makovické pieskovce, hrebeň Muchovej hory sv. od Giraltoviec, oblasť Bane západne a sz. od Stropkova, hrebeň medzi kótou Čierna hora (667 m n. m.) a Makovica (655 m n. m.), okolie kóty Kačalová (676 m n. m.), Kaštielik (648 m n. m.), Smilniansky vrch (750 m n. m.) a Kalinec (574 m n. m.)) a v severnej a sv. časti územia pri štátnej hranici s Poľskom,

6) *hornatinový reliéf*. Vyskytuje sa na malej ploche na hrebene pri poľsko-slovenskej štátnej hranici medzi Ondavkou a Roztockým potokom.

Z typologického hľadiska (Mazúr, 1980a) je zastúpený akumulčný reliéf (fluviálna rovina – dolina Ondavy medzi Stropkovom a Domašou a dolina Tople medzi Marhaňou a Giraltovcami), akumulčno-erózný (proluviálno-fluviálna pahorkatina – Mirošovská brázda, severná časť Stropkovskej brázdy, Zborovská kotlina, údolie Tople medzi Bardejovom a Harhajom) a eróžno-denudačný reliéf (pedimentová rezaná pahorkatina dominantná hlavne v severnej časti územia, fluviálna rezaná vrchovina prevažne v sv. časti regiónu a na malej ploche na JZ od Bardejova je rozrezaná planina).

Z hypsografického hľadiska sú v regióne zastúpené štyri výškové stupne (Harčár, 1995a):

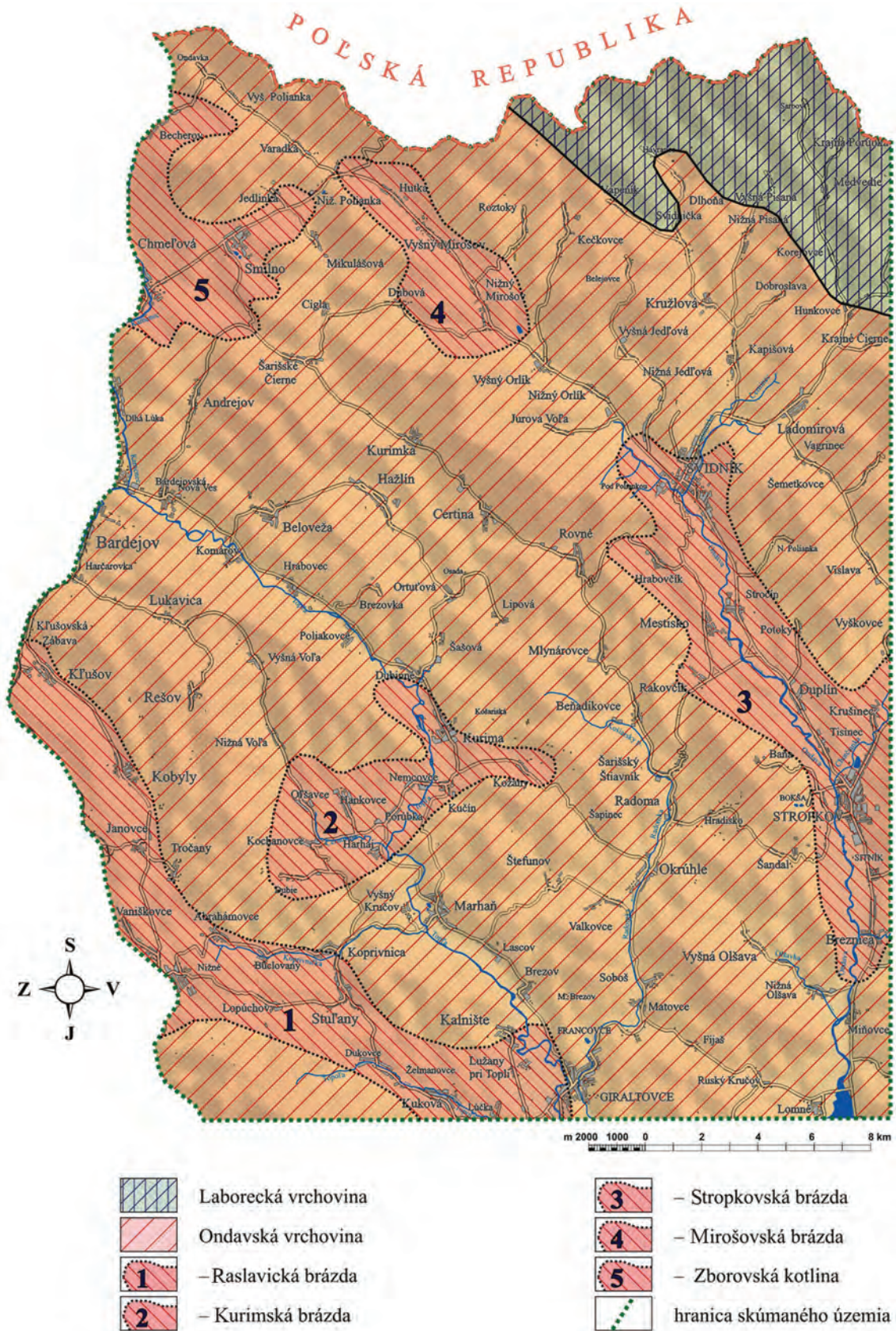
1) *výškový stupeň do 300 m*. Je rozšírený hlavne v dolinách Tople (na JV od Bardejova) a Ondavy (jv. od Nižného Mirošova) a v dolných častiach menších vodných tokov (Ladomirka, Kapišovka, Cerninka, Kurimka). Pre územie patriace do tohto stupňa je typický hladko modelovaný reliéf pahorkatín a rovinatý reliéf riečnych nív,

2) *výškový stupeň 300 – 450 m*. Zaberá plošne najrozsiahlšie územie a patrí doň podstatná časť reliéfu nižšej a vyššej vrchoviny,

3) *výškový stupeň 450 – 600 m*. Je rozšírený najmä v severnej časti územia a na rozvodovom chrbte Ondavy a Tople,

4) *výškový stupeň nad 600 m*. Tvorí najvyššie časti hrebeňov a kót.

Územie má všeobecný mierny sklon na JV, a preto najväčšiu nadmorskú výšku dosahuje v severnej a v sz. časti územia. Najvyššou kótou je Smilniansky vrch (750 m n. m.). Miesta s najmenšou nadmorskou výškou sú



Obr. 2. Geomorfologické členenie územia (Mazúr a Lukniš, 1980; upravil Žec, 2006).

pri výtoku riek z regiónu (napr. Ondava na V od Lomného – cca 160 m n. m., Topľa na J od Giraltovec – cca 170 m n. m.). Priemerná sklonitosť územia je prevažne od 2 do 6°, v nivách väčších vodných tokov 0 – 2°, vo väčšej nadmorskej výške 6 – 14, lokálne až vyše 14° (Kvitkovič, 1980).

Horizontálna členitosť reliéfu je relatívne vysoká (prevažne 1,75 – 2,5 km/km²). Najvyššia je na V od Giraltovec a na J od Kečkoviec a Svidníka, kde dosahuje viac ako 2,5 km/km², najnižšia (0,5 – 1,25 km/km²), v údolí Ondavy medzi Stročinom a Breznicou (Mazúr, 1980b).

Ďalším dôležitým prvkom pri hodnotení geomorfológie územia je povaha a hustota riečnej siete. Prevažná časť územia patrí do povodia Bodroga (Ondava, Topľa a jej prítoky) a iba malá časť regiónu na JZ do povodia Hornádu (Sekčov s prítokmi; Turbek, 1980). Väčšina tokov sleduje litologické alebo tektonické rozhrania a spätnou eróziou sa dostávajú až na rozvodný chrbát. Preto je smer hlavných tokov v regióne – Tople a Ondavy, ako aj smer hranice ich rozvodia generálne SZ – JV.

Územie patrí do mierne teplej (prevažná časť skúmaného územia) až teplej (údolie Tople a Ondavy v jv. časti územia) klimatickej oblasti. Iba najsevernejšie, prihraničné časti regiónu majú mierne chladnú klímu (Lapin et al., 2002). Podľa údajov z pozorovaní v rokoch 1961 – 1990 má prevažná časť územia v januári priemernú teplotu –4 až –5 °C (Šťastný et al., 2002a) a v júli 16 až 18 °C (Šťastný et al., 2002b). Prihraničná (severná) časť regiónu je chladnejšia (priemerná teplota v januári je –5 až –6 °C a v júli 14 až 16 °C), ale doliny Tople a Ondavy v jv. časti skúmaného územia majú vyššiu priemernú teplotu vzduchu (v januári –3 až –4 °C a v júli 18 až 19 °C).

REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD

Podľa regionálneho geologického členenia Vassa et al. (1988a, b) patrí skúmané územie do čergovsko-beskydského flyšu, ktorý sa od S na J člení na tri samostatné čiastkové jednotky – račiansko-brezovský, východobystrický a krynický flyš. Na J je čergovsko-beskydský flyš ohraničený šarišským úsekom bradlového pásma, na S prechádza na územie Poľska a na SV sa stýka s dukliansko-bukovským flyšom (mimo študovaného územia). Smilnianske tektonické okno je samostatnou podjednotkou račiansko-brezovského flyšu (l. c.)

PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV A PRÁC

Systematický geologický výskum na východnom Slovensku, ako aj v celých Západných Karpatoch sa začal po vzniku Ríšskeho geologického ústavu v roku 1849 vo vtedajšom Rakúsko-Uhorsku. Prvé zmienky o geológii študovaného regiónu a jeho okolia (aj keď často iba nepriame alebo okrajové) možno nájsť hlavne v prácach nasledujúcich autorov: Hauer a Richthofen (1859), Hauer (1869), Paul (1869, 1870), Walter a Dunikowski (1882), Uhlig (1883, 1903, 1907), Tietze (1889), Noth (1912), von Adda (1900), Posewitz (1907), Böckh (1909), Zuber (1918) a i. Ich diela majú v súčasnosti viac-menej iba historický význam a ich prínos do poznania geológie regiónu, ktorý je predmetom nášho výskumu, registruje a hodnotí Stráník et al. (2006). Medzi najvýznamnejšie práce tohto obdobia patrí geologická mapa Západných Karpát v mierke 1 : 576 000 (list 3 – Hauer, l. c.), ktorou sa zavŕšila prvá etapa systematického mapovania v regióne.

Prvé dôležité poznatky o stratigrafii východného úseku flyšového pásma priniesol Hauer, Richthofen a Paul a na ich výskum neskôr nadviazal hlavne Uhlig. Paul (1869) opísal červené bridlice a pieskovcové lavičky s hieroglyfmi ako belovežské vrstvy a podložné sivé aj piesčité bridlice ako ropiankové vrstvy v profile Stebník – Magura – Zborov – Nižná Polianka. Uhlig (1883) doplnil Paulovu stratigrafiu a masívne lavicovité vrstvy pieskovca, do ktorých zaradoval prevažnú časť Čergova, stratigraficky mylne dával do strednej a mladšej kriedy. Menilitové vrstvy opisoval od Malcova, Krivého, Richvaldu a Zábavy. Pieskovec Čergova porovnával s ciezkwickým a upozornil na to, že ich nemožno označovať názvom magurský pieskovec (Paul, l. c.), lebo zapadajú pod mladšie menilitové bridlice. Uhlig v roku (1888) Paulove belovežské vrstvy revidoval. Pre ich vyššie polohy bez červeného ílovca ponechal názov belovežské vrstvy a hlbšie polohy označil ako pestrý íl. Posewitz (1907) v okolí Zborova rozlišoval inoceramové vrstvy (krieda?), polohy červeného a modrastého ílovca (eocén), menilitové bridlice (starší oligocén) a magurský pieskovec (mladší oligocén). Bernoulli (1912) sa v okolí Zborova pridŕžal Uhligovej stratigrafie a vrstvy pri Becherove (zlínske súvrstvie račianskej jednotky) chybné zaradil do kriedy. Veľkým prínosom pre stratigrafiu flyšových jednotiek chudobných na makrofaunu bolo využívanie drobných foraminifer (napr. Grzybowski, 1894; Noth, 1912).

Začiatkom 20. stor. boli položené aj základy poznávania tektonickej stavby Západných Karpát. Zonálne delenie flyšového pásma podal Uhlig (1903). Rodiaca sa príkrovová koncepcia stavby Álp (napr. Schardt,

1893; Lugeon, 1902; Termier, 1904) sa aplikovala aj na stavbu flyšového pásma Karpát (Limanowski, 1906; Uhlig, 1907).

V období medzi dvoma svetovými vojnami pokračovali vo výskume východnej časti flyšového pásma poľskí a československí geológovia. Územie Poľska bolo v tom čase preskúmané oveľa podrobnejšie, a preto je nevyhnutné spomenúť práce poľských autorov – Nowaka (1927), Opolského (1930) a Teisseyra (1930, 1932), ale najmä Świdzińskiego (1934), ktorý urobil základné delenie flyšu na východnom Slovensku a ako prvý v ňom oddelil magurský príkrov od „krosnianskeho“ pásma. Z československých geológov v tom období v študovanom regióne a v jeho blízkom okolí pracoval Matějka a Zelenka (1932), Hynie (1925) a Kettner et al. (1925), Kodým a Matějka (1937) a Matějka a Kodým (1939). Niektoré výsledky mapovania medzi duklianskym a lupkovským priesmykom v medzivojnovom období sa publikovali neskôr (Matějka a Kodým, 1952). Autori (l. c.) študovali magurskú a dukliansku jednotku, ako aj charakter ich styku resp. magurského nasunutia (Matějka a Kodým, 1949).

Po 2. svetovej vojne sa začala nová etapa intenzívneho systematického geologického výskumu východoslovenského flyšu a vyvrcholila vytvorením geologických máp (s vysvetlivkami) v mierke 1 : 200 000 (tzv. generálky) v prvej polovici 60. rokov 20. stor.. Región Nízke Beskydy-západná časť je zobrazený na liste Košice – Zborov (Matějka, 1961; Matějka a Stráník, 1961; Matějka et al., 1964a, b). Mapa vznikla na základe podkladov z viacerých častí regiónu, ktoré spracovali rozliční autori. Pesl (1957, 1958, 1959, 1960) zmapoval a zhodnotil územie medzi Topľou a Laborcom, Nemčok a Koráb (1961) spracúvali list 91-D a 103-B, Stráník (1960, 1961, 1965), Stráník a Roth (1959, 1960) mapovali západnú časť Ondavskej vrchoviny a Čergov. Geológiu východnej a južnej časti Ondavskej vrchoviny študoval Leško (1957). V spomenutej etape sa geologicky preskúmalo celé územie, prehodnotili sa práce regionálneho a lokálneho charakteru a vymedzili sa hlavné resp. čiastkové tektonické jednotky a ich štruktúry, ako aj faciálne vývoje ich vrstiev a rozdiely medzi nimi. Vypracovali sa základy mikrobiostratigrafie flyšových súvrství (napr. Hanzlíková, 1960a, b, 1961a, b, c; Samuel, 1960) a vykonali sa prvé petrografické analýzy hlavných horninových typov (napr. Eliáš, 1961; Ďurkovič, 1960, 1961, 1962, 1964). Pieskovce sa študovali mikroskopicky a klasifikovali v trojuholníkových diagramoch. Pri analýze jemnozrnných sedimentov sa používala chemická analýza, RTG a DTA. Leško et al. (1959) zistili stopy paleogénneho vulkanizmu v zlínskych, malcovských a menilitových vrstvách. Ťažké minerály orientačne študovala Starobová (1959, 1962) a Ďurkovič (1960, 1965). Starobová (1962) určila päť minerálnych asociácií zodpovedajúcich vymedzeným geologickým jednotkám.

V tom období sa začal aj moderný sedimentologický výskum súvisiaci s nástupom teórie turbiditných prúdov, ktorú v roku 1950 ako prví publikovali Kuenen a Miglioneri a znamenala mimoriadne významný pokrok v sedimentológii. Moderné sedimentologické metódy sa spočiatku aplikovali najmä v poľskej časti flyšového pásma (napr. Džułyński et al., 1959) a nové informácie sa využili pri paleogeografickej analýze flyšového sedimentačného priestoru (napr. Książkiewicz et al., 1962). Vo východoslovenskej časti flyšového pásma sa cenné výsledky získali najmä štúdiom orientovaných sedimentárnych textúr pieskocvcov – hlavne prúdových stôp na báze pieskocvcových vrstiev (Książkiewicz a Leško, 1959; Koráb et al., 1962). Neskôr Stráník (1965) tento výskum doplnil o informácie zo západnej časti východoslovenského flyšu. V magurskej jednotke sa zistil hlavne pozdĺžny (longitudinálny) paleoprúdový systém (generálne z JV na SZ), ale miestami išlo aj o bočný (laterálny) smer paleoprúdenia.

Geologický výskum v tom období však priniesol aj niektoré protichodné názory na otázky stratigrafie, ale najmä tektoniky. Matějka (in Matějka et al., 1964a, b) v magurskej jednotke vyčlenil tri vývoje. Najjužnejší označil ako čerchovský (na rozdiel od Leška et al., 1964) a v račianskom odlíšil tri pásma – brezovské, zborovské a vonkajšie račianske. Rovnaké označenie použil aj Stráník (1965), ale v račianskej jednotke rozlíšil vnútorný a vonkajší vývoj. Pesl (1968) v korelačnej štúdií litofácií paleogénu v magurskej jednotke porovnával jej vývoj vo východnom a západnom úseku, a to vo „vrchnom“ a „spodnom oddiele“ paleogénu. Vo východnom úseku vyčlenil pre spodný oddiel flyšové paleocénne vrstvy račianskej jednotky, belovežské vrstvy račianskej a bystrickej jednotky, čerchovské súvrstvie (strihovské a kobylnické vrstvy), pestré vrstvy a globigerinové sliene pre čerchovsko-udavskú jednotku. Vo vrchnom oddiele vyčlenil vonkajšiu a vnútornú zónu račianskej jednotky, ďalej bystrickú a malcovskú zónu. Vjalov a Andrusov (1963) a Andrusov (1965) rozdelili paleogénne súvrstvia flyšového pásma Západných Karpát na spodnú – karpuskú sériu, a vrchnú – ombrónsku sériu. Genézou a stratografiou menilitových vrstiev v slovenskej časti Západných Karpát sa zaoberal Leško (1960c), Andrusov a Martíny (1961). Pohľad na historický vývin východoslovenskej časti flyšovej geosynklinály, jej stratigrafický obsah približne od subhercýnskych vrásnivých orogenetických procesov do skončenia sedimentácie v oligocéne a jej tektonický vývin podáva syntetizujúce dielo Leška a Samuela (1968). Títo autori zachovávajú označenie troch základných jednotiek v zmysle Leška et al. (1964). Ich čiastkové jednotky aj tu majú charakter tektonických jednotiek a v geneticko-paleogeografickom vývoji preferujú jednotný vývoj celej magurskej oblasti na východnom Slovensku. Zrejme to bol dôvod, prečo nevyčlenili špecifické, čiastkové litofaciálne vývoje. Ich práca (ibid.) sa vyznačuje prehľadnosťou, jasnou koreláciou jednotiek s jednotkami, ktoré vyčlenili iní autori,

a dôsledným používaním termínu „súvrstvie“. Koráb a Ďurkovič (1978) zosumarizovali poznatky o stratigrafii, litológii, biostratigrafii, paleogeografii a tektonike duklianskej jednotky.

Po vydaní prvej edície geologických máp v mierke 1 : 200 000 sa ťažisko regionálneho výskumu v ŠGÚDŠ presunulo na geologické mapovanie regiónov Slovenska v mierke 1 : 25 000. Na základe máp tejto mierky sa tvorili regionálne mapy v mierke 1 : 50 000 (prvá vyšla v roku 1972) a v súčasnosti tieto mapy zobrazujú takmer celé územie Slovenska. Výsledky dlhoročného regionálneho geologického výskumu sa vzali do úvahy a využili sa pri tvorbe geologickej mapy SR v mierke 1 : 500 000 (Biely et al., 1996a), geologickej mapy Západných Karpát a príslušných oblastí v mierke 1 : 500 000 (Lexa et al., 2000) a novej edície prehľadných geologických máp SR v mierke 1 : 200 000 (Potfaj a Kováčik et al., 2008; Bezák et al., 2008, 2009). Hlavné neotektonické štruktúry skúmaného regiónu a relatívne vertikálne pohybové tendencie tektonických blokov charakterizuje neotektonická mapa Slovenska (Maglay et al., 1999). Hlavné genetické typy kvartérnych uloženín a ich hrúbku zobrazuje geologická mapa kvartéru v mierke 1 : 500 000 (Maglay et al., 2009a, b) a ich stručná charakteristika je vo vysvetlivkách k nej (Maglay et al., 2011).

V okolí Giraltovec mapoval Koráb (1978) a poukázal na to, že litofaciálne odlišnosti medzi bystrickou a krynickou jednotkou sú zanedbateľné a vyčlenenie bystrickej jednotky v tejto časti magurského príkrovu nie je opodstatnené. Mapovaním pribradlovej časti krynickej jednotky v oblasti jz. od Giraltovec sa zaoberal Molnár (Molnár et al., 1985).

Nemčok (1990) na základe vlastných prác, ako aj prác iných autorov vytvoril geologickú mapu Pienin, Čergova, Lubovnianskej a Ondavskej vrchoviny v mierke 1 : 50 000. V nej sa okrem iného vyčlenila aj magurská tektonická jednotka, no jej čiastkové jednotky nie sú tektonické, ale litofaciálne – krynická, bystrická a račianska (Nemčok et al., 1990). Podobné základné členenie magurského flyšového pásma použil Samuel (1990) pri unifikácii litostratigrafických jednotiek východoslovenského flyšu.

Vo vysvetlivkách ku geologickej mape Slovenska v mierke 1 : 500 000 (Biely et al., 1996b) sa v základnom geologickom členení zreteľne prezentuje tektonická koncepcia stavby magurského flyšu resp. magurskej skupiny príkrovov. Na východnom Slovensku tvoria skupinu tri čiastkové príkrovy – račiansky, bystrický a krynický (v mape, zrejme pre mierku, nie sú vyznačené, cf. Biely et al., 1996a).

Potfaj (in Žec et al., 1997) magurský flyš v podloží východnej časti Vihorlatu a na jeho severnom okraji pomenoval termínom magurský paleogén s. l., ale zaradil doň aj pročské vrstvy, ktoré ostatní autori dovedy zaraďovali do paleogénu bradloveho pásma.

V geologickej mape Západných Karpát a príslušných oblastí v mierke 1 : 500 000 (Lexa et al., 2000) je zreteľne definovaná príslušnosť grybowskej a duklianskej jednotky do predmagurskej skupiny príkrovov, pričom prvá z nich vystupuje na povrch v smilnianskom tektonickom okne.

V roku 2003 vyšla geologická mapa Vonkajších Karpát na pomedzí Poľska, Ukrajiny a Slovenska (Jankowski et al., 2003) a jej prínosom je korelácia jednotlivých jednotiek, ako aj ich stavebných častí v tomto priestore.

Ďalšie geologické mapovanie (s množstvom podporných špeciálnych prác) vo flyšovom pásme východného Slovenska pokračovalo v strednej časti Nízkych Beskýd (Žec et al., 2005a, b, c, 2006, 2011). Vytvorili sa základné geologické mapy v mierke 1 : 25 000 z územia s rozlohou cca 1 200 km² a na ich základe vznikla a tlačou vyšla regionálna geologická mapa strednej časti Nízkych Beskýd v mierke 1 : 50 000 (Žec et al., 2006). Najväčšiu časť tohto regiónu zaberá práve flyšové pásmo, ktoré sa detailnejšie litofaciálne členilo a uplatnil sa pri ňom sedimentologický (Kováčik a Bóna, 2005, 2006; Kováčik et al., 2006), štruktúrno-geologický (Gazdačko a Kobulský, 2005) a biostratigrafický výskum. Niektoré lokality sa detailnejšie charakterizovali a prezentovali na kongrese Slovenskej geologickej spoločnosti na Medvedej hore v roku 2005 (Žec et al., 2005d).

Okrem prác spätých bezprostredne s geologickým mapovaním vzniklo v ostatných desaťročiach množstvo štúdií o niektorých otázkach a problémoch súvisiacich s genézou flyšového pásma. Niektoré práce mali globálnejší charakter.

Drobnoštruktúrnym výskumom puklinových zón sa zaoberal Plička (1966, 1968). Vnútornú stavbu magurského príkrovu študoval Menčík (1969).

Výskumu veľkých foraminifer sa venoval Bieda (1957, 1960), neskôr Váňová a Nemčok (1970) a Váňová (1974). Veľké foraminifery sú eocénneho veku a vyskytujú sa hlavne v klastických sedimentoch krynickej jednotky. Redeponované palynomorfy v sedimentoch magurskej jednotky študovala Snopková (1990). V spodnej časti zlínskeho súvrstvia račianskej jednotky sa zistila mikroflóra mladšieho permu až kriedy. Z vrchnej časti zlínskeho a z malcovského súvrstvia sa opísali mladokriedové pelové zrnká. V malcovskom súvrství sa miestami vyskytujú aj triasové až starokriedové formy.

Problematikou litofaciálneho vývoja paleogénu magurského flyšu v stratigrafickom rozpätí paleocén – vrchný eocén sa zaoberal Pesl (1968). Základnú mineralogicko-petrografickú charakteristiku sedimentov račianskej a duklianskej jednotky na východnom Slovensku podal Ďurkovič (1966). Chemické zloženie jemnozrnných sedimentov magurskej a duklianskej jednotky hodnotil aj Ďurkovič (1974). Marschalko (1975) sa zaoberal

sedimentológiou strihovského súvrstvia. Podľa neho (l. c.) ide o pieskovcový flyš s vývojom fluxoturbiditov a simmiktív v proximálnej časti magurského bazéna. Paleoprúdové dáta naznačujú bočný prínos sedimentu, ktorý od okraja smerom na os bazéna rotoval do smeru JV – SZ. Postavenie východoslovenského úseku flyšového pásma v štruktúre Západných Karpát a jeho vzťah k susedným jednotkám podal Marschalko a Koráb (1975). Pospíšil et al. (1982) interpretáciou kozmických snímok východne od spojnice Svidník – Stropkov identifikovali výraznú morfológicko-tektonickú nelineárnu (kruhovú) štruktúru. Nemčok a Rudinec (1983) charakterizovali tektonický vývoj na východnom Slovensku v terciéri. Nemčok (1984) sa venoval deformáciám magurského príkrovu, posúdil jeho kinematiku a vzťah k bradlovému pásmu. Tektonickou analýzou, litológiou a petrografiou malcovského súvrstvia sa zaoberal Nemčok a Ďurkovič (1989). Ondra a Hanák (1989) podali správu o štatistickom hodnotení petrofyzikálnych vlastností sedimentov (okrem iného) aj magurského flyšu.

Výskumom zlepcov strihovského a pročského súvrstvia a analýzou obliakového materiálu sa zaoberali Mišík et al. (1991a, b) a zároveň vypracovali návrh paleogeografickej situácie východoslovenského sektora a situovania kordilér v paleogéne. Definovali tzv. neopieninskú kordiléru (Mišík et al., 1991b), ktorá bola zdrojom sedimentov pročského súvrstvia hlavne v paleocéne. Definovala sa aj juhomagurská kordiléra (Mišík et al., 1991a), ktorá jestvovala v eocéne, bola zdrojom sedimentov strihovského súvrstvia a zároveň oddeľovala bradlové pásmo od magurského sedimentačného priestoru.

Sedimentárny a tektonický vývoj akrečnej prizmy Karpát v miocéne charakterizuje Kováč et al. (1996). Geodynamikou bradlového a flyšového pásma Západných Karpát sa zaoberal Potfaj (1998). Bielokarpatskú jednotku pokladá za samostatný element (štruktúrne aj paleogeograficky) vyňatý z magurskej skupiny príkrovov. Ekvivalentom bielokarpatskej jednotky na východnom Slovensku je čiastkový strihovský príkrov (Potfaj in Bezák et al., 2004a, b). Štruktúrou západokarpatského akrečného klinu sa vo viacerých prácach zaoberal aj Nemčok et al. (1999, 2000, 2006). Magurský príkrov sa bazálne odlepil na mladokriedových sedimentoch a najviac násunových štruktúr vznikalo vrásnením zlomovej propagácie (Nemčok et al., 2006).

Pospíšil et al. (2005b) a Nemčok et al. (2000) analyzovali tektoniku a evolúciu flyšového pásma na Slovensku a v Poľsku na základe reštaurovania balancovaných rezov. Podľa Nemčoka et al. (l. c.) bol magurský bazén pôvodne situovaný južne od Českého masívu, bol široký 64 – 83 km a v eocéne a oligocéne sa tektonicky skrátil o 20 – 42 km. Grybowská, obidowsko-slopnická a duklianska jednotka obsahujú fácie, ktoré sedimentovali v južnej časti sliezskeho bazéna. Tektonicko-sedimentárnu evolúciu flyšového pásma na východnom Slovensku v základných bodoch načrtnol aj Janočko et al. (2003). Hurai et al. (2000) pre „marmarošské diamanty“ v mineralizovaných puklinách magurského príkrovu stanovil teplotu 160 – 210 °C a tlak kryštalizácie 0,7 – 2 kbar. Tieto údaje podľa nich (l. c.) zodpovedajú hĺbke pochovania sedimentov 7,5 – 7,9 km.

Kováčik a Bóna (2005) opísali a interpretovali sedimenty belovežského súvrstvia pri Mrázovciach vo viac ako 200 m dlhom profile. Podľa nich sedimenty spodnej časti tohto súvrstvia (terajšie mrázovské vrstvy) sa usadzovali v podmorských kanáloch a v oblasti medzi kanálmi agradačnými valmi alebo v samotných agradačných valoch. Najvyššia časť belovežského súvrstvia (drobnorytmický flyš s pestrými ílovcami) vznikla v distálnom prostredí bazénovej pláne. Prevládajúci smer paleoprúdenia je zo SZ na JV. Biostratigrafický výskum potvrdil strednoeocénny vek pestrých ílovcov belovežského súvrstvia a pieskovce mrázovských vrstiev obsahujú redeponované klasty ílovcov s planktonickými foraminiferami mástrichtského veku (Bubík in Kováčik et al., 2006). Kováčik a Bóna (2006) študovali aj zlínske súvrstvie račianskej a bystrickej jednotky. Pieskovcové fácie podľa nich sedimentovali v prostredí lalokov. Zaujímavou faciou sú veľmi hrubé vrstvy pieskovcovo-ílovcových dvojíc, ktoré pravdepodobne vznikli izoláciou rozsiahlych gravitačných prúdov v priestorovo obmedzenom depocentre.

Gazdačko a Kobulský (2005) charakterizovali vzťah medzi vrstvovitou, puklinami a strižnými pásmi. V postsedimentárnom vývoji opisujú vznik vejárovitej štruktúry s osovou časťou v račianskej jednotke a spätné násunové štruktúry v južných zónach čiastkových jednotiek magurského príkrovu.

Udič a Jacko (2008) študovali sedimenty zlínskeho súvrstvia vnútornej račianskej jednotky pri Nižnej Polianke. Vyčlenili tri litofácie, ktoré podľa nich sedimentovali na podmorskom svahu a tvoria výplň depresí viažucich sa na zlomy smeru SZ – JV. Na ne sa viažu aj klastické žily strmo pretínajúce veľmi hrubé vrstvy ílovcov zlínskeho súvrstvia.

Geomorfologickou stavbou, vývojom kvartérnych sedimentov a neotektonikou územia sa vo viacerých prácach zaoberal Harčár (napr. 1987, 1995a, b, 1998, 2001, 2002) a Dzurovčin a Harčár (2000, 2002). O zosuvoch a iných svahových pohyboch je rad lokálnych prác (napr. Harčár, 1976), ako aj práce hodnotiace celý región Nízkych Beskýd alebo jeho časť (napr. Harčár, 1978, 1983, 1993, 1995a; Nemčok, A., 1974, 1982). Väčšinu doteraz známych zosuvov v študovanom území eviduje Atlas svahových deformácií SR (Šimeková a Martinčeková et al., 2006) a geochemiu pôdy zhodnotil Geochemický atlas SR (Čurlík a Šefčík, 1999). Rozsah ohrozenia územia plošnou a výmolvou eróziou v povodí Tople a Ondavy charakterizoval Barabas (2000).

Genézou sprašových sedimentov sa zaoberal Pelíšek (1961), Košťálik et al. (1994) a Košťálik (1999). V regióne sa zistila najmä sprašová hlina prevažne bez karbonátov a s malým a lokálnym obsahom malakofauny

a archeologických artefaktov. Miestami sa v nej vyskytuje aj fosílna pôda, kryogénne a neotektonické štruktúry. Sprašové sedimenty sa datovali najmä do posledného wurmského glaciálu.

Zaujímavým recentným fenoménom sú obrnené závalky vo fluvialnom prostredí pri Mrázovciach. Ich genéza je spätá so špecifickými sedimentačnými procesmi pri výdatných letných daždoch a po nich nasledujúcich záplavách, keď výrazne rastie schopnosť vodného toku erodovať podložie a niesť sedimentárny náklad, z ktorého závalky neskôr vznikajú (Bóna et al., 2005).

V posledných desaťročiach v skúmanom území prebiehal aj rozsiahly geofyzikálny prieskum. Prevažne regionálne merania sa vykonávali seizmickými, gravimetrickými, magnetometrickými, magnetotelurickými a gamaspektrometrickými metódami. Dominantná bola refrakčná seizmika, ktorá sa pomerne intenzívne využívala pri uhľovodíkovej prospekcii (napr. Adamovský et al., 1972a, b; Adamovská et al., 1975; Jarý et al., 1975; Kadlečík et al., 1977; Mořkovský et al., 1977; Plíva et al., 1977; Wojas, 1977). Novšie seizmické merania sa urobili v rokoch 1999 – 2003 v rámci medzinárodného programu CELEBRATION 2000. Od roku 2007 seizmický prieskum vykonávajú súkromné spoločnosti (Konzorcium Oil & Gas Slovakia, ROMGAZ a JKC Bratislava, B.V.). Prvé regionálne tiažové merania vykonal Ibrmajer (1963) a potom nasledovali merania v podrobnejšej mierke (Klašková et al., 1973; Matoušek a Zmrzly, 1976). V roku 2001 sa všetky tiažové merania reambulovali a zostavil sa Atlas geofyzikálnych máp a profilov (Grand in Kubeš et al., 2001). Gravimetria sa hodnotila aj v rámci štúdie Flyš východného Slovenska – geofyzika (Szalaiová et al., 1995). Tiažové merania sa vykonali aj na magnetotelurickom transekte MT 05 (CEL 05) a MT 06 (CEL 06) a boli situované naprieč flyšovým pásmom (od Bardejova smerom na Giraltovcu; Michálek et al., 2005). Ďalšou regionálnou metódou bola magnetometria. Územie bolo pokryté prvými aeromagnetickými meraniami v rámci aeromagnetickej mapy Československa v mierke 1 : 200 000 (Mašín et al., 1963). Ako súčasť projektu Magnetická mapa Slovenska (Kubeš et al., 2008) sa územie Nízkych Beskýd domeralo pozemným magnetickým meraním s hustotou 6 a 9 bodov/km². Povrchovými gamaspektrometrickými meraniami regionálneho charakteru je pokrytá celá Slovenská republika v mierke 1 : 200 000 (Daniel et al., 1997). Na základe spomenutých regionálnych geofyzikálnych štúdií sa vo viacerých prácach interpretovala stavba flyšového pásma a príľahlých jednotiek, ako aj ich podložia (napr. Leško et al., 1979; Pospíšil et al., 2005a; Bielik et al., 2004).

Hydrogeologické pomery skúmaného územia sa komplexne overili dvoma vyhľadávacími prieskumami, ktoré vykonali pracovníci košickej pobočky bývalého n. p. IGHP Žilina (Bajo a Cibulka, 1985; Bajo et al., 1987). V ich rámci sa vyhľadali relatívne hlboké hydrogeologické vrty (HOB-1 až HOB-15, Bajo a Cibulka, 1985; BOZ-1 až BOZ-24, Bajo et al., 1987) a viaceré z nich potvrdili výskyt konkrétnych flyšových súvrství v dovtedy nejasnom podloží kvartérnych sedimentov. Hydrogeológii regiónu súhrnne zhodnotili aj práce Cibulku a Baja (1988), Zakoviča et al. (1988), ako aj Hanzela a Zakoviča (in Nemčok et al., 1990). Z hľadiska systematického hodnotenia zákonitostí priestorového rozdelenia hydraulických vlastností paleogénnych hornín sú najvýznamnejšie práce Zakoviča (1980), Jetela (1991, 1992, 1995) a Jetela et al. (1990). Výskumu a prieskumu zdrojov minerálnej vody v tejto časti Nízkych Beskýd sa venoval Michalíček a Květ (1960), Malatinský (1972), Malatinský et al. (1977), Franko et al. (1975, 1985), Michalko et al. (1991), Marcin (1997, 2001, 2004) a Bačová (2006, 2009, 2011).

Ložiskovo-geologické práce boli zamerané hlavne na vyhľadávanie a prieskum tehliarskych surovín (napr. Mikita et al., 1971; Richterová et al., 1985; Hrinko et al., 1991; Varcholová et al., 1992) a stavebného kameňa (napr. Urban, 1959a, b; Richterová et al., 1975; Varcholová et al., 1975). Petrograficko-technologickú charakteristiku kameniva povodia Ondavy a Tople uvádza Horniš (1973, 1975). Možnosti využívania pieskovcov flyšového pásma v stavebnom priemysle zhodnotila Čabalová (1981) a kvalitatívne vlastnosti a prognózy flyšových ílovcov Varga et al. (1989).

V skúmanom regióne sa vykovali aj šlichovacie práce. Začali sa počas prvej etapy regionálnych úloh šlichovej prospekcie (Križáni, 1971, 1977a; Križáni et al., 1979) a ich výsledky zhrňa niekoľko publikácií (Križáni, 1974, 1977b, c, 1985; Križáni a Kovářová, 1982; Bačo et al., 1999). Keďže práce boli zamerané na prospekciu a cielene sa sledoval prospekčný minerál alebo skupina takýchto minerálov, územie sa súborne (geologické, metalogenetické a environmentálne aspekty) zhodnotilo v rámci úlohy Reinterpretácia šlichového prieskumu na území Slovenska (Bačo et al., 2004a, b).

Z ekonomického hľadiska je však najzaujímavejší možný výskyt ložísk uhľovodíkov. Flyšové pásmo bolo predmetom ropnej prospekcie už na prelome 19. a 20. stor. (napr. okolie Zborova – Posewitz, 1907). Napriek sľubným počiatočným výsledkom sa prieskumné práce počas svetových vojen zastavili a obnovili sa až v druhej polovici 20. stor. Na riešenie geologických a ropnoložiskových otázok sa v širšom okolí Zborova vyhľadali dva hlboké štruktúrne vrty (Smilno-1, situovaný tesne mimo študovaného územia pri Chmeľove – Leško et al., 1987, Zborov-1, situovaný jv. od Zborova – Wunder et al., 1990, 1991). Obidva v podloží magurského príkrovu potvrdili prítomnosť obidowsko-slopnicko-zbojskej jednotky. Všetky významnejšie prejavy uhľovodíkov sa viažu na puklinový systém flyšových sedimentov a v hlbších flyšových a podflyšových jednotkách sú pravdepodobne

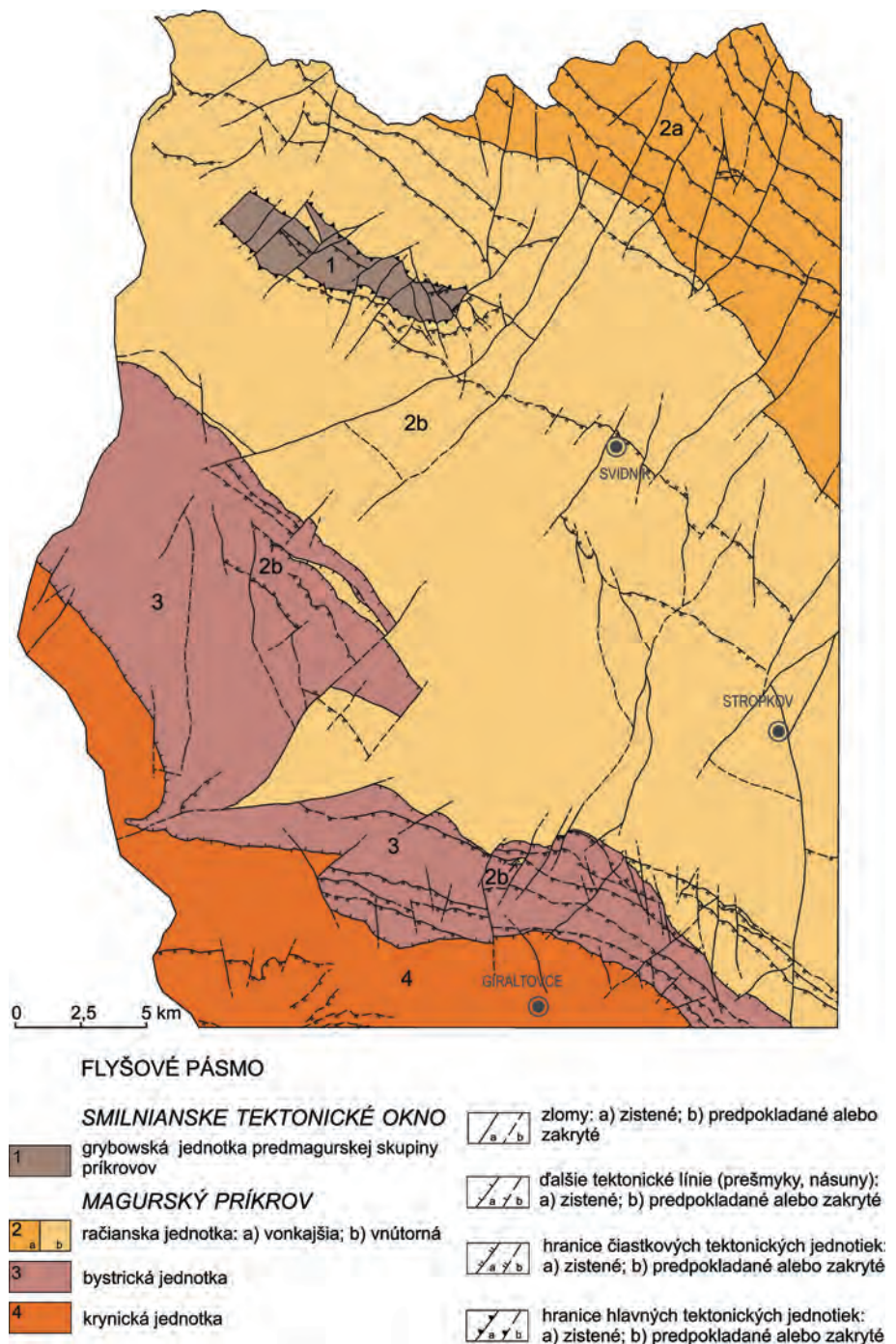
alochtonného pôvodu. Horniny magurskej jednotky sa vyznačujú nízkou koncentráciou organickej hmoty, a preto sa za ropomaterské prostredie nepokladajú (Leško et al., 1987).

Uhlíkový potenciál východoslovenského neogénu a príslušných častí flyšového pásma neskôr hodnotil Hrušecký et al. (2003). Podľa autorov tejto štúdie má flyšové pásmo veľký uhlíkový potenciál a identifikovali v ňom tri uhlíkové prospekty – jeden viažuci sa na kontakt magurskej a duklianskej jednotky, druhý v račianskej a tretí v krynickej čiastkovej jednotke a v príslušnej časti bradlového pásma. Typy stratigrafických pascí, na ktoré sa môžu viazať ložiská uhlíkov, hodnotil Janočko (2004). Všeobecne platí, že najvhodnejším prostredím na akumuláciu uhlíkov sú piesčité fácie kanálov, lalokov alebo prechodných zón medzi nimi.

OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY

Základné regionálne geologické členenie študovaného územia vychádza z novej prehľadnej geologickej mapy Slovenska v mierke 1 : 200 000 (Bezák et al., 2008, 2009), geologickej mapy Slovenskej republiky v mierke 1 : 500 000 (Biely et al., 1996a, b), z geologickej mapy Západných Karpát v mierke 1 : 500 000 (Lexa et al., 2000) a z našich nových poznatkov o geológii regiónu.

Na geologickej stavbe regiónu sa zúčastňujú jednotky flyšového pásma Vonkajších Západných Karpát, na ktorých sú eróziívne a diskordantne uložené kvartérne sedimenty. Flyšové pásmo sa skladá z niekoľkých bezkoreňových príkrovov presunutých na S na neogénne molasové sedimenty karpatskej predhlbne. V skúmanom území ho zastupuje magurský príkrov a grybowskiá jednotka (obr. 3). Litologickou náplňou



Obr. 3. Tektonická schéma skúmaného územia (Kováčik et al., 2011c).

týchto jednotiek sú hlbokomorské, prevažne siliciklastické sedimenty, ktorých vek je v rozsahu mladšia krieda až mladší oligocén.

Magurský príkrov tvorí podstatnú časť študovaného územia a na základe litofaciálnych a litostratigrafických odlišností vrstvových sledov čiastkových štruktúr sa delí na tri základné tektonicko-litofaciálne jednotky (od J na S) – krynickú, bystrickú a račiansku. V račianskej jednotke odlišujeme vonkajšiu (je pokračovaním siarskej jednotky z poľskej časti magurského príkrovu) a vnútornú zónu. Tieto zóny oddeľuje krivoočianska násunová línia. Na J je magurský príkrov ohraničený bradlovým pásmom, na S prechádza na územie Poľska a na SV – mimo študovaného územia – sa tektonicky stýka s duklianskou jednotkou.

Grybowskiá tektonicko-litofaciálna jednotka je spolu s duklianskou jednotkou súčasťou predmagurskej skupiny príkrovov a na povrch vystupuje v smilnianskom tektonickom okne.

Podrobnú litostratigrafickú a štruktúrno-tektonickú charakteristiku tektonických a čiastkových tektonicko-litofaciálnych jednotiek flyšového pásma, ako aj charakteristiku kvartérneho pokryvu uvádzame v kapitole *Charakteristika vyčlenených geologických jednotiek* a v kapitole *Charakteristika tektonických pomerov*.

CHARAKTERISTIKA VYČLEENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK

FLYŠOVÉ PÁSMO

Flyšové pásmo je súčasťou Vonkajších Západných Karpát a skladá sa z niekoľkých bezkoreňových príkrovov presunutých na S na neogénne molasové sedimenty karpatskej predhlbne. Na východnom Slovensku ho na povrchu tvorí magurská, grybowska a duklianska jednotka (napr. Lexa et al., 2000). V regióne Nízke Beskydy-západná časť sú zastúpené iba prvé dve uvedené jednotky (Kováčik et al., 2011c). Sporná je prítomnosť bielokarpatskej jednotky, ktorá v západnej časti flyšového pásma predstavuje jeho najjužnejší vývoj vyňatý z magurskej skupiny príkrovov (napr. Potfaj, 1993). Jej štruktúra a paleogeografická pozícia je medzi bradlovým pásmom a magurskou jednotkou. Za paleogeografický a v istom zmysle aj tektonický ekvivalent bielokarpatskej jednotky vo východnej flyšovej zóne (východné Slovensko) sa pokladajú iba niektoré časti krynickej jednotky – napr. tzv. strihovský príkrov (sensu Potfaj in Bezák et al., 2004b) pri styku s bradlovým pásmom (cf. Štruktúrna schéma Západných Karpát a príslahých území in Lexa et al., 2000).

SMILNIANSKE TEKTONICKÉ OKNO

Smilnianske tektonické okno je tektonická štruktúra generálne smeru SZ – JV vystupujúca medzi Smilnom na SZ a Nižným Mirošovom na JV, kde spod račianskej jednotky magurského príkrovu vystupuje grybowska tektonicko-litofaciálna jednotka (obr. 3; príl. 1). Grybowska jednotka vystupuje v nadloží obidovsko-slopníckej jednotky, čo sa zistilo hlbokým štruktúrnym vrtom Smilno-1 (Leško et al., 1987) a Zborov-1 (Wunder et al., 1990). Obidve jednotky spolu so severnejšou duklianskou patria do predmagurskej skupiny príkrovov (Lexa et al., 2000; Cieszkowski, 2002). Ich sedimentárne sukcesie sedimentovali v jednom spoločnom duklianskom bazéne* a sedimentačný priestor grybowskej jednotky bol v jeho vnútornejšej časti (bližšie k magurskému bazénu).

Na stratigrafiu a tektoniku vrstiev vystupujúcich v smilnianskom tektonickom okne bol a je rad odlišných názorov. V starších prácach (napr. Hauer a Richthofen, 1859; Hauer, 1869; Świdziński, 1934; Matějka a Zelenka, 1931) sa časť facií (napr. „smilnianske bridlice“) zaradovovala do staršej kriedy, ale neskôr prevládala názor, že ide o mladokriedové až paleogénne sedimenty vonkajšej časti (krosnianskeho) flyšového pásma (napr. Książkiewicz, 1956; Książkiewicz a Leško, 1959; Stráňík a Hanzlíková, 1961; Koráb, 1962; Nemčok a Koráb, 1963; Matějka et al., 1964a, b; Leško a Samuel, 1968). Leško a Samuel (l. c.) do „okennej série“ začleňovali aj mladokriedové sedimenty pri južnom okraji smilnianskeho tektonického okna (lupkovské súvrstvie sensu Nemčok et al., 1990). V tejto práci ich, podobne ako Nemčok (1990) a Nemčok et al. (1990), zaradujeme do račianskej jednotky.

Grybowska jednotka

Vrstvový sled grybowskej tektonicko-litofaciálnej jednotky sa v smilnianskom tektonickom okne skladá (odspodu nahor) zo podsmilnianskeho, smilnianskeho a krosnianskeho súvrstvia (obr. 4). Stratigrafický rozsah zachovaného vrstevného sledu tejto jednotky je pravdepodobne stredný eocén – starší oligocén.

Podsmilnianske súvrstvie (stredný eocén? – mladší eocén)

Podsmilnianske súvrstvie je najstarším súvrstvím grybowskej jednotky (obr. 4) a vyskytuje sa v dolinách pri severnom úpätí kóty Kýčera (505 m n. m.) a Úboč (441 m n. m.) pri Cigle, v Dubovej, v jej blízkom okolí a západne od Nižného Mirošova (cf. Kováčik et al., 2011c). Spodná hranica súvrstvia nie je známa, vrchná je pozvoľná a charakteristické pre ňu je pribúdanie tmavých vápenatých ílovcov smilnianskeho súvrstvia. Hrúbku súvrstvia odhadujeme na 150 – 200 m.

* V duklianskom bazéne vznikli všetky sedimentárne sukcesie jednotiek predmagurskej skupiny príkrovov a sedimentárny sled zachovaný v duklianskej jednotke je iba najexternejšou (najvýchodnejšou – v súčasných koordinátach) zónou výplne tohto bazéna (Cieszkowski, 2002).

65 tenkovrstvovité až strednovrstvovité zelené a tmavosivé ílovce s polohami kremenného až kremeno-karbonátového pieskovca

Typickým znakom opisovanej fácie je prítomnosť nevápnitých a prachových ílovcov alebo prachovcov sivozelenkastej, sivomodrastej a tmavosivej farby striedajúcich sa s tenkými až stredne hrubými vrstvami pieskovcov, lokálne pelokarbonátov alebo karbonátov. Miestami sa v rámci sledu vyskytujú aj vrstvičky (do 4 cm) svetlokrémových alebo sivohnedých vápnitých ílovcov (obr. 5a, b). Celý sled má prevažne tenkovrstvovitý charakter s lokálnymi polohami hrubších pieskovcových vrstiev (do 60 cm). V tenkovrstvovitom slede je pomer P : I zvyčajne 1 : 2 – 1 : 5 a lv = 8 i viac a v polohách s hrubšími pieskovcovými vrstvami stúpa P : I na 1 : 1 – 3 : 1 a lv klesá na 3 – 5.

Tenkovrstvovité pieskovce sú všeobecne jemnozrnnejšie a prevažne sa klasifikujú ako veľmi jemnozrné kremenné arenity (sensu Pettijohn et al., 1972, obr. 6, fialové krúžky) s vysokým obsahom kalcitického tmelu (do 50 %). Majú charakter turbiditov Tc(d), v menšej miere Tbc(d) alebo Tac(d). Na báze pieskovcových vrstiev sme lokálne pozorovali prúdové stopy poukazujúce na smer paleoprúdenia z VJV na ZJZ.

Stredne hrubé až hrubé vrstvy pieskovca dosahujú vyššiu zrnitosť a klasifikujeme ich ako sublitenity až kremenné arenity (obr. 6). Majú pomerne vysoký obsah matrixu (do 11 %) a niektoré obsahujú glaukonit (cca 1 %). Ich štruktúrna kompozícia je dominantne Tac a Tabc(d).

V tenkovrstvovitom slede pieskovcov a ílovcov sú lokálne zastúpené prevažne tenké, miestami stredne hrubé vrstvy (do 20 cm) pelokarbonátov (resp. kryptokrystalických vápencov).

Pozorovali sme dva základné typy ílovcov: 1. nevápnité sivozelené ílovce (tab. 2 a 3, vz. BZK-961a, BZB-917A1) a 2. nevápnité alebo mierne vápnité tmavosivé až čierne ílovce (tab. 2 a 3, vz. BZK-961b, BZB-

-917A2). Mineralogické zloženie oboch typov je veľmi podobné. Dominantne je zastúpený kremeň a sericit (resp. illit) a v menšej miere chlorit, plagioklas a oxidy Mn, Fe a Ti (tab. 2). Lokálne sa vyskytujú aj vápnité ílovce svetlokrémovej alebo sivohnedej farby.

Stratigrafické rozpätie podsmilnianskeho súvrstvia je problematické. Hanzlíková a Stráňík (1961) preukázali výskyt mladokriedovej foraminifereovej fauny v sedimentoch vystupujúcich v smilnianskom tektonickom okne. Výsledky biostratigrafického výskumu z lokality pri Dubovej (d. b. BZK-1080) sú veľmi rozdielne. Na základe zastúpenia nanoplanktónových druhov *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina (indexová fosília zóny CC-25), *Calculites obscurus* (Deflandre) Prins et Sissingh, *Micula staurophora* (Gardet) Stradner a *Uniplanarius sissinghii* Perch-Nielsen bola doložená mladšia krieda (mástricht, Žecová in Kováčik et al., 2010), ale analýzou foraminifer (Zlinská in Kováčik et al., 2010) sa na základe prítomnosti druhov *Karrerulina conformis* (Grzyb.), *Hormosina excelsa* (Dylažanka), *Trochamminoides subcoronatus* (Grzyb.), *Bathysiphon microrhaphidus* Samuel, *Ammodiscus latus* Grzyb., *Rhabdammina discreta* Brady, *Paratrochamminoides deformis* (Grzyb.) a *Paratrochamminoides uviformis* (Grzyb.) sa preukázal stredný až mladší eocén. Spoločný výskyt kriedových a eocénnych druhov poukazuje na to, že staršie fosílie boli redepované a sedimentovali spolu s mladšími. Preto

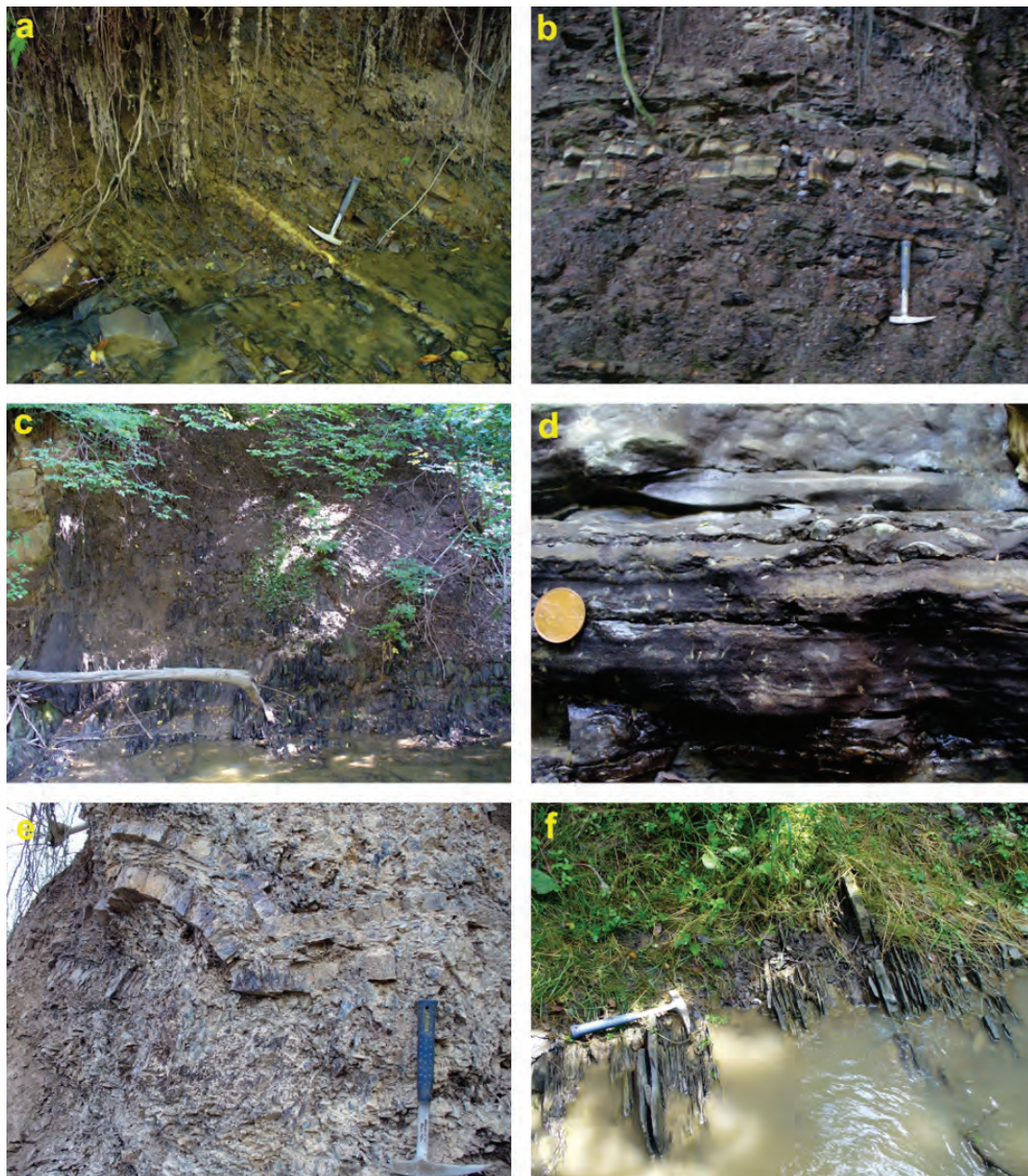
LITOSTRATIGRAFICKÁ TABUĽKA GRYBOWSKEJ JEDNOTKY					
Vek	grafické zobrazenie	hrúbka (m)	litostratigrafická jednotka		
P A L E O G É N	OLIGOCÉN	starší mladší	450 – 550	krosnianske súvrstvie - stredno- až hrubovrstv. vápnité ílovce a kremeno-karbonatické pieskovce	
			59	60	60 - tenkovrstvovité vápnité ílovce a pieskovce
	EOCÉN	mladší	400 – 500	61	smilnianske súvrstvie - tmavosivé kremité ílovce a rohovce
				62	62 - svetlé kremenné pieskovce (klivské)
				63	63 - tmavé kremenné až krem.-drob. pieskovce
				64a	64a - karbonáty
				64	64 - tmavé vápnité ílovce a slieniovcy
				65	podsmilnianske súvrstvie - tenkovrstvovité ílovce a pieskovce
	PALEOCÉN	starší mladší	150 – 200	?	

Obr. 4. Litostratigrafická tabuľka grybowskej jednotky (zostavili Kováčik a Bóna).

je stratigrafické rozpätie podsmilnianskeho súvrstvia pravdepodobne stredný eocén (?) až mladší eocén a prítomnosť kriedových sedimentov v ňom otázná.

Smilnianske súvrstvie (64 – 61, mladší eocén – starší oligocén)

Podstatnú časť grybowskej jednotky tvorí smilnianske súvrstvie a jeho hrúbku odhadujeme na 400 – 500 m. Jeho kontakt s podložným podsmilnianskym a nadložným krosnianskym súvrstvom je pozvolný. Súvrstvie v spodnej časti tvoria spodné smilnianske vrstvy (64 – 62) a pre jeho vrchnú časť je charakteristický výskyt tmavosivých až čiernych kremitých ílovcov a rohovcov (vrchné smilnianske resp. menilitové vrstvy, 61).



Obr. 5. Grybowská jednotka: **a** – tenkovrstvovité litofácie podsmilnianskeho súvrstvia, v strede vrstvomého sledu je cca 4 cm hrubá vrstva vápniteho svetlokrémového ílovca, vľavo v spodnej časti sledu 53 cm hrubá vrstva jemnozrnného pieskovca Tac(d) (zárez potoka cca 200 m sz. od Dubovej, foto M. Kováčik); **b** – tenkovrstvovité litofácie podsmilnianskeho súvrstvia, vo vrchnej časti sledu tenké vrstvy pelokarbonátov (zárez potoka cca 500 m ssz. od Cigle, foto M. Kováčik); **c** – veľmi hrubé vrstvy čierneho vápniteho ílovca spodných smilnianskych vrstiev (zárez Ondavy zjz. od Dubovej, foto M. Kováčik); **d** – deformované tenké vrstvy pieskovca medzi čiernymi vápinitými ílovcami spodných smilnianskych vrstiev (dno potoka jz. od Dubovej, foto M. Kováčik); **e** – tenké deformované vrstvy menilitových rohovcov medzi tmavými kremitými ílovcami vrchných smilnianskych vrstiev (opustený lom vjv. od Smilna, foto M. Kováčik); **f** – drobnorytmický flyš krosnianskeho súvrstvia (ľavý breh Ondavy – Cigla, foto M. Kováčik).

Tab. 2
Zastúpenie minerálov v peltických sedimentoch podsmilnianskeho súvrstvia grybowskej jednotky
(Derco in Kováčik et al., 2010)

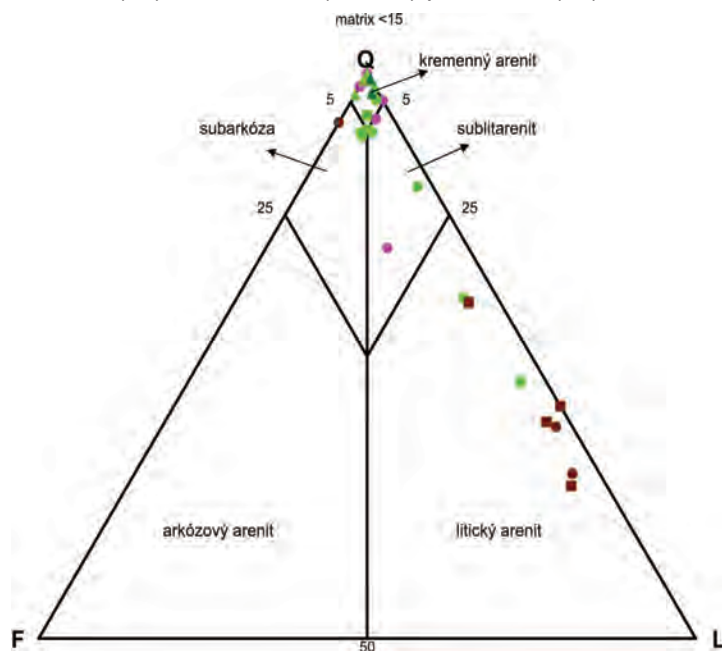
Zastúpenie minerálov (hm. %)																
Vzorka	Metóda	Qtz	Pl	Kfs	Ms (III)	Chl	Cal	Dol	Sd, Mgs	Oxidy Fe, Ti, Mn	Ap	Py	Org. hm.	Iné	Suma	Názov horniny
BZK-961a	RTG	51,0	10,0	–	24,0	15,0	–	–	–	–	–	–	–	–	100,0	sivozelený ílovec
BZK-961b	RTG	35,0	11,0	–	25,0	29,0	–	–	–	–	–	–	–	–	100,0	tmavosivý ílovec
BZB-917A1	RTG+ CHSA	35,3	10,0	–	33,4	17,1	–	–	–	4,1	–	–	–	0,1	100,0	sivozelený ílovec
BZB-917A2	RTG+ CHSA	35,6	6,5	–	32,2	21,5	–	–	–	3,7	–	–	–	0,5	100,0	čierny krem. ílovec

Tab. 3
Chemické zloženie peltických sedimentov podsmilnianskeho súvrstvia grybowskej jednotky

Chemické zloženie (hm. %)															
Vzorka	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Str. žih.	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	S _{celk.}	TOC	Suma
BZB-917A1	63,50	0,78	17,70	5,46	0,67	2,32	0,03	1,19	3,17	4,66	–	0,06	0,02	0,14	99,70
BZB-917A2	66,40	0,73	16,50	5,22	0,40	2,04	0,02	0,77	3,06	4,46	–	0,04	0,15	0,32	100,11

Spodné smilnianske vrstvy (64 – 62)

Dominantnou faciou spodných smilnianskych vrstiev sú tmavosivé až čierne vápnité ílovce a slieňovce (64) a ďalšími samostatne vyčlenenými faciami sú karbonáty (64a), tmavé kremenné až kremeno-drobové pieskovce (63) a kremenné (klivské) pieskovce (62).



Obr. 6. QFL diagram pieskovcov (sensu Pettijohn et al., 1972) grybowskej jednotky (zostavil Kováčik na základe údajov Derca a Siráňovej in Kováčik et al., 2008a, 2010). Príslušnosť pieskovcov do vyčlenených litostratigrafických jednotiek a facií: podsmilnianske súvrstvie – fialové krúžky (index 65), smilnianske súvrstvie – svetlozelené krúžky (index 64), svetlozelené štvorce (index 64a), zelené trojuholníky (index 62), tmavozelené trojuholníky (index 63), krosnianske súvrstvie – hnedé krúžky (index 60), hnedé štvorce (index 59).

64 tmavosivé až čierne vápnité ílovce a slieňovce

Fácia je v nadloží podsmilnianskeho súvrstvia a na povrch vystupuje sz., severne až sv. od Cigle, sv., južne a jz. od Dubovej a západne až zjz. od Nižného Mirošova. Je základnou a dominantnou náplňou spodných smilnianskych vrstiev. Hrúbku tohto vrstvomého sledu odhadujeme na 350 – 450 m.

Za bazálnu časť vrstvomého sledu pokladáme miesta, kde je v profile prvý výskyt čiernych výrazne vápnitých prachových ílovcov (v menšej miere slieňovcov), ktoré „rytmicky“ alternujú s nevápnitými sivozelenými a čiernymi ílovcami, ktoré sú pre podložné podsmilnianske súvrstvie typické. Miestami sa môžu objavovať vrstvy (hrubé maximálne 35 – 40 cm) veľmi jemnozrnných tzv. skelných pieskovcov (Tab).

Typickým znakom faciie je prítomnosť tmavých vápnitých ílovcov, prachovcov až slieňovcov striedajúcich sa s vrstvami pieskovcov a pelokarbonátov.

Vápnité ílovce sú zvyčajne čierne (tab. 4, vz. BZK-956b) až tmavosivohnedé

Tab. 4
Zastúpenie minerálov v sedimentoch spodných smilnianskyh vrstiev smilnianskeho súvrstvia grybowskej jednotky
(Derco in Kováčik et al., 2010)

Zastúpenie minerálov (hm. %)																
Vzorka	Metóda	Qtz	Pl	Kfs	Ms (III)	Chl	Cal	Dol	Sd, Mgs	Oxidy Fe, Ti, Mn	Ap	Py	Org. hm.	Iné	Suma	Názov horniny
BZK-953a	RTG+ CHSA	22,6	0,9	–	19,6	13,7	38,2	–	–	–	–	2,5	2,5	–	100,0	vápnitý sivohnedý ílovec
BZK-953b	RTG+ CHSA	24,0	4,0	–	16,6	13,0	34,7	–	–	7,5	–	–	0,2	–	100,0	oranžový ílovec
BZK-953c	RTG+ CHSA	21,7	1,8	–	40,4	29,4	1,8	–	–	–	–	–	4,9	–	100,0	čierny uholnatý sediment
BZK-969a	RTG+ CHSA	30,9	3,7	–	13,0	13,4	17,3	9,6	5,3	5,7	–	0,8	0,3	–	100,0	vápnitý sivohnedý ílovec
BZK-1192	RTG+ CHSA	29,9	1,1	–	45,0	8,8	6,0	–	2,4	5,7	–	0,5	0,6	–	100,0	sivý ílovec
BZK-956b	RTG	34,0	9,0	–	13,0	–	20,0	7,0	–	–	–	17,0	–	–	100,0	vápnitý čierny ílovec
BZK-957a	RTG	33,0	7,0	–	14,0	5,0	34,0	0,0	–	–	–	7,0	–	–	100,0	vápnitý tmavosivohnedý ílovec
BZK-957b	RTG	8,0	–	–	–	–	11,0	81,0	–	–	–	–	–	–	100,0	dolomitický karbonát
BZK-957e	RTG	32,0	–	–	27,0	6,0	9,0	18,0	–	–	–	8,0	–	–	100,0	vápnitý sivý ílovec

Tab. 5

Chemické zloženie pelitických sedimentov spodných smilnianskyh vrstiev smilnianskeho súvrstvia grybowskej jednotky

Chemické zloženie (hm. %)															
Vzorka	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Str. žih.	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	S _{celk.}	TOC	Suma
BZK-953a	37,11	0,72	11,18	3,23	21,39	0,63	0,04	0,11	1,86	21,95	–	0,08	1,43	2,55	102,28
BZK-953b	38,29	0,81	10,13	9,17	19,52	0,55	0,15	0,48	1,58	18,91	–	0,16	0,06	0,23	100,04
BZK-953c	53,10	1,38	22,98	3,61	1,02	1,02	<0,01	0,21	3,84	12,48	–	0,07	0,08	4,87	104,66
BZK-969a	45,27	0,47	10,05	9,45	12,62	2,10	0,16	0,44	1,24	17,54	–	0,16	0,48	0,25	100,23
BZK-1192	55,55	0,87	18,00	5,72	3,34	2,24	0,18	0,13	4,28	9,08	–	0,07	0,27	0,56	100,29

(tab. 4 a 5, vz. BZK-953a, BZK-969a), miestami aj sivé. Dominantne ich tvorí kalcit, kremeň, sludy (muskovit – resp. sericit, biotit), chlorit a hojný je aj pyrit (do 17 %). Ílovce sú tvrdé, miestami piesčité s listovitým rozpadom (s hrúbkou lamín do 1 mm). Ak sú masívne, majú lastúrnatý lom. Zvyčajne sa striedajú s polohami čiernych vápnitých prachovcov s muskovitom až slieňovcov. Vo vyšších častiach vrstvomého sledu (nad tmavými pieskovecami) sa pozorovali aj vrstvy (hrubé 30 – 40 cm) sivých slieňovcov s množstvom kalcitových žiliek s oranžovým povlakom. V bazálnej časti spodných smilnianskyh vrstiev sú menej vápnité sivé ílovce s podstatne vyšším obsahom slúd – detritického muskovitu (resp. sericitu) a chloritu (tab. 4, vz. BZK-1192).

Severne od Dubovej sa medzi už spomenutými jemnozrnnými fáciami vyskytuje aj čierny uholnatý sediment s vyšším obsahom slúd a organickej hmoty (tab. 4 a 5, vz. BZK-953c), ako aj vrstva vápnitého oranžového ílovca hrubá 10 cm (tab. 4 a 5, vz. BZK-953b).

Vápnité ílovce až slieňovce tvoria samostatné polohy (niekoľko cm) väčšinou hrubé 0,5 – 3 m (obr. 5c) alebo sa striedajú s vrstvami pieskovcov (pomer P : I ≈ 1 : 6 – 8 (3 – 4) a Iv = 1 – 1,7, lokálne do 5).

Makroskopicky (pomocou lupy) sa odlišili dva základné typy pieskovcov. V spodnej časti profilu spodných smilnianskyh vrstiev sa vyskytujú pieskovce podobné pieskovcom podsmilnianskeho súvrstvia. Ide o veľmi jemnozrnné (miestami až afanitické) až jemnozrnné kremenné pieskovce s kremeno-vápnitým tmelom, skelného vzhľadu, za čerstva tmavosivej (s nádychom domodra) farby, zvetrávajúce do hrdzava. Bežne obsahujú biotit a glaukonit, menej karbonáty. Druhým typom sú jemnozrnné až strednozrnné kremeno-karbonatické laminované pieskovce s biotitom, redšie s glaukonitom za čerstva sivomodrej farby, na plochách laminácie s množstvom muskovitu alebo rastlinného detritu. Zvetrávajú do okrovohneda.

Pieskovce vo všeobecnosti tvoria vrstvy hrubé 15 – 30 cm s krajnými hodnotami minimálne 3 a maximálne 40 až 150 cm. Sú paralelne, šikmo čerinovo až konvolútne laminované, vzácne masívne. Tenké až stredne hrubé pieskovcové vrstvy (hrubé 3 – 20 cm) majú charakter turbiditov* Tc(d) a Tbc(d). Ide prevažne o kalklitické arenity, v menšej miere o kremenné arenity alebo sublitenity (obr. 6, svetlozelené krúžky) s kalcitovým cementom. Tenké pieskovcové vrstvy bývajú pomerne často deformované (konvolúcia), miestami až pretrhané (obr. 5d). Hrubšie vrstvy (nad 60 cm) sú zvyčajne strednozrnné až hrubozrnné subarkózy alebo sublitenity a ich vnútorná štruktúrna stavba je prevažne Ta, Tab a Tac(d).

Ďalším bežne sa vyskytujúcim litotypom sú tmavé kremeno-drobové strednozrnné pieskovce (zvyčajne sublitenity), ktoré, pokiaľ tvoria samostatné polohy hrubé niekoľko a viac m, sú na mape zobrazené ako samostatná fácia (index 63).

Paleoprúdové indikátory (prúdové stopy) poukazujú na smer paleoprúdenia z JJZ až JJV na SSV až SSZ a v jednom prípade zo VSV na ZJZ.

Vek spodných smilnianskych vrstiev sa na základe výskytu druhov vápňitého nanoplanktónu *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival, *Helicosphaera compacta* Bramlette et Wilcoxon, *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Lanternithus minutus* Stradner, *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski, *Reticulofenestra lockeri* Müller, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann et Stradner) Bramlette et Wilcoxon, *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre) Deflandre (Žecová in Kováčik et al., 2010) stanovil na stredný eocén (NP-16) až mladší eocén, prípadne na starší oligocén (NP-21).

Výsledky analýzy foraminifer na základe výskytu druhov *Cibicoides pygmeus* (Hantken), *Elphidiella subcarinata* (Egger), *Globigerina* ex gr. *praebulloides* Blow & Banner, *Globigerina turcmenica* Chalilov, *Globigerina officinalis* Subbotina, *Subbotina* sp. /aff. *Subbotina tapurensis* (Blow & Banner)/, *Subbotina* sp. /cf. *Subbotina eoceana* (Guembel)/ a *Stilostomella* sp. doložili vek mladší eocén až starší oligocén (Zlinská in Kováčik et al., 2010). Podľa už uvedených faktov uvažujeme o stratigrafickom rozpätí spodných smilnianskych vrstiev v rozsahu mladší eocén až starší oligocén.

64a karbonáty

V študovanom území sa karbonáty samostatne kartograficky vyčlenili v záreze Ondavy severne od Cigle a jv. od Dubovej.

Severne od Cigle vystupuje niekoľko samostatných vrstiev v intervale hrubom cca 5 m. Dolomitické karbonáty (vz. BZK-957b, tab. 4) sú veľmi jemnozrnné až celistvé s ostrohranným lomom. Za čerstva sú sivé až sivohnedé. Zvetrávajú do oblých tvarov a na ich povrchu sa tvorí béžová až okrová patina. Miestami majú brekciovitú štruktúru a priestor medzi angulárnymi klastmi je vyhojený kalcitom. Vrstvy karbonátov sú hrubé 22 – 126 cm a vyskytujú sa v asociácii s tmavosivohnedými (vz. BZK-957a, tab. 4) a sivými (vz. BZK-957e, tab. 4) vápňitými ílovcami, slieňovcami a pieskovcami. Pieskovce klasifikujeme ako kremenné arenity (obr. 6, svetlozelené štvorce).

Pelokarbonáty alebo karbonáty sa lokálne vyskytujú iba ako izolované, nápadne odlišiteľné vrstvy medzi tmavými ílovcami a slieňovcami spodných smilnianskych vrstiev. V tomto prípade sa samostatne kartograficky nevyčlenili. V doline na S od kóty Javorník (585 m n. m.) sa identifikovala vrstva, ktorú tvorí hlavne dolomit (96 – 98 %) a v menšej miere limonit. Podľa uvedeného zloženia možno horninu označiť ako Fe dolomit (ankerit?) resp. ako dolomit s prímiesou Fe zložky. Klastickou prímiesou je kremeň, ale nevyklučuje sa ani prítomnosť kalcitu, plagioklasu a oxidovaného pyritu (vz. BZB-911B, Derco in Kováčik et al., 2010).

Vek tejto fácie sa na základe prítomnosti druhov vápňitého nanoplanktónu *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival, *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Lanternithus minutus* Stradner, *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski, *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre) Deflandre stanovil na mladší eocén (NP-19, Žecová in Kováčik et al., 2010).

63 tmavé kremenné až kremeno-drobové pieskovce

Podobne ako karbonáty (64a) sú bežnou súčasťou vrstvového sledu spodných smilnianskych vrstiev aj tmavé kremenné alebo až kremenné pieskovce drobového charakteru. Vyskytujú sa ako samostatné vrstvy

* Termín turbidit používame v širšom význame slova (cf. Normark a Piper, 1991). V tomto chápaní ide o klastiká, ktoré sa transportovali a deponovali nielen turbiditnými prúdmi s. s., ale aj hustejšími gravitačnými prúdmi, v ktorých turbulencia už nie je dominantným mechanizmom udržiavujúcim častice v suspenzii (napr. koncentrovanými a hyperkoncentrovanými gravitačnými prúdmi sensu Mulder a Alexander, 2001). Sú to prevažne klastiká s dobre zachovanými Boumovými intervalmi (Bouma, 1962).

alebo vytvárajú intervaly koncentrovaných vrstiev hrubé do 20 – 25 m. Keďže v takom prípade ide o ľahko identifikovateľnú fáciu s charakteristickými parametrami, kartograficky ju zobrazujeme samostatne (napr. jz. od Nižného Mirošova).

Makroskopicky sa kremenné pieskovce charakterizujú ako strednozrnné, zriedkavejšie hrubozrnné pieskovce tmavej, zvyčajne čiernej farby, mierne až slabo vytriedené s nízkym podielom klastických živcov. Veľmi jemnozrnný až jemnozrnný tmelený piesčité komponent v hrubozrnných pieskovcoch makroskopicky pôsobí ako matrix a pieskovce získavajú vzhľad drobového pieskovca. Často sú viditeľné intraklasty čiernych ílovcov veľkých maximálne 1 cm. Na spodných vrstvových plochách možno pozorovať záťažové stopy, zriedkavejšie bioturbácie. Lokálne sme nachádzali vlečné ryhy poukazujúce na sz. – jv. smer paleoprúdenia. Pieskovcové vrstvy opisovaného typu sú väčšinou masívne alebo pozitívne gradované (Ta) a dosahujú hrúbku 0,5 – 1,2 m. Pomer P : l = 2 : 1 – 3 : 1 a priemerný lv ≈ 0,85.

Petrograficky sa dve vzorky zhodnotili ako jemnozrnné až strednozrnné kremenné arenity (obr. 6, tmavozelené trojuholníky). Najväčšie zastúpenie má monokryštalický kremeň (49,2 – 63,3 %), menšie polykryštalický kremeň (7,8 – 28,3) a silicity (3,5 – 4,5 %), podradné plagioklasy (0,8 %). Litickou zložkou sú metamorfity (0,8 – 2,0 %). Zo slúd je zastúpený glaukonit (0,8 – 2,0 %), muskovit (1,2 – 3,3 %) a biotit (2,0 %). Základná hmota chýba. Hojný je karbonátový cement (9,0 – 18,7 %).

62 svetlé kremenné pieskovce (klivské pieskovce)

Klivské pieskovce (cf. Nemčok a Koráb, 1963; Nemčok et al., 1990) tvoria vo vrstvovom slede spodných smilnianskych vrstiev polohy hrubé niekoľko až desiatky m. Tento typ pieskovca je pomenovaný podľa kóty Kliwa v ukrajinskej časti Karpát (Paul a Tietze, 1877). Podľa Leška a Samuela (1968) výskyt „kvarcitických pieskovcov“ predstavuje faciálny zásah mszanských pieskovcov do spodných smilnianskych vrstiev. Klivské pieskovce sa vyskytujú v oblasti kóty Kýčera (505 m n. m.) a Úboč (441 m n. m.) a južne od Dubovej. Prevažne ide iba o úlomky v hlinito-kamenitom a/alebo kamenitom delúviu.

Klivské pieskovce sú prevažne masívne, miestami laminované (Ta, Tab, Tb) a tvoria vrstvy hrubé 80 – 150 cm. Hojne ich porušuje systém mineralizovaných puklín (kalcit, kremeň?). Na báze vrstiev sa sporadicky nachádzajú prúdové stopy poukazujúce na transport zo SSV až SV na JJZ až JZ.

Podľa petrografickej klasifikácie ide prevažne o kremenné arenity (obr. 6, zelené trojuholníky). V ich zložení dominuje monokryštalický kremeň (75,9 – 90 %), menšie zastúpenie majú silicity (do 8,0 %), plagioklasy (do 1,2 %), K živce (do 2,0 %) a z litických úlomkov hornín sú prítomné iba karbonáty (do 2,0 %). Zo slúd je zastúpený glaukonit (do 2,0 %), muskovit (1,2 – 3,3 %) a biotit (2,0 %). Základná hmota tvorí do 10 % a lokálne je zastúpený karbonátový cement (do 11,4 %).

V asociácii s pieskovcami vystupujú tmavosivé tvrdé nevápnné ílovce menilitového litotypu a lokálne aj tmavé vápnné prachové ílovce typické pre spodné smilnianske vrstvy.

Vek klivských pieskovcov v oblasti sz. od kóty Úboč (441 m n. m.) sa na základe výskytu druhov vápnného nanoplanktónu *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival, *Ericsonia subdisticha* (Roth et Hay) Roth, *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Lanternithus minutus* Stradner, *Pontosphaera latelliptica* (Báldi-Béke et Báldi) Perch-Nielsen, *Reticulofenestra lockeri* Müller, *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski, *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre) Deflandre (Žecová in Kováčik et al., 2010) stanovil na mladší eocén až starší oligocén (NP-21).

Rovnaký vek sa potvrdil aj podľa nálezu druhov foraminifer *Chilloguembelina cubensis* (Palmer), *Globigerina tripartita* Koch, *Bolivina ex gr. beyrichi* Rss., *Subbotina gortanii* (Borsetti), *Globigerina ouachitaensis* Howe-Wallace, *Lobatula lobatula* (W.-J.), *Globigerina gnaucki* Blow-Banner, *Hansenisca soldanii* (Orb.) a *Subbotina* sp. (Zlinská in Kováčik et al., 2010)

Vrchné smilnianske (menilitové) vrstvy (61)

61 tmavosivé až čierne kremité ílovce, ílovité bridlice a rohovce (menility)

Vrchné smilnianske (menilitové) vrstvy vystupujú vo vrchnej časti smilnianskeho súvrstvia a tvoria tam výrazný korelačný horizont pozorovateľný hlavne v južnom ramene brachyantiklinálnej štruktúry smilnianskeho tektonického okna medzi Smilnom a Nižným Mirošovom. Ich kontakt s podložnými spodnými smilnianskymi vrstvami a s nadložným krosnianskym súvrstvom je pozvoľný. Najlepšie sú odkryté v malých opustených lomoch a ťažobných jamách v okolí kóty Krmienka (456 m n. m.) pri v. okraji Smilna a vo väčších opustených lomoch v širšom okolí kóty 475 m n. m. (Krmienky) cca 1 km jv. od Smilna (obr. 5e). Vrstvový sled je hrubý od niekoľkých do cca 85 m, najčastejšie 20 – 40 m a na niektorých miestach s vrásovo-šupinovou stavbou môže byť hrúbka tektonicky znásobená (napr. jv. od Dubovej).

Tab. 6

Minerálne zloženie sedimentov vrchných smilnianskych (menilitových) vrstiev smilnianskeho súvrstvia grybowskej jednotky (Derco in Kováčik et al., 2010)

Zastúpenie minerálov (hm. %)																
Vzorka	Metóda	Qtz	Pl	Kfs	Ms (III)	Chl	Cal	Dol	Sd, Mgs	Oxidy Fe, Ti, Mn	Ap	Py	Org. hm.	Iné	Suma	Názov horniny
BZK-947a	RTG+ CHSA	60,8	1,2	–	17,9	17,5	0,6	–	–	–	–	–	2,0	–	100,0	tmavý kremitý ílovec
BZK-947b	RTG+ CHSA	92,3	–	–	2,2	–	1,1	2,0	–	1,5	–	0,6	0,3	–	100,0	menilitový rohovec

Tab. 7

Chemické zloženie sedimentov smilnianskeho súvrstvia grybowskej jednotky

Chemické zloženie (hm. %)																
Vzorka	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Str. žih.	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	S _{celk.}	TOC	Suma	
BZK-947a	76,83	0,37	10,92	2,89	0,33	0,68	<0,01	0,14	1,70	5,83	–	0,07	0,04	1,99	101,79	
BZK-947b	92,32	0,05	1,27	1,52	1,24	0,43	0,03	0,06	0,21	2,42	–	0,03	0,13	0,33	100,04	

Podľa konvencie bázu vrstiev kladieme na miesto prvého výskytu rohovcov a kremitých ílovcov. Typickým znakom fácie je výskyt vrstiev silicítov a asfaltovočiernych rohovcov vystupujúcich v slede čiernych kremitých (nevápnitých) bridlíc resp. ílovcov menilitového typu. Na prechode zo spodných smilnianskych vrstiev sa zvyčajne vyskytujú sivé až čierne ílovce s premenlivou vápnitosťou a medzi nimi vystupujú vrstvy dolomitických pelokarbonátov (hrubé 25 – 40 cm). Smerom do nadložia sa začína výskyt tvrdých, kremitých ílovcov menilitového typu s charakteristickým listovitým a tabuľkovitým rozpadom, ktoré sa striedajú s vrstvami rohovcov v maximálne 80 cm odstupoch. Mineralogické a chemické zloženie týchto ílovcov uvádza tab. 6 a 7 (vz. BZK-947a). Dominantné zastúpenie v tmavých kremitých ílovcoch má kremeň, hojný sú aj sludy (hlavne muskovit), chlorit a v malom množstve sa vyskytuje aj kalcit, plagioklas a organická hmota. Na menilitových rohovcoch a ílovcoch sa často vyskytuje povlak a substancie oranžovej, niekedy žltej farby, ktoré vznikajú rozkladom pyritu a Fe oxidov. Hrúbka rohovcových vrstiev je 2 – 40, priemerná 10 – 20 cm. Nemčok a Koráb (1961) uvádzajú vrstvy hrubé až 100 cm. Rohovce majú ostrý lastúrnatý lom a podľa plôch diskontinuity (množstva puklín) sa rozpadávajú na menšie prizmatické útvary. Trhliny bývajú mineralizované kremeňom. Lokálne sa vyskytuje idiomorfny hexagonálny kremeň – „marmarošský diamant“. V asociácii s opisovanými faciami sa vzácné pozorovali vrstvy sivých kremenných až kremenno-karbonatických laminovaných pieskovcov s hojným pyritom hrubé 2 – 15 cm (Stránik a Hanzlíková, 1963).

Vo vrstvovom slede sa lokálne nachádzajú polohy (hrubé najviac 3 – 4 m) čiernych vápnitých ílovcov, čiernych slienitých prachovcov s muskovitom až slieňovcov typických pre spodné smilnianske vrstvy, v ktorých sa vzácné vyskytujú vrstvy (hrubé 40 – 50 cm) dolomitických pelokarbonátov. Ide o sedimenty afanitického vzhľadu s ostrohnaným lomom zvetrávajúce do oblých tvarov s béžovožltkastou patinou. Horninu tvorí dolomitická kryptokryštalická hmota s chuchvalcovitou štruktúrou, v ktorej sú rozptýlené klastické zrná monokryštalického kremeňa a oxidov Fe – pravdepodobne goethitu (vz. BZB-953B2, Derco in Kováčik et al., 2010).

Makroskopicky sa odlišili dva typy silicítov, čo sa potvrdilo aj mikroskopickým štúdiom (Derco in Kováčik et al., 2010).

Asfaltovočierny menilitový (bituminózny) rohovec (vz. BZB-953B1, BZB-912B1) so sklovitým leskom a astúrnatým lomom tvorí kryptokryštalická základná hmota s rozptýlenými klastickými zrnami kremeňa, kalcitu ± pyritu a oxidov Fe. Kalcit a pyrit miestami tvoria idiomorfne obmedzené tvary. Základnou hmotou je mozaika kryptokryštalického kremeňa a pravdepodobne opálovo-chalcedónová kryptokryštalická hmota nasýtená koloidnou organickou hmotou s limonitom (goethitom). Drobné žilky prestupujúce horninou vyhojuje limonit. Podobnú minerálnu skladbu menilitových rohovcov potvrdila aj RTG analýza a prepočet z CHSA (tab. 6, vz. BZK-947b). Dominantné zastúpenie má kremeň, podružné muskovit, kalcit, dolomit, pyrit, oxidy Fe, Ti a Mn, ako aj organická hmota.

Druhým typom je sivočierny silicit resp. rohovec (BZB-912B2) s matným leskom a s lastúrnatým lomom. Horninu je silicit a limonitovaná ílovito-opálová hmota s klastickými úlomkami kremeňa, karbonátov, sludy, pyritu a glaukonitu. Má laminovanú, vrstvovú mikrostavbu, v ktorej sa striedajú vrstvičky silicitu s vrstvičkami limonitovanej ílovito-opálovej hmoty. Zistili sa aj masívne typy.

Podľa Nemčoka a Korába (1963) je priemerný obsah SiO_2 v rohovcoch 94 – 97 %. Menilitový rohovec z lokality Dubová má obsah SiO_2 vyšší ako 97 % (Andrusov a Martiny, 1961). Vzorka menilitového rohovca z okolia kóty Krmienka (456 m n. m.) pri Smilne (tab. 7, BZK-947b) obsahuje 92,34 % SiO_2 .

Z vápнитých sedimentov vrchných smilnianskyh vrstiev sa získalo spoločenstvo vápניתého nanoplanktónu *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival, *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Lanternithus minutus* Stradner, *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski, *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre) Deflandre poukazujúce na mladoeocénny vek – zónu NP-19 (Žecová in Kováčik et al., 2010). V niektorých vzorkách boli redepozity zo stredného eocénu (NP-16) resp. z mezozoika. Keďže vrchné časti podložných spodných smilnianskyh vrstiev sú v zóne NP-21, aj sedimentácia nadložných vrchných smilnianskyh vrstiev musela prebiehať v zóne NP-21 alebo v mladšej.

Krosnianske súvrstvie (60 – 59, starší oligocén)

Najmladším súvrstviom grybowskej jednotky je krosnianske súvrstvie. Najrozšírenejšie je v južnej časti smilnianskeho tektonického okna, kde je hrubé cca 450 – 550 m. V severnej časti tejto štruktúry je pravdepodobne tektonicky zredukované na cca 100 m. Jeho spodná hranica na prechode zo smilnianskeho súvrstvia je pozvoľná, vrchná nejasná a súvrstvie je v tektonickom kontakte s fáciami kurimského súvrstvia vnútornej račianskej jednotky. Členíme ho na dve fácie, a to fáciu 60 – tenkovrstvovité sivé vápניתé ílovce, prachovce a pieskovce (drobnorytmický flyš), a fáciu 59 – strednovrstvovité až veľmi hrubovrstvovité sivé vápניתé ílovce, prachovce a kremenno-karbonatické pieskovce.

60 tenkovrstvovité sivé vápניתé ílovce, prachovce a pieskovce (drobnorytmický flyš)

Fácia vystupuje v tesnom nadloží vrchných smilnianskyh (menilitových) vrstiev. Po skončení sedimentácie silicítov a menilitových rohovcov litologicky kontrastne nasadá tenkovrstvovitý rytmický flyšový vývoj, v ktorom sa rýchlo striedajú sivé vápניתé ílovce s vrstvami (hrubými 0,5 – 2 cm) prachovcov až jemnozrnných kremenno-karbonátových pieskovcov.

Charakteristickým znakom tejto fácie je striedanie tenkovrstvovitých prachovcov až jemnozrnných laminovaných pieskovcov s polohami resp. vložkami vápניתých ílovcov v pomere P : I = 1 : 2 – 4 (0,5 – 0,25), ale lokálne môže klesnúť až na 0,1 (0,07). Priemerný index zvrstvenia (Iv) je v intervale 6 – 8 a v bazálnej časti súvrstvia môže vystúpiť na 11, lokálne na 1 – 3.

Bežným litotypom sú veľmi jemnozrnné až jemnozrnné dobre vytriedené karbonatické pieskovce s vápניתým tmelom sivej až sivomodrej farby. Tieto pieskovce tvoria vrstvy hrubé 0,5 – 18 cm (v priemere 2 – 8 cm), miestami sú paralelne, ale často vlnito až šikmo čerinovo laminované, lokálne s prechodom do konvolútneho zvrstvenia. Lamináciu zvyrazňuje klastický muskovit a v menšej miere organická hmota. Vrstvy majú často ostré bázy. Bežné je zvrstvenie typu Tc, Tc(d), Tbc a Tb, ale odlišili sa aj hrubšie vrstvy – Tac a Tabc(d). Na bazálnych plochách vrstiev sa lokálne vyskytujú bioglyfy a mechanoglyfy. Z jedného merania vlečnej ryhy sa určil smer paleoprúdenia SZ – JV.

Tenkovrstvovité pieskovce (Tc, Tbc) sa petrograficky klasifikovali ako jemnozrnný kalklitický arenit (obr. 6, hnedé krúžky). Tvoria ich prevažne karbonáty (do 48 %), v menšej miere monokryštalický kremeň (21 – 30 %), akcesoricky pyrit + oxidy Fe, muskovit, plagioklasy a biotit, miestami glaukonit (do 1 %). Menej početné hrubšie vrstvy (Tac, hrúbka nad 15 cm) majú povahu subarkóz (obr. 6, hnedý krúžok) s dominantným zastúpením monokryštalického kremeňa (52,0 %), vedľajším silicítov (14,8 %), podradným plagioklasov, K živcov, polykryštalického kremeňa, muskovitu a lokálnym glaukonitu (0,4 %).

Pri geologickom mapovaní sa zistila vrstva slieňovca s lastúrnatým lomom hrubá 19 cm, ktorý je za čerstva sivomodrý a má charakteristickú béžovožltú patinu (jjv. od Dubovej).

Ílovce (prachové ílovce) sú silno vápניתé a bežne obsahujú muskovit. Väčšinou sú svetlosivé až tmavosivé, zriedkavejšie okrovosivé. Ílovce a laminované prachovce niekde difúzne splývajú. Lamináciu zvyrazňuje striedanie svetlých a tmavých prúžkov sedimentu. V spodnejších častiach vrstvomého sledu prevažujú svetlosivé ílovce (tab. 8 a 9, vz. BZB-955A2). V ich zložení dominuje kalcit a kremeň, hojné sú aj sludy (hlavne sericit) a chlorit, slabšie zastúpené sú plagioklasy, dolomit a oxidy Fe, Ti a Mn. Pozorovali sa aj vrstvy tvrdých mierne vápניתých antracitovočiernych prachových ílovcov hrubé 1 – 2 cm (tab. 8 a 9, vz. BZB-955A1). Obsahujú hlavne sericit, kremeň, chlorit, v menšej miere kalcit, dolomit, plagioklasy a oxidy Fe, Ti a Mn. Miestami sú masívne, ale väčšinou paralelne či vlnito laminované s tabuľkovitým a listovitým rozpadom. Na litofáciách krosnianskeho súvrstvia sa lokálne vyskytoval oranžový povlak, ktorý zrejme vzniká rozkladom pyritu a oxidov Fe vyskytujúcich sa v sedimente. Ílovce až prachovce sú tmavosivé až čierne a sú charakteristické pre vyššie časti vrstvomého sledu.

Tab. 8
Minerálne zloženie sedimentov krosnianskeho súvrstvia grybowskej jednotky (Derco in Kováčik et al., 2010)

Zastúpenie minerálov (hm. %)																
Vzorka	Metóda	Qtz	Pl	Kfs	Ms (III)	Chl	Cal	Dol	Sd, Mgs	Oxidy Fe, Ti, Mn	Ap	Py	Org. hm.	Iné	Suma	Názov horniny
BZB-955A1	RTG+ CHSA	26,2	7,3	–	36,4	13,2	7	4,5	–	3,9	–	–	–	1,5	100,0	vápnitý čierny ílovec
BZB-955A2	RTG+ CHSA	23,7	5,7	–	21,1	13,9	28,6	4,5	–	2,3	–	–	–	0,2	100,0	vápnitý sivý ílovec

Tab. 9
Chemické zloženie sedimentov krosnianskeho súvrstvia grybowskej jednotky

Chemické zloženie (hm. %)																
Vzorka	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Str. žiř.	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	S _{celk.}	TOC	Suma	
BZB-955A1	54,30	0,80	17,80	5,98	3,94	2,63	0,03	0,87	3,46	9,55	–	0,10	0,08	1,41	100,95	
BZB-955A2	42,00	0,57	11,10	5,08	17,40	2,86	0,08	0,68	2,01	17,80	–	0,09	0,03	0,24	99,94	

Opisovaná fácia je silno deformovaná hlavne blízko násunovej plochy magurského príkrovu. V tých častiach je bežný výskyt žíl a žiliek tvorených CaCO₃, duplexov a sigmoidálnych ohybov, ktoré v mechanicko málo odolnom horninovom súbore komplikujú stavbu.

Krosnianske súvrstvie vystupujúce v smilnianskom tektonickom okne obsahuje netypickú mikrofaunu (množstvo redepozitov – hojný výskyt NP-16), resp. je na mikrofaunu (foraminifery, vápnitý nanoplanktón) úplne sterilné. Poukázal na to aj Nemčok (in Nemčok et al., 1990). Zhodnotením nanoplanktónu v niekoľkých pozitívnych vzorkách sa na základe výskytu druhov *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival, *Ericsonia subdisticha* (Roth et Hay) Roth, *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Lanternithus minutus* Stradner, *Pontosphaera latelliptica* (Báldi-Béke et Báldi) Perch-Nielsen, *Reticulofenestra lockeri* Müller, *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann et Stradner) Bramlette et Wilcoxon, *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre) Deflandre stanovil vek spoločenstva v rozsahu zón NP-19 – NP-21 (mladší eocén – starší oligocén; Žecová in Kováčik et al., 2010). Podľa superpozície je to v grybowskej jednotke evidentne najmladšie súvrstvie a jeho vek je starší oligocén. Ale nevylučujeme ani zásah sedimentácie krosnianskych facií do mladšieho oligocénu, pretože vek týchto sedimentov (resp. krosnianskeho súvrstvia grybowskej jednotky), vystupujúcich napr. v ropianskom tektonickom okne v Poľsku, sa stanovil na mladší oligocén (zóny NP-24 a NP-25, Oszczytko-Clowes, 2008).

59 strednovrstvovité až veľmi hrubovrstvovité sivé vápnité ílovce, prachovce a kremenno-karbonatické pieskovce

Fácia sa na povrchu vyskytuje iba na troch miestach – západne od Cigle a Nižného Mirošova a v úzkom pruhu sv. od kóty Krásna hora (585 m n. m.). Podľa relatívnej pozície vo vrstvovom slede ju možno zaradiť do vyššej (mladšej) časti krosnianskeho súvrstvia. Hrúbku fácie odhadujeme na niekoľko desiatok m.

Západne od Cigle je charakteristickým znakom tejto fácie striedanie stredne hrubých až veľmi hrubých vrstiev pieskovca s približne rovnako hrubými vrstvami sivých vápnitých, prevažne prachových ílovcov (P : I = 1 : 1 – 1 : 2, I_v = 0,6). Pieskovcové vrstvy sú väčšinou hrubé 55 – 150 cm a ich vnútorná štruktúrna stavba je prevažne Tac(d), Tabc(d) a Tc(d). Sporadicky sa vyskytuje zložené zvrstvenie. V jednom prípade sme na báze pieskovcovej vrstvy zistili prúdovú stopu poukazujúcu na smer a zmysel paleoprúdenia zo SZ na JV. Pieskovce sa klasifikujú ako kalklitické arenity (obr. 6, hnedé štvorce). Dominantne sa na ich zložení zúčastňujú karbonáty (25 – 50 %), monokryštalický kremeň (10 – 50 %), podradne plagioklasy (do 4 %), biotit a muskovit (do 2 %), miestami aj glaukonit (do 3 %). Pomerne hojný je matrix (5 – 10 %).

Sv. od kóty Krásna hora je pre túto fáciu typický výskyt hrubších (3 – 4 m) samostatných vrstiev vápnitých ílovcov a laminovaných prachových ílovcov resp. prachovcov. V rámci tohto súboru vo vyšších častiach lokálne vystupujú vrstvy pieskovcov v pomere P : I ≈ 1 : 20, pričom I_v ≈ 0,25, resp. fácia môže nadobudnúť flyšový charakter (P : I = 1 : 2 – 1 : 3, I_v = 3 – 4). Bežne sa vyskytujúcim litotypom sú vápnité, väčšinou tmavosivé až

čierne ílovce. Zvyčajne obsahujú muskovit, ktorý spolu s rastlinným detritom zvyrazňuje lamináciu prachových ílovcov a prachovcov. Podľa plôch laminácie nastáva „bridličnatý“ resp. tabulkový rozpad.

Jemnozrnné a celkom dobre vytriedené karbonatické pieskovce s vápnitým tmelom sú väčšinou sivej alebo sivomodrej farby. V priemere tvoria vrstvy hrubé 8 – 30 cm (extrémne hodnoty sú minimálne 2 a maximálne 70 cm), sú paralelne aj vlnito, šikmo čerinovo resp. konvolutne laminované, miestami s prechodom do laminovaných prachovcov. Lamináciu pieskovcov zvyrazňuje klastický muskovit a rastlinný detrit. Zo zvrstvení sa bežne vyskytuje Tbc, ale odlišili sa aj Tcd(e) a Tbcd(e). Na bazálnych plochách vrstiev sa ojedinele vyskytujú bioglyfy. Pieskovce sa stanovili ako jemnozrnný kalklitický arenit. Na jeho zložení sa zúčastňujú karbonáty, kremeň a silicity, akcesoricky pyrit + oxidy Fe, muskovit, plagioklasy, biotit a glaukonit. Sú tmelené Ca cementom. Pozorovali sa aj strednozrnné kremenno-karbonatické (drobové) pieskovce s biotitom a glaukonitom zvetrávajúce do odtieňov okrovohrdzavej farby. Tento litotyp tvorí vrstvy hrubé cca 80 – 100 cm.

Fácia obsahuje redeponovaný nanoplanktón a jeho vek sa na základe výskytu druhov *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Discoaster saipanensis* Bramlette et Riedel, *Discoaster tanii* Bramlette et Riedel, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival, *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann et Stradner) Bramlette et Wilcoxon, *Tribrachiatulus orthostylus* Shamrai stanovil na NP-16 až NP-19 (Žecová in Kováčik et al., 2010). Vek tejto fácie je podľa superpozície starooligocénny, rovnaký ako vek celého krosnianskeho súvrstvia.

MAGURSKÝ PRÍKROV

Magurský príkrov je najväčšia jednotka flyšového pásma. Na Z, pod viedenskou panvou, je spojený s rheno-danubickým flyšovým pásmom východných Álp, na V sa východne od Užhorodu pod miocénymi vulkanitmi vytráca a jeho pokračovaním je marmarošská flyšová zóna (napr. Săndulescu, 1988; Oszczytko, 1992, 2006). Horninovou náplňou príkrovu sú prevažne mladokriedové až oligocénne hlbokomorské sedimenty. Staršie – mladojurské až starokriedové – horniny sú akoolistolity známe z Poľska (Birkenmajer, 1977) a Moravy (Švábenická et al., 1997). Mladšie – staromiocénne – sedimenty sa našli v Poľsku pri Nowom Sącze (Cieszkowski, 1992; Oszczytko, 1999; Oszczytko-Clowes a Oszczytko, 2002) a na východnom Slovensku pri Humennom (Maťašovský a Andreyeva-Grigorovich, 2002). Nález z východného Slovenska (I. c.) sa zatiaľ všeobecne neakceptuje a najnovšia geologická mapa širšieho okolia Humenného ho neberie do úvahy (cf. Žec et al., 2006).

Podľa litofaciálnych a litostratigrafických odlišností magurský príkrov členíme na tri čiastkové tektonicko-litofaciálne jednotky. Od J na S je to krynická, bystrická a račianska jednotka. Sedimentácia v magurskom bazéne v skúmanej oblasti prebiehala od mladšej kriedy do oligocénu.

Račianska jednotka

Račianska jednotka je najsevernejšou tektonicko-litofaciálnou jednotkou magurského príkrovu. Zo sv. strany sa mimo mapovaného územia tektonicky stýka s duklianskou jednotkou (cf. Matějka et al., 1964a; Koráb, 1983; Biely et al., 1996a; Lexa et al., 2000; Bezák et al., 2008) a z južnej je v tektonickom kontakte s bystrickou jednotkou. Na základe litofaciálnych odlišností zlínskeho súvrstvia v severnej a južnej časti račianskej jednotky v nej vyčleňujeme dve zóny – vonkajšiu (ekvivalent siarskej jednotky v poľskej časti magurského príkrovu) a vnútornú. Pre vnútornú zónu je charakteristická prítomnosť makovických pieskovcov v spodnej časti zlínskeho súvrstvia, kým vo vonkajšej dominujú glaukonitovo-pieskovcové litofácie a vývoj je viac pelitický. Zóny oddeľuje krivoočianska násunová línia. Jednotlivé súvrstvia račianskej jednotky sa odlišujú podľa litologickej náplne, veku a priestorového usporiadania.

Vonkajšia račianska jednotka

Vonkajšia račianska jednotka je severne od krivoočianskej násunovej línie a jej horninovú náplň tvorí belovežské a zlínske súvrstvie (obr. 7).

Belovežské súvrstvie (58 – 58a, starší eocén – stredný eocén)

Vo vonkajšej zóne račianskej jednotky je najstarším súvrstvom vystupujúcim na povrch belovežské súvrstvie. V študovanom regióne sa nachádza v úzkych silne tektonicky redukovaných antiklinálnych zónach tektonických šupín smeru SZ – JV. Najrozšírenejšie je v severnejších častiach územia a zaberá podstatne menšiu plochu ako vo vnútornej račianskej jednotke. Je v oblasti Krajnej Porúbky, Šarbova a Vyšnej Pisanej.

Vystupovanie tohto súvrstvia je nepriebežné, často segmentované a jeho hrúbku odhadujeme na 50 až 250 m. Jeho spodná hranica nie je známa (resp. je výrazne tektonizovaná), zatiaľ čo vrchná hranica so zlínskym súvrstvom je pomerne ostrá a belovežské fácie sa rýchlo menia na zlínske.

Súvrstvia tvoria dve fácie, a to 58 – tenkovrstvovité ílovce až prachovce s polohami pieskovcov (drobnorytmický flyš), a 58a – pestré ílovce (červenohnedé a zelené). Spodná časť belovežského súvrstvia, známa z vnútornej račianskej jednotky (mrázovské vrstvy*, Kováčik a Bóna in Kováčik et al., 2008a), vo vonkajšej zóne račianskej jednotky v našom regióne nie je a v externej sa vyčlenila v strednej časti Nízkych Beskýd (okolie Vyšného Komárnika, index 48 in Žec et al., 2006).

58 tenkovrstvovité ílovce až prachovce s polohami pieskovcov (drobnorytmický flyš)

Podstatnú časť sedimentárnej náplne belovežského súvrstvia tvoria tenkovrstvovité ílovce, prachovce a pieskovce (tzv. drobnorytmický flyš) a ílovce v ňom majú prevahu nad pieskovcami. Táto fácia, rovnako ako celé belovežské súvrstvie, vystupuje na povrch v úzkom pruhu západne od kóty Filipovský vrch (705 m n. m.) a na niekoľkých lokalitách v severnejších šupinách vonkajšej račianskej jednotky, kde je spolu s pestrými ílovcami.

Západne od kóty Filipovský vrch (705 m n. m.) sú pre fáciu charakteristické veľmi tenké až tenké vrstvy

LITOSTRATIGRAFICKÁ TABUĽKA VONKAJŠEJ RAČIANSKEJ JEDNOTKY				
Vek	grafické zobrazenie	hrúbka (m)	litostratigrafická jednotka	
P A L E O G É N	OLIGOCÉN	?		
		57, 55, 54	1500 – 2500	
		57, 56		
	E O C É N	mladší	55a, 55	
		55, 56		
		57		
P A L E O C É N	stredný	55, 58a		
	58	50–250		
P A L E O C É N	starší	?		
	mladší			

jemnozrnných kremenno-karbonatických pieskovcov (hrúbka 2 – 8 cm). Prevažne ide o Tc, Tc(d) turbidity. Lokálne sa vyskytujú kremenité až kremenno-karbonatické pieskovce hrubé 20 – 40 cm a s vnútornou štruktúrnou stavbou prevažne Ta, Tac. Ílovce sú zelené až sivozelené, nevápňité a prachové. Sú hrubé zväčša 3 – 20 cm. Zvetrané sú mäkké, modrasté a ocelovosivé. Miestami sú aj tmavosivé až sivohnedé nevápňité alebo mierne vápňité ílovce tvoriace vrstvičky hrubé 2 – 5 cm. Pre túto fáciu je všeobecne charakteristická prevaha ílovcov nad pieskovcami ($P : I = 1 : 2 - 1 : 4$) a vysoký $Iv = 7 - 10$.

V severných tektonických šupinách vonkajšej račianskej jednotky (doliny jz. a jv. od kóty Nástavok – 752 m n. m., Krajná Porúbka a jej okolie) je fácia prevažne v ílovcovom vývoji ($P : I = 1 : 15$) a do nadložia prechádza do ílovcovo-pieskovcového ($P : I = 1 : 5$ až $1 : 1$). Ílovce sú prevažne nevápňité až mierne vápňité, zelenkastosivé s hnedým povlakom a drobno rozpadavé. Pieskovce sú sivé, jemnozrnné, kremenité aj kremenno-karbonatické s hnedohrdzavými vyvetranými polohami, miestami šikmo aj paralelne laminované. Hranolovito sa rozpadajú a ich lavice sú hrubé 5 až 30, ojedinele až 80 cm. Zvyčajne sa striedajú so sadzovočiernymi málo vápňitými ílovcami, ktoré sú miestami silicifikované a obsahujú veľa rastlinného detritu. Vyskytuje sa tu veľa bioglyfov. Bývajú často prevrátené do izoklinálnych vrás dm až metrového radu.

Obr. 7. Litostratigrafická tabuľka vonkajšej račianskej jednotky (zostavil Kováčik a Kobluský).

* V starších prácach sme pre spodnú časť belovežského súvrstvia použili názov mrázovecké vrstvy. Po jazykovej úprave sa názov zmenil na mrázovské vrstvy, čo už geologická mapa regiónu v mierke 1 : 50 000 rešpektuje (Kováčik et al., 2011c).

Vek belovežského súvrstvia vonkajšej račianskej jednotky nie je priamo doložený. Južne od Vyšnej Pisanej sa z bazálnej časti zlínskeho súvrstvia (je v priamom nadloží belovežského súvrstvia resp. drobnorytmického flyšu) z troch vzoriek stanovil vek NP-16 (stredný eocén) na základe výskytu druhov vápnnitého nanoplanktónu *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival a *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski. Podľa toho predpokladáme, že vek fácie, ako aj celého belovežského súvrstvia je NP-16 a starší (resp. ?starší eocén – stredný eocén).

58a pestré ílovce (červenohnedé a zelené)

Pestré ílovce tvoria v drobnorytmickom flyši belovežského súvrstvia niekoľko alebo až desiatky metrov hrubé polohy. Počet polôh ani ich presný vek nie sú známe. Na povrchu sú odkryté v sv. časti študovaného územia, v strednej a južnej časti sa vytrácajú. Poloha pestrých ílovcov pokračujúca z poľskej strany bola zmapovaná severne od Vyšnej Pisanej (v doline západne od kóty Nástavok – 752 m n. m.). Dominantnými litotypmi sú červenohnedé, tehlovočervené, zelenosivasté a ocelovomodrasté plastické íly až ílovce s prímiesou piesčitého komponentu, Mn a Fe oxidov a svetlej sludy.

V oblasti na Z od Šarbova v doline za bývalou sklárňou je táto fácia v drobnorytmickom vývoji s prevládajúcimi tehlovočervenými a ocelovomodrými ílovcami. Hojné sú aj kremenné, veľmi jemnozrnné pieskovce. Sú popretkávané sieťou kalcitových žiliek obsahujúcich husto dispergované neznáme tmavé minerály. Pestré ílovce a ich sprievodné litofácie majú rovnaký alebo veľmi podobný charakter ako vo vnútornej račianskej jednotke.

Zlínske súvrstvie (57 – 54, stredný eocén – starší oligocén)

Zlínske súvrstvie vonkajšej račianskej jednotky tvorí v študovanom území prevažnú časť tejto jednotky. V skúmanom regióne ho členíme na nasledujúce fácie: 57 – kremenné, arkózové a glaukonitové pieskovce s polohami olivovozelených vápnnitých ílovcov až prachovcov (glaukonitovo-pieskovcová fácia), 56 – hrubozrnné pieskovce a zlepenca (bežne s glaukonitom), 55 – olivovozelené vápnnité ílovce (zlínsky litotyp) až prachovce s polohami glaukonitových pieskovcov (ílovcová fácia), 55a – hnedé silicifikované ílovce a prachovce, 54 – tmavosivé a olivovozelené vápnnité ílovce, kremenno-karbonátové a glaukonitové pieskovce (obr. 7).

Stratigrafický rozsah súvrstvia je stredný eocén až spodný oligocén. Jeho celková hrúbka je značná, 1 500 až 2 500 m. Všeobecne platí, že spodnú časť zlínskeho súvrstvia vo vonkajšej račianskej jednotke tvorí prevažne glaukonitovo-pieskovcová fácia. Vo fácií sú rozličné typy pieskovcov s glaukonitom a tiež kremenno-drobové pieskovce majúce rovnakú stratigrafickú pozíciu a petrografický charakter, ale podstatne menšiu hrúbku ako samostatne vyčlenené makovické pieskovce vo vnútornej zóne račianskej jednotky. Vrchnú časť zlínskeho súvrstvia zvyčajne tvorí ílovcová fácia, v ktorej sa vyskytujú tenšie polohy (hrubé maximálne niekoľko desiatok metrov) glaukonitovo-pieskovcovej fácie, hnedé silicifikované ílovce a prachovce, ako aj tmavé vápnnité ílovce vyskytujúce sa hlavne v najvyššej (a teda najmladšej) časti tejto fácie (resp. zlínskeho súvrstvia).

57 kremenné, arkózové a glaukonitové pieskovce s polohami olivovozelených vápnnitých ílovcov až prachovcov (glaukonitovo-pieskovcová fácia)

Glaukonitovo-pieskovcová fácia býva zvyčajne v priamom nadloží belovežského súvrstvia, z ktorého sa relatívne rýchlo, ale pozvoľne vyvíja. Jej hrúbka v spodnej časti zlínskeho súvrstvia je niekoľko 100 m, ale tenšie polohy môže tvoriť aj vo vyšších častiach tohto súvrstvia – v ílovcovej fácií.

Južne, jz. a západne od Filipovského vrchu (705 m n. m.) je táto fácia v dvoch vývoch:

1. ako klasický „flyšový“ sled, v ktorom sa pravidelne striedajú prevažne stredne hrubé až hrubé pieskovcové a ílovcové vrstvy, kde $P : I = 1 : 1 - 2 : 1$ a $lv = 2 - 4$. Pieskovce sú kremenné až kremenno-karbonátové, prevažne jemnozrnné. Hojný je jemne dispergovaný glaukonit, prítomná je svetlá sluda (sericit) a miestami rastlinná sečka. Pieskovce tvoria vrstvy hrubé zvyčajne 20 – 50 cm, lokálne až do 1 m, a ich štruktúrna kompozícia je Ta, Tac, Tbc, Tc. Ílovce sú v tomto prípade hrubé 15 – 60 cm, miestami do 1 m.

2. ako hrubovrstvený sled, v ktorom sú pieskovcové vrstvy prevažne hrubé 50 až 120 cm a v niektorých prípadoch až 400 cm. Hrubé vrstvy pieskovca bývajú na báze strednozrnné až veľmi hrubozrnné, drobové alebo arkózové, s hojným a makroskopicky veľmi dobre rozoznatelným glaukonitom (priemer zrn cca 0,5 mm). Bežne sa vyskytujúci glaukonit býva nepravidelne roztrúsený v hornine, prípadne tvorí paralelné pásy (laminy) s vrstvovitou. Vo vrchných častiach vrstiev sú pieskovce prevažne jemnozrnné až strednozrnné, kremenné až kremenno-karbonátové, s muskovitom a glaukonitom sivozelenkastej farby. Bežne sú paralelne, vlnito alebo šikmo čerinovo laminované. Vyskytujú sa aj polohy masívnych pieskovcov hrubé niekoľko metrov,



Obr. 8. QFL diagram pieskovcov (sensu Pettijohn et al., 1972) zlínskeho súvrstvia vonkajšej račianskej jednotky (zostavil Kováčik na základe údajov Derca a Siráňovej in Kováčik et al., 2008a, 2010). Príslušnosť pieskovcov k vyčleneným litostratigrafickým jednotkám a faciám: svetlozelený krúžok (index 57), zelený štvorec (index 56), tmavozelený trojuholník (index 55).



Obr. 9. Vonkajšia račianska jednotka: **a** – šikmo až konvolútne zvrstvené jemnozrnné pieskovce hrubé 1,5 – 2 m, spodná časť zlínskeho súvrstvia (57) južne od Medvedia (foto L. Gazdačko); **b** – klastická pieskovcová žila strmo uložená naprieč ílovcami, ílovcová fácia zlínskeho súvrstvia (55) severne od Kečkoviec (foto M. Kováčik); **c** – šikmo laminované veľmi jemnozrnné pieskovce hrubé do 50 cm, ílovcová fácia zlínskeho súvrstvia s polohami tmavých ílovcov (54) južne od Krajnej Porúbky (foto L. Gazdačko); **d** – tmavosivé až čierne ílovcy s oranžovohnedým limonitickým povlakom, ílovcová fácia zlínskeho súvrstvia s polohami tmavých ílovcov (54) južne od Krajnej Porúbky (foto L. Gazdačko).

ktoré v spodnejších častiach bývajú miestami drobnozlepencovité. Veľmi jemnozrnné („skelné“) kremenné až kremenno-karbonické pieskovce hrubé do 50 cm tvoria samostatné vrstvy alebo vrchné časti pozitívne gradovaných pieskovcov. Ílovce sú sivozelené, vápenaté, s lastúrnatým lomom a zvyčajne hrubé 20 – 150 cm, no miestami aj niekoľko metrov.

V odkryvoch na J od Medvedia je v Hrišovom potoku defilé opisovanej fácie. Prevažne pieskovcové vrstvy hrubé do 2 – 3 m tvoria nahor gradované hrubozrnné až strednozrnné pieskovce, vápnité, s ojedinelým výskytom glaukonitu. Lavice tvoria Boumove intervaly Ta až Tc. Prevažne masívne pieskovce postupne prechádzajú do paralelne až konvolútne laminovaných pieskovcov, ktorých lamináciu často zvyrazňuje rastlinný detrit. Hrúbka cyklu je cca 20 – 25 m. Druhý cyklus, hrubý cca 20 m, sa začína 5 m hrubou polohou sivého, nahor gradovaného hrubozrnného pieskovca (hojná je rastlinná sečka), ktorý miestami alternuje s vrstvami veľmi jemnozrnného sivého pieskovca až prachovca hrubými 30 až 50 cm. Pieskovce sú vápnité a s jemne dispergovaným glaukonitom. Začínajú sa objavovať aj zelenosivé vápnité prachovce až ílovce ako intervaly Td a Te hrubé do 1 – 1,5 m. Postupne do nadložía pribúdajú ílovcové polohy, miestami hrubé až 4 – 5 m. Tieto vrstvy tvoria prechod do vrchnej časti zlínskeho súvrstvia, kde sa báza začína pieskovcovými vrstvami hrubými od 1 m. Pieskovce obsahujú nápadne zelený drobný glaukonit. Pozorovali sme postupný rast jeho obsahu smerom do nadložía.

V potoku Kapišovka, južne od Vyšnej Pisanej, sme v priamom nadloží belovežského súvrstvia nachádzali hnedé resp. sivočierne vápnité ílovce hrubé niekoľko desiatok decimetrov s lastúrnatou odlučnosťou, často alternujúcich s polohami arkózových glaukonitických pieskovcov hrubými 1 – 1,5 m. V oblasti Krajnej Porúbky, Medvedia a Šarbova ich často sprevádzajú aj vývery sírovodíkových prameňov.

Pieskovce tejto fácie klasifikujeme ako subarkózy a sublitenity (obr. 8, svetlozelené krúžky). Dominuje v nich monokryštalický kremeň (50 – 61 %), v menšej miere je zastúpený polykryštalický kremeň (4,1 – 17,4 %), silicity (do 7,1 %), plagioklasy (1,8 – 6,0 %) a K živce (do 6,5 %). Z úlomkov hornín sa vyskytujú granitoidy (do 0,9 %), metamorfity (do 3,7 %), bridlice (do 2,3 %) a karbonáty (do 17,0 %). Hojný je glaukonit (do 8,7 %). Drobné variety obsahujú matrix (do 9,2 %) a miestami je zastúpený vápnitý cement (do 24,9 %).

V glaukonitovo-pieskovcovej fácii sú aj polohy pieskovcov makovického typu. Sú hnedosivé, sivé až ocelovosivé, premenlivo vápnité, jemnozrnné až hrubozrnné, hodne arkózovité, miestami s menším obsahom glaukonitu (napr. oblasť západne od Šarbova). Pieskovce tvoria polohy hrubé niekoľko, miestami až niekoľko desiatok metrov. Spodné časti vrstiev, obvyčajne hrubé do 3 m, sú masívne, vrchné s nerovnou až krivolupenitou odlučnosťou. Polohy drobnobliakových zlepencov sú hrubé od 1 do 5 m, resp. sú bázou vrstiev hrubých do 1 – 1,5 m a skladajú sa z malých až stredne veľkých obliakov, prevažne tmavého kremeňa s dobrým opracovaním. Pieskovce sú často drobné, s obsahom rastlinného detritu a Mn oxidov. Sporadicky sa vyskytujúce prachovce až kalovce sú sivé, zelenosivé, málo vápnité, priemerne hrubé niekoľko centimetrov. Hlavným kritériom na odlišovanie tzv. makovických pieskovcov od glaukonitovo-pieskovcovej fácie býva zastúpenie glaukonitu. V makovických sa nevyskytuje, alebo iba minimálne. Ílovcové vložky sú väčšinou málo vápnité, piesčité, zelenosivé alebo tmavosivé, hrubé do 20 cm. V priamom podloží pieskovcov sú vrstvy monotónneho drobnorytmického flyšu belovežského súvrstvia.

Podľa výskytu nanoplanktónových druhov *Coronocyclus nitescens* (Kamptner) Bramlette et Wilcoxon, *Criboecentrum reticulatum* (Gartner et Smith) Perch-Nielsen, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Chiasmolithus oamaruensis* (Deflandre) Hay, Mohler et Wade, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival, *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel, *Discoaster tanii* Bramlette et Riedel, *Discoaster tanii nodifer* Bramlette et Riedel, *Helicosphaera compacta* Bramlette et Wilcoxon, *Helicosphaera euphratis* Haq, *Helicosphaera lophota* Bramlette et Sullivan, *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth, *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski (Žecová in Kováčik et al., 2010) vekové zaradenie NP-16 až NP-19 platí pre spodnú časť fácie (vyvinutej v nadloží belovežského súvrstvia). Stratigraficky mladšie časti fácie podľa výskytu druhov *Isthmolithus recurvus* Deflandre a *Reticulofenestra lockeri* Müller dosahujú vek NP-19 až NP-21. Najmladšia časť glaukonitovo-pieskovcovej fácie je v synklinále v oblasti kóty Kyjovec (474 m n. m.) jz. od Šemetkoviec a jeho vek dosahuje minimálne zónu NP-23 (na základe výskytu *Reticulofenestra lockeri* Müller a *Cyclicargolithus aff. abisectus* (Müller) Wise), pretože sa vyvinul v stratigrafickom nadloží ílovcovej fácie, kde sa tento vek potvrdil (vz. BZK-1679, Žecová in Kováčik et al., 2010).

56 hrubozrnné pieskovce a zlepence (bežne s glaukonitom)

Hrubozrnné pieskovce a zlepence tvoria niekoľko desiatok metrov hrubé šošovkovité polohy v glaukonitovo-pieskovcovej fácii zlínskeho súvrstvia. Vyčlenili sa v potoku južne od Krajnej Porúbky, západne od kóty Čierťaž (cca 8 m poloha) a južne od Medvedia, ale najrozsiahljšia poloha tejto fácie je na sv. svahoch hrebeňa tiahnuceho sa od Filipovského vrchu (705 m n. m.) smerom na JV po Dlhoňu. Lokálne vystupuje aj južne a jz. od Filipovského vrchu.

Typickými litotypmi fácie sú hrubozrnné masívne, prevažne sivé a sivozelené pieskovce až mikro-konglomeráty, lokálne sivočierne prachovce a prachové ílovce hrubé do 10 – 50 cm. Sú silno sludnaté, mierne vápnité až nevápnité a ich lamináciu často zvyrazňuje drobná svetlá sluda (sericit) a rastlinná sečka. Dobre opracované obliačky (s priemerom do 1 cm) sú hlavne z kremeňa, kvarcitu a karbonátu. Bežne ich pokrývajú Fe a Mn oxidy. Vrstvy sa smerom nahor zjemňujú a vo vrchnej časti majú doštičkovitý až krivolupeňovitý rozpad (s paralelnou, šikmou čerinovou a vlnitou lamináciou).

Vjv. od Filipovského vrchu tvorí fáciu niekoľko cyklov v hrúbke cca 20 – 40 m. Spodná časť cyklov je z hrubých až veľmi hrubých vrstiev hrubozrnného pieskovca (bežne sú amalgamované), lokálne so zlepenkami (Ta, Tab, Tac, hrúbka do 150 cm). Vrstvový sled smerom nahor dostáva flyšový charakter, pričom sa pieskovcové vrstvy stenčujú (10 – 50 cm), mení sa ich vnútorná štruktúrna kompozícia (zmena na Tbc(d), Tc(d)), zrnitosť (prevažne jemnozrnné laminované pieskovce) a pribúdajú ílovcové vrstvy (Te, h = 5 až 30 cm). Hrubé pieskovcové vrstvy majú v bazálnej časti bežne povahu štrčíkového zlepenca s podpornou štruktúrou matrixu.

Západne a jz. od Filipovského vrchu je fácia iba v podobe úlomkov v hlinito-kamenitom delúviu. Z petrografického hľadiska ide o subarkózy (obr. 8, zelený štvorec) s prevahou monokryštalického (35 – 55 %) a polykryštalického (15 – 35 %) kremeňa nad K živcami (10 – 15 %). Slabšie sú zastúpené Na-Ca živce (do 4 %) a litické úlomky vo vzorkách sa neopísali. Z vedľajších minerálov je zastúpený glaukonit (do 4 %) a muskovit (vz. BZK-1862a, BZK-1862b, Derco in Kováčik et al., 2010).

Sporadické merania paleoprúdových indikátorov potvrdili niekoľko smerov paleoprúdenia. Okrem bežného (longitudinálneho) prúdenia z JV na SZ sa zistil aj opačný smer a zmysel prúdenia zo ZSZ na VJV. Podobne sa zistili transverzálne smery s opačným zmyslom prúdenia: z JJZ na SSV a zo SSV na JJZ.

Na základe výskytu nanoplanktónového druhu *Reticulofenestra lockeri* Müller sa vek tejto fácie (vjv. od Filipovského vrchu) stanovil na starší oligocén (zóna NP 21; Žecová in Kováčik et al., 2010).

55 olivovozeleňé vápnité ílovce (zlínsky litotyp) až prachovce s polohami glaukonitových pieskovcov (ílovcová fácia)

Ílovcová fácia je dominantná hlavne vo vrchnej časti zlínskeho súvrstvia, kde dosahuje hrúbku až niekoľko 100 m. Sú v nej aj tenšie polohy glaukonitovo-pieskovcovej fácie (57), silicifikovaných ílovcov (55a) a tmavých vápnitých ílovcov (54).

Ílovce sú prevažne vápnité, sivé, olivovozeleňé až sivozelené, sivohnedé a miestami čokoládovohnedé, lastúrnatého rozpadu (zlínsky litotyp), miestami zvetrávajú domodra, podobne ako ílovce belovežského súvrstvia. V závislosti od ich väzby na istý vývoj sa mení aj ich hrúbka. Podobne ako pri glaukonitovo-pieskovcovej aj v tejto fácií možno odlišiť dva základné vývoje:

1) flyšový s výraznou prevahou ílovcov nad pieskovcami (P : I = 1 : 5 – 1 : 10, Iv = 2 – 5). V asociácii s ílovcami zlínskeho typu (h = 0,2 – 2 m) sú kremenno-karbonátové veľmi jemnozrnné pieskovce (Tcd, Tbc(d), miestami Tac, Tbc, h = 5 – 20 cm), kremenné jemnozrnné až veľmi jemnozrnné pieskovce („skelniaky“, Tac, Tbc, h = 10 – 55 cm) s jemne dispergovaným glaukonitom, lokálne aj jemnozrnné až strednozrnné kremenno-drobové pieskovce s glaukonitom (Tac, Tabc, miestami so zloženým zvrstvením, h zvyčajne 0,5 – 1,5 m);

2) hrubovrstvený, v ktorom sa striedajú veľmi hrubé vrstvy (resp. skupiny vrstiev) pieskovcov (hrúbka polôh je zvyčajne 7 – 15 m) a ílovcov zlínskeho typu (hrúbka 10 – 20 m). Pieskovce sú rozličnej zrnitosti, vnútornej štruktúrnej kompozície, zloženia a hrúbky. Na skladbe hrubých až veľmi hrubých vrstiev sa v ich bazálnych častiach zúčastňujú prevažne veľmi hrubozrnné až strednozrnné subarkózy a sublitenity (obr. 8, tmavozelený trojuholník) s dominantným zastúpením monokryštalického (40,0 – 65,0 %) a polykryštalického kremeňa (10,0 – 32,6 %), v menšom množstve silicity (3,1 – 5,0 %), plagioklasy (3,0 – 10,0 %), K živce (1,0 – 5,5 %), z litických úlomkov granitoidy (0,7 – 1,0 %), metamorfity (2,1 – 2,8 %), bridlice (0,6 – 1,7 %) a karbonáty (4,0 – 20,0 %). Minerály reprezentuje glaukonit (2,0 – 4,5 %), muskovit (1,0 – 2,0 %), biotit (1,0 – 2,0 %) a chlorit (do 1,7 %). Bežný je matrix (5,5 – 11,0 %) a miestami sa vyskytuje aj vápnitý cement (3,1 – 19,2 %). Tenšie pieskovcové vrstvy alebo vrchné časti hrubých vrstiev sú dominantne z jemnozrnných kremenných až kremenno-karbonatických pieskovcov (interval Tb a Tc).

Hrubé vrstvy ílovcov zlínskeho litotypu sú miestami priečne pretínané strmo alebo zvislo uloženými klastickými (pieskovcovými) žilami smeru SSZ – JJV (obr. 9b). Žily sú hrubé do 10 – 15 cm a ich výplň tvorí masívny jemnozrnný kremenný arenit („skelniak“) až subarkóza s vyšším podielom glaukonitu (3,1 – 6,7 %). Klastické žily sme pozorovali severne od Kečkoviec a Roztôk vo vrchnej časti zlínskeho súvrstvia blízko krivoočianskej nasúnovej línie (resp. kontaktu s vnútornou račianskou jednotkou).

Paleoprúdové merania potvrdili sz. – jv. (longitudinálny) smer toku sedimentárnych gravitačných prúdov so zmyslom na SZ (hodnoty sú rozptýlené v intervale ZJZ až SSZ).

Ílovce zlínskeho litotypu sú bohaté na vápnný nanoplanktón s indexovými fosíliami *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Cribrocentrum coenurum* (Reinhardt) Perch-Nielsen, *Helicosphaera compacta* Bramlette et Wilcoxon, *Cribrocentrum reticulatum* (Gartner et Smith) Perch-Nielsen, *Chiasmolithus oamaruensis* (Deflandre) Hay, Mohler et Wade, *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski, *Discoaster tanii* Bramlette et Riedel a na ich základe sa určil vek stredný eocén (NP-16) až mladší oligocén (NP-23, Žecová in Kováčik et al., 2010). Vzorka BZK-1679 sa na základe výskytu *Reticulofenestra lockeri* Müller a *Cyclicargolithus ex aff. abisectus* (Müller) Wise zaradila do zóny NP-23. Výskyt druhu *Helicosphaera aff. carteri* (Wallich) Kamptner v tejto vzorke by mohol poukazovať až na staromiocénny vek vrchnej časti zlínskeho súvrstvia (biozóna NP-25/ NN1).

55a hnedé silicifikované ílovce a prachovce

Hnedé silicifikované ílovce a prachovce tvoria niekoľko decimetrov alebo metrov hrubé polohy v ílovcovej fácií zlínskeho súvrstvia. Vyskytujú sa na niekoľkých miestach pri Havranci a Dlhoni v sv. časti územia, a to v okolí kóty Kačurák (688 m n. m.) a na sv. svahoch potoka Mazgalica.

Silicifikovaný ílovec z lokality západne od kóty Kačurák tvorí vložku uprostred polohy hnedozelených nevápnných tenkovrstvovitých prachovcov. Ostatné výskyt tejto fácie sa našli iba vo forme úlomkov v delúviu.

Spodnú časť vrstvomého sledu západne od kóty Kačurák tvoria tenkovrstvovité hnedasté nevápnné veľmi jemnozrnné pieskovce s prechodom do prachovcov (Tcd) hrubé 0,5 m a nad nimi je vrstva sivých nevápnných jemnozrnných dobre vytriedených kremenných pieskovcov hrubá 15 cm (Tc). Vyššie sú vrstvy hnedozelených nevápnných tenkovrstvovitých prachovcov (Td) hrubých 1,2 m s vložkou silicifikovaného ílovca hrubou 5 – 8 cm. Najvyššiu časť sledu tvorí ďalší cyklus, ktorý sa začína vrstvami (o hrúbke 20, 15 a 10 cm) sivých nevápnných strednozrnných pieskovcov s glaukonitom a s mechanoglyfmi na báze (interval Ta), nad ktorými sú tenké vrstvy sivých paralelne laminovaných, jemnozrnných, dobre vytriedených, prevažne kremenných pieskovcov.

Silicifikované ílovce sú sivé, na puklinách hnedastosivé a s hnedým povlakom pri zvetraní na vrstvomých plochách. V ílovcoch sú miestami tenké tmavosivé šmuhy hrubé 1 – 2 mm. Horniny tejto fácie sú sterilné na výskyt fosílií, a preto sa ich vek priamo nestanovil.

54 tmavosivé a olivovozelené vápnné ílovce, kremenno-karbonátové a glaukonitové pieskovce

Opisovaná fácia má podobný litologický charakter ako papínske vrstvy duklianskej jednotky (cf. Koráb a Ďurkovič, 1978), odkiaľ ich ako prvý opísal Leško (1958). Rovnako bola označená aj v regióne Nízke Beskydy-stredná časť, kde je typicky vyvinutá pri obci Havaj (cf. Žec et al., 2006). Papínske vrstvy majú podľa Leška (1958) a Leška a Samuela (1968) prechodný charakter medzi krosnianskym a magurským vývojom.

V skúmanom území sa táto fácia vyskytuje v dvoch pruhoch, a to východne, severne až ssz. od Krajnej Porúbky a vjv. od Medvedia. Pri Krajnej Porúbke vystupuje v úzkom synklinálnom uzávere generálne ssz. – jv. smeru v hrúbke cca 100 m. Pre vrstvomý sled je charakteristická veľká prevaha ílovcov nad pieskovcami.

Ílovce sú olivovozelené a zelenosivasté potiahnuté hnedou patinou, vápnné, lastúrnateho rozpadu. V najvrchnejších partiách sa objavujú menej vápnné až nevápnné sivé až čierne ílovce (obr. 9d). Hnedé slieňovce, modrosivé ílovce, jemno piesčité muskovitické sivé sliene so žltokrovým zvetrávaním sa veľmi podobajú litofáciám malcovského súvrstvia.

Miestami sme pozorovali aj výskyt belavých pelokarbonátov hrubých do 50 – 60 cm, ktoré v tejto fácií tvoria ojedinelé vrstvy.

Lokálne sa vo fácií vyskytujú pieskovcové vrstvy (obr. 9c) hrubé do 50 – 60 cm. Pieskovce sú jemnozrnné, kremenno-karbonátové, ojedinele s nízkym obsahom glaukonitu. Sú zelenosivé až sivé, po zvetraní sivohnedé až okrovohnedé. Bežná je šikmá, paralelná, miestami vlnitá až konvolútna laminácia.

Fácia je bohatá na vápnný nanoplanktón, na jeho základe sa určila zóna NP-21 *Ericsonia subdisticha* (mladší eocén – starší oligocén) a miestami podľa spoločného výskytu druhov *Reticulofenestra lockeri* Müller a *Reticulofenestra ornata* Müller aj zóny NP-22 a NP-23 (starší oligocén, Žecová in Kováčik et al., 2010).

Vnútorá račianska jednotka

Vnútorá račianska jednotka vystupuje na J od krivoočianskej línie medzi vonkajšou račianskou jednotkou na SV a bystrickou na JZ. Má širší stratigrafický rozsah. Na povrchu zaberá podstatne väčšiu plochu a má faciálne pestrejšiu náplň ako vonkajšia račianska jednotka. Na jej stavbe sa od bázy po strop zúčastňuje kurimské, belovežské, zlínske a malcovské súvrstvie (obr. 10).

Kurimské súvrstvie (53 – 52, mladšia krieda – starší eocén)

Stratigraficky je to najstaršie súvrstvie vnútornej račianskej jednotky. Vystupuje v osovej elevačnej zóne na J od smilnianskeho tektonického okna a na S od Kurimky – medzi Šarišským Čiernym a Vyšným Orlikom. Jeho podložie nie je známe a smerom do nadložia pozvoľne prechádza do belovežského súvrstvia. Nemčok (1960) a Nemčok a Koráb (1963) pôvodne v tomto priestore interpretovali detailnejšie nečlenené inoceramové vrstvy (vrchná krieda – paleocén) pripomínajúce magurskú kriedu z oblasti Žiwca (Poľsko) resp. lupkovské vrstvy „dukliansko-užských vrás“:

Termín lupkovské súvrstvie v zmysle pôvodnej definície (Leška et al., 1960, *duklianska jednotka*), ktorý v súvislosti s týmto regiónom použil už Nemčok (1990) a Nemčok et al. (1990), sa aj napriek istej podobnosti niektorých facií ukázal ako nevhodný. Keďže ani názov inoceramové súvrstvie nie je vhodný, lebo sa interpretuje nejednotne, prikláňame sa k názvu kurimské súvrstvie (sensu Samuel, 1990), ale s jeho zásahom až do staršieho eocénu.

Podobne ako Stráník (1960, 1965) vidíme možnosť túto litostratigrafickú jednotku detailnejšie faciálne členiť na flyšovú (tenkovrstvovité až strednovrstvovité zelené a sivé ílovce s polohami kremenného až kremenno-karbonátového pieskovca, 52) a pieskovcovú faciú (kremenno-drobové pieskovce, 53).

Pestré fialové, červenohnedé a zelené ílovce, ktoré Stráník (l. c.) považuje za súčasť vrstvomého sledu tohto súvrstvia, v zhode s Nemčokom a Korábom (1963) pokladáme za pestré ílovce belovežského súvrstvia,

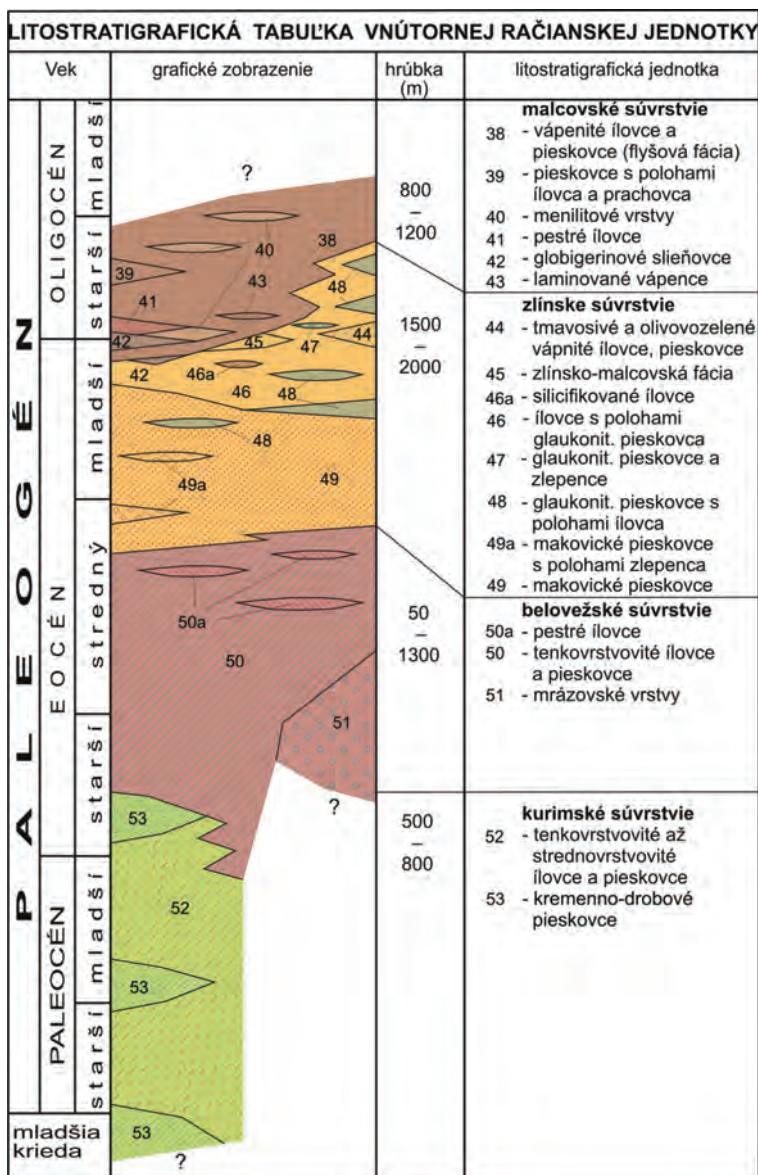
lebo sa v nich zhodnotením foraminifer (porovnaj Zlinská in Kováčik et al., 2010) doložil vek paleocén – stredný eocén.

Vek opisovaného súvrstvia sa stanovil na senón (mladší koňak) – starší eocén. Najstaršou doloženou zónou vápneného nanoplanktónu je CC-14 (Žecová in Kováčik et al., 2010). Jz. od Vyšného Orlíka sa v ílovcoch zistili foraminifery poukazujúce na paleocén – starší eocén (Zlinská in Kováčik et al., 2010).

53 kremenno-drobové pieskovce (miestami s glaukonitom, pieskovcová faciá)

Pieskovcovú faciú kurimského súvrstvia tvorí stredne zvrstvený flyšový ílovcovo-pieskovcový, miestami až pieskovcový vývoj, v ktorom sa striedajú tmavosivé až sivozelené ílovce s kremenno-drobovými pieskvcami (s biotitom a glaukonitom). Faciá na povrchu vystupuje hlavne na hrebeni Javorník (585 m n. m.) – Krásna hora (585 m n. m.) – Pohorelá (530 m n. m.) a na jeho severných svahoch. Lokálne je zastúpená západne a južne od Cigly (kóta Zverník, 513 m n. m.) a sv. od Dubovej (kóta Čelať, 404 m n. m.).

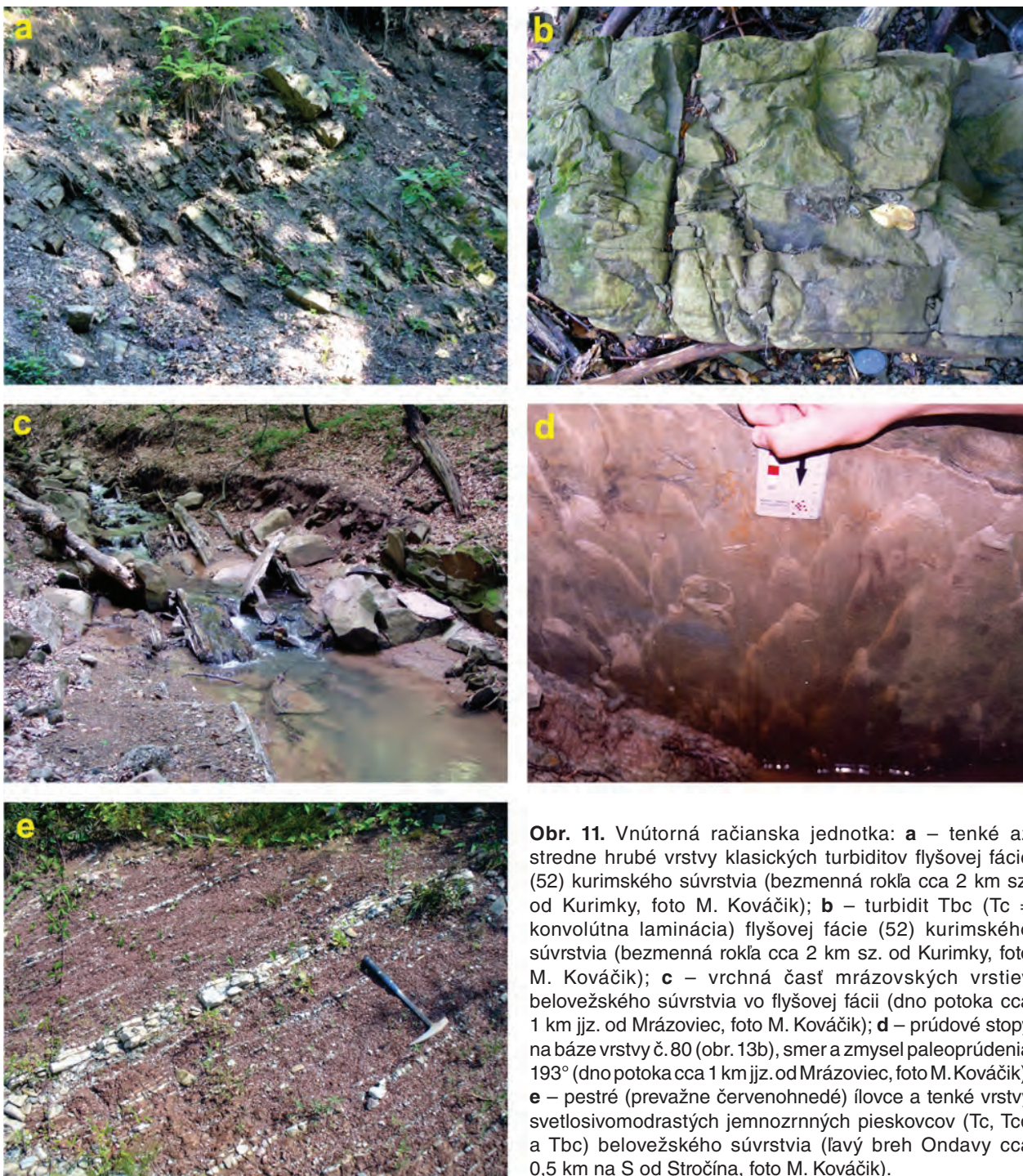
Pieskovce sú jemnozrnné až hrubozrnné, kremenno-drobové, za čerstva svetlosivé, sivozelené až sivomodré, zvetrávajúce do hnedosiva až okrova. V bazálnej časti sú vrstvy väčšinou strednozrnné až hrubozrnné, drobového charakteru, slabo vytriedené, prípadne až drobnozlepencovité so subangulárnymi klastmi kremeňa a živcov Ø = 2 – 5 (7) mm. Bežná je pozitívna gradácia – Ta, ale aj konvolútna či paralelná laminácia.



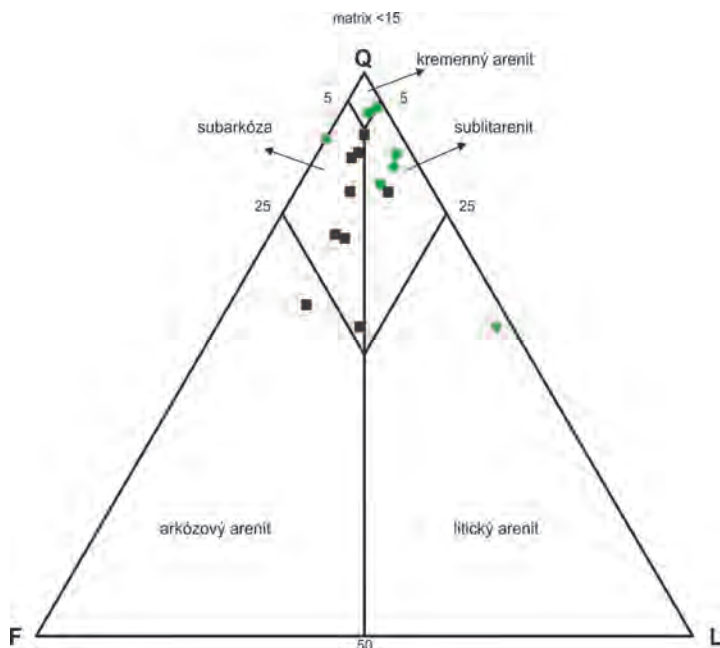
Obr. 10. Litostratigrafická tabuľka vnútornej račianskej jednotky (zostavil Kováčik, Bóna a Kobulský).

Miestami sa vyskytujú intraklasty sivozelených ílovcov veľké maximálne 1 cm. Nezvetrané pieskovce sú sklovité, tvrdé, húževnaté a po údere kladivom praskajú. V stropnej časti sú jemnozrné, bežne laminované, celkom dobre vytriedené, miestami s prechodom do prachovca.

Pieskovce tejto fácie sa petrograficky klasifikovali prevažne ako subarkózy. V menšej miere sú zastúpené arkóзовé arenity alebo sublitarenity (obr. 12, zelené štvorce). Tvorí ich monokryštalický (30,0 – 53,0 %) a polykryštalický kremeň (2,8 – 34,5 %), silicity (do 13,2 %), plagioklasy (2,8 – 9, maximálne 25 %) a K živce (do 12,7 %). Z litických úlomkov sú hojné granitoidy (do 13,6 %), metamorfity (do 8,0 %) a miestami sa vyskytujú bázické vulkanity (1,5 %), pieskovce (do 2,5 %), bridlice (0,3 %) a karbonáty (do 10,0 %). Z ostatných zložiek je zastúpený muskovit (do 2,0 %), biotit (do 1,7 %), glaukonit (do 2,0 %, miestami až 11,2 %), pyrit a oxidy Fe (do 2,0 %), schránky fosílií (miestami až do 4,5 %), matrix (do 10,0 %) a vápnný cement (do 5,1 %, max. 21,7 %). V jednom prípade bola opísaná aj litická droba podobného zloženia ako uvedené pieskovce (matrix 21,5 %).



Obr. 11. Vnútroň račianska jednotka: **a** – tenké až stredne hrubé vrstvy klasických turbiditov flyšovej fácie (52) kurimského súvrstvia (bezmenná rokľa cca 2 km sz. od Kurimky, foto M. Kováčik); **b** – turbidit Tbc (Tc = konvolútna laminácia) flyšovej fácie (52) kurimského súvrstvia (bezmenná rokľa cca 2 km sz. od Kurimky, foto M. Kováčik); **c** – vrchná časť mrázovských vrstiev belovežského súvrstvia vo flyšovej fácií (dno potoka cca 1 km jz. od Mrázoviec, foto M. Kováčik); **d** – prúdové stopy na báze vrstvy č. 80 (obr. 13b), smer a zmysel paleoprúdenia 193° (dno potoka cca 1 km jz. od Mrázoviec, foto M. Kováčik); **e** – pestré (prevažne červenohnedé) ílovce a tenké vrstvy svetlosivomodrastých jemnozrných pieskovcov (Tc, Tcd a Tbc) belovežského súvrstvia (ľavý breh Ondavy cca 0,5 km na S od Stročina, foto M. Kováčik).



Obr. 12. QFL diagram pieskovcov (sensu Pettijohn et al., 1972) kurimského súvrstvia vnútornej račianskej jednotky (zostavil Kováčik na základe údajov Derca a Siráňovej in Kováčik et al., 2008a, 2010). Príslušnosť analyzovaných pieskovcov k vyčleneným faciám: flyšová (52) – svetlozelené krúžky, pieskovcová (53) – zelené štvorce.

a sivozelených ílovcach sú čierne škvŕny. Vyskytujú sa aj laminované piesčité prachovce s muskovitom a rastlinným detritom na plochách laminácie. Tvoria tenké vložky (2 – 10 cm), väčšinou polohy hrubé 15 – 40, maximálne 200 cm. V ílovcovej sutine sa lokálne nachádzali Mn konkrécie a hľuzy.

Pomer pieskovcov k ílovcom je zvyčajne $P : I = 0,8 - 1 - 5 : 1$ s indexom zvrstvenia $lv \approx 1 - 3$, ktorý môže lokálne klesnúť až na 0,4.

52 tenkovrstvovité až strednovrstvovité zelené a sivé ílovce s polohami kremenného až kremenno-karbonátového pieskovca (flyšová fácia)

Flyšová fácia kurimského súvrstvia je na povrchu južne od smilnianskeho tektonického okna, medzi Vyšným Orlíkom na V a Smilnom na Z. Nachádza sa hlavne na južných svahoch hrebeňa Javorník (585 m n. m.) – Krásna hora (585 m n. m.) – Pohorelá (530 m n. m.) západne (okolie kóty Zverník, 513 m n. m.) a južne od Cigly. Zvyčajne sa pozvoľne vyvíja do nadložného drobnorytmického flyšu belovežského súvrstvia.

Charakteristickým znakom fácie je tenkovrstvovité až strednovrstvovité flyšové „rytmické“ striedanie tmavosivých až sivozelených ílovcov s kremennými resp. so sivomodrými kremenno-karbonátovými pieskovecami (obr. 11a).

Pomer pieskovcov k ílovcom je zvyčajne $P : I = 1 : 2 - 1 : 4$ (0,5 – 0,25) s indexom zvrstvenia $lv = 3 - 6$ (8). Lokálne môže pomer $P : I$ vystúpiť až na 0,8 – 1 tam, kde $lv = 3 - 4$ (6 – 8).

Ílovce a miestami až prachové ílovce s muskovitom sú väčšinou nevápnité, resp. majú variabilnú vápnitosť. Pozorovali sa aj úzke vápnitejšie horizonty. Zvyčajne sú tmavosivé, sivé, sivozelené, hnedozelené (khaki) a zriedkavejšie okrové. Zaznamenali sme aj antracitovočierne ílovce s hodvábnym leskom. Miestami sú paralelne laminované klastickým muskovitom a rastlinným detritom na plochách laminácie. Majú tabuľkovitú, listovitú a lupienkovitú odlučnosť, lokálne aj čriepkovitý nepravidelný rozpad. Tvoria vložky hrubé niekoľko cm (5 – 10) resp. samostatné vrstvy hrubé 20 – 60 cm. V rámci sledu sa našli aj ocelovomodré ílovce zvetrávajúce na rovnaký plastický íl ako v belovežskom súvrství. Tieto typy sú niekedy prevrstvené tmavosivými alebo okrovými ílovcami.

V tmavosivých ílovcach (vz. BZK-1025b, tab. 10 a 11) má dominantné zastúpenie kremeň, sericit a chlorit, slabšie plagioklas, pyrit a organická hmota. Zelenosivý pelokarbonát (vzorka BZK-1025c, tab. 10 a 11) má vysoký obsah kalcitu, oxidov Mn, Fe a Ti, nižší chloritu, sericitu, kremeňa a podradný plagioklasu. Sivý vápnitý ílovec (vz. BZK-1126, tab. 10 a 11) sa skladá hlavne zo sericitu, kremeňa, chloritu a kalcitu, pomerne vysoký je aj obsah oxidov Mn, Fe a Ti a podradný pyritu a organickej hmoty.

Pieskovce zvyčajne tvoria vrstvy hrubé (20) 40 – 160, maximálne 220 cm. Masívne strednozrnné až hrubozrnné pieskovce alebo mikrokonglomeráty pozitívne gradované do hrubozrnných kremenno-drobových pieskovcov (niektoré s konsolidačnou lamináciou, sensu Lowe, 1975) sú zvyčajne hrubšie ako 80 cm. Jemnozrnnéjšie variety (kremenné alebo kremenno-drobové jemnozrnné až strednozrnné pieskovce) tvoria spravidla tenšie vrstvy (do 1 m) s výraznou lamináciou (paralelnou a/alebo čerinovou či vlnovou).

V súbore miestami vystupujú tenké polohy tenkovrstvovitého „rytmického“ flyšu. V takých prípadoch je hrúbka vrstiev 2 – 10 cm. Na bazálnych plochách sú bioturbácie, stopy po odraze, vtlačaní, vlečné a prúdové stopy. Typické je zvrstvenie Tbc, Tab a Tcd a odlišilo sa aj Tabc, Tac, Ta, Tbd, Tbc(d). Paleoprúdové indikátory preukázali smer toku gravitačných prúdov z JZ na SV.

Ílovce a prachové ílovce sú väčšinou nevápnité, čierne, tmavosivé a sivozelené s listovitým a lupienkovitým, zriedkavejšie s čriepkovitým rozpadom. Na zelených

Tab. 10

Zastúpenie minerálov v sedimentoch kurimského súvrstvia vnútornej račianskej jednotky (Derco in Kováčik et al., 2010)

Zastúpenie minerálov (hm. %)																
Vzorka	Metóda	Qtz	Pl	Kfs	Ms (Ill)	Chl	Cal	Dol	Sd, Mgs	Oxidy Fe, Ti, Mn	Ap	Py	Org. hm.	Iné	Suma	Názov horniny
BZK-1025b	RTG+ CHSA	21,5	5,5	–	33,8	33,9	–	–	–	–	–	4,7	0,6	–	100,0	tmavosivý ílovec
BZK-1025c	RTG+ CHSA	10,6	0,4	–	5,9	17,8	53,9	?	–	11,4	–	–	–	–	100,0	pelokarbonát s hrdzavým povlakom a škvrnami
BZK-1126	RTG+ CHSA	17,9	6,8	–	42,8	14,1	9,9	–	?	7,1	–	0,7	0,7	–	100,0	vápnitý sivý ílovec

Tab. 11

Chemické zloženie sedimentov kurimského súvrstvia vnútornej račianskej jednotky

Chemické zloženie (hm. %)																
Vzorka	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Str. žih.	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	S _{celk.}	TOC	Suma	
BZK-1025b	53,27	0,98	22,35	7,42	0,52	1,77	0,03	0,65	3,21	7,97	–	0,06	2,63	0,60	101,46	
BZK-1025c	20,59	0,22	7,96	11,44	30,19	2,00	0,34	0,05	0,56	25,47	–	1,00	0,01	0,08	99,91	
BZK-1126	47,85	0,86	19,54	7,72	5,56	3,35	0,08	0,80	4,07	9,54	–	0,10	0,38	0,68	100,53	

Pieskovce zvyčajne tvoria vrstvy hrubé (2) 5 – 66 cm so strednou hodnotou 10 – 25 cm a ojedinele sa nachádzajú aj vrstvy hrubé 100 až 160 cm. Je to jemnozrnný, miestami strednozrnný kremenný až kremenno-karbonatický pieskovec. Spojivom je vápnitý cement. Pieskovce je väčšinou dobre vytriedený, za čerstva sivý, sivomodrý, zvetrávajúci do sivohneda až okrovohneda. Pre tieto pieskovcové vrstvy je charakteristická konvolútna, šikmá čerinová, ale aj paralelná laminácia zvýrazňovaná klastickými sludami (muskovitom a biotitom) a v menšej miere rastlinným detritom (obr. 11b). Bazálne časti hrubších vrstiev tvorí strednozrnný kremenno-drobový pieskovec sklovitého charakteru. Je mierne až slabo vytriedený.

Na spodných vrstvových plochách sa vyskytujú bioturbácie, prúdové a vlečné stopy, pri hrubších vrstvách miestami aj erózne kanály vyplnené angulárnymi až subangulárnymi klastmi kremeňa, živcov a litických úlomkov. Z typov zvrstvenia (Boumve intervaly) sa najčastejšie vyskytuje Tc, Tbc, Tcd, zriedkavejšie Tbd a Tab, ale našli sa aj Tabc a Tad. Paleoprúdové indikátory preukázali orientovaný smer toku gravitačných prúdov 1. z J až JZ na S až SV (dominantný smer), 2. zo ZSZ až Z na VJV až V a 3. z VJV na ZJZ (iba jeden údaj).

Pieskovce boli stanovené prevažne ako sublitanenity a kremenné arenity. Miestami sú zastúpené subarkózy alebo kalklitické arenity (obr. 12, svetlozelené krúžky). Tvorí ich hlavne monokryštalický (35 – 75 %) a miestami polykryštalický (do 10 %) kremeň a silicit (do 15 %), z úlomkov hornín iba karbonáty (do 35 %, menej pri kremenných arenitoch – do 3 %, viac pri kalklitických – 35 %). Z ostatných súčastí je zastúpený plagioklas (do 6 %), muskovit (do 7 %), biotit (do 4 %), miestami glaukonit (do 4 %), akcesoricky sa vyskytuje pyrit a oxidy Fe. Pomerne hojný je matrix (do 11 %, hlavne v sublitanenitoch) a miestami sa vyskytuje vápnitý cement.

Vo vrstvovom slede sa lokálne vyskytujú slieňovcové a vápencové vrstvy, zvyčajne hrubé 5 – 10, maximálne 34 cm. Za čerstva sú svetlosivé, miestami s nádychom do sivozelena a s charakteristickou béžovou až okrovou patinou. Mikroskopicky (vz. BZB-1033, BZB-1189B, BZB-1165B1; Derco in Kováčik et al., 2010) sa v nich ako hlavný minerál stanovil kalcit (91 – 97 %), klastická prímes – monokryštalický kremeň (2 – 7 %), muskovit (do 1 %), miestami pyrit a oxidy Fe (do 2 %) a lokálne prierezy schránok mikrofosílií.

Mladokriedový vek niektorých častí kurimského súvrstvia (pri Vyšnom Orlíku) sa podľa výskytu nanoplanktónových druhov *Micula staurophora* (Gardet) Stradner (indexová fosília pre CC-14), *Micula decussata* Vekshina, *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, *Uniplanarius* cf. *gothicus* (Deflandre) Hattner et Wise, *Uniplanarius sissinghii* Perch-Nielsen (indexová fosília pre CC-21), *Broinsonia parca constricta* (Stradner) Bukry doložil pomerne spoľahlivo (Žecová in Kováčik et al., 2010), ale foraminiferové spoločenstvá ho v niektorých prípadoch nepotvrdili a v niekoľkých vzorkách sa určil eocénny (podľa výskytu foraminiferových druhov *Bathysiphon microrhaphidus* Samuel, *Rhabdammina discreta* Brady) alebo mladopaleocénny až staroeocénny vek (podľa výskytu foraminiferových druhov *Parasubbotina varianta* (Subb.) a *Karrerulina* sp./cf. *K. conformis* (Grzyb.); Zlinská in Kováčik et al., 2010).

Belovežské súvrstvie (51 – 50a, paleocén – stredný eocén)

Belovežské súvrstvie vystupuje na povrch v čelových častiach šupín (resp. v jadrách antiklinálnych štruktúr) račianskej jednotky. V spodnej časti ho tvoria mrázovské vrstvy (51), vo vrchnej tenkovrstvovité ílovce a pieskovce (50), ktoré na niektorých miestach obsahujú polohy pestrého ílovca (50a). Mrázovské vrstvy sa vyskytujú iba v jv. časti územia – v muchovohorskom šupinovom pásme (štruktúra RI10, príl. 1). Hrúbka belovežského súvrstvia je premenlivá. V jv. časti mapovaného územia je menšia, a to cca 200 – 250 m. Najhrubšie je v sz. časti regiónu – v zborovskom antiklinóriu (štruktúra RI4-4, príl. 1), kde sa odhaduje až na 1 300 m (silná deformácia facií súvrstvia tento údaj do značnej miery skresluje). Spodnú hranicu súvrstvia zachytil vrt Zborov-1 v hĺbke 960 m. Prechod z podložného kurimského súvrstvia (resp. inoceramového súvrstvia, Wunder et al., 1990) je pozvoľný. Nadložie belovežského súvrstvia tvoria makovické pieskovce zlínskeho súvrstvia, pričom kontakt medzi obidvoma súvrstviami je pozvoľný.

51 mrázovské vrstvy: pieskovce a zlepenca s polohami ílovcov a prachovcov

Mrázovské vrstvy sú novovyčlenenou nižšou litostratigrafickou jednotkou. Pomenované sú podľa obce Mrázovce (cca 10 km jjv. od Stropkova). V študovanom regióne sú najstaršou časťou belovežského súvrstvia. Podobne ako Pesl (1960) tieto vrstvy považujeme za osobitý vývoj spodnej časti paleogénu račianskej jednotky. Vrstvy sa v študovanom regióne vyvinuli iba pri južnom okraji račianskej jednotky v muchovohorskom šupinovom pásme medzi kótou Kamenná (423 m n. m.) na SZ a Čierťaž (400 m n. m.) na J od Mrázoviec tesne mimo mapovaného regiónu (cf. Žec et al., 2006).

V typovom profile v záreze potoka jz. od Mrázoviec sa v ostatných rokoch vykonal detailný sedimentologický, biostratigrafický a mineralogicko-petrografický výskum (Kováčik a Bóna, 2005; Kováčik et al., 2006; Kováčik et al., 2008a, b). Mrázovské vrstvy v tomto profile možno rozdeliť na dve základné faciie, a to

- 1) *pieskovcovo-zlepencovú* (spodná časť mrázovských vrstiev, obr. 13a, b, 0 – 172 m) a
- 2) *flyšovú* (vrchná časť mrázovských vrstiev, obr. 13b, 172 – 198 m).

Spodná hranica mrázovských vrstiev je tektonická. Vrstvy smerom do nadložia pravdepodobne pozvoľne prechádzajú (prechod je zakrytý) do tenkovrstvovitých pieskovcov a ílovcov vrchnej časti belovežského súvrstvia (obr. 13b, 198 – 226 m), v ktorých sú polohy pestrého ílovca (obr. 13b, 221 – 226 m).

Vrstvy pieskovca a zlepenca zo spodnej časti mrázovských vrstiev (pieskovcovo-zlepencová faciia) sú hrubé 0,5 až 9,2 m a ich kontakt je erózný, často amalgámovaný. V bazálnej časti tohto horizontu sú zlepenca relatívne hrubozrnnejšie. Zlepenca tvoria samostatné vrstvy alebo sa vyskytujú v spodných častiach pieskovcovo-zlepencových telies, kde pozitívne gradujú (interval R₃, sensu Lowe, 1982) do masívneho (interval S₃, sensu Lowe, 1982), prípadne paralelne laminovaného (Tb, sensu Bouma, 1962) strednozrného až veľmi hrubozrného pieskovca, ktorý v istých prípadoch obsahuje štrčíkovité polohy s trakčnými textúrami (interval S₁ a S₂, sensu Lowe, 1982). Pieskovce sa prevažne klasifikujú ako subarkózy až sublitenity (sensu Pettijohn et al., 1972, obr. 14, oranžové krúžky). Sú slabé až veľmi slabé vytriedené a miestami obsahujú veľmi dobre opracované obliaky jemnozlepencovej až drobnozlepencovej frakcie (Ø až do 12 mm, polykryštalický a monokryštalický kremeň, silicity, metamorfity a karbonáty). Ostatné patria medzi strednozrné až veľmi hrubozrné pieskovce. Najväčšie zastúpenie má monokryštalický kremeň (14,9 – 51 %) polykryštalický kremeň (9,0 – 48,3 %) a silicity (2,0 – 9,0 %). Živce sú zastúpené plagioklasmi (do 7 %), ortoklasom (do 7 %) a sporadickéjšie mikroklinom (do 2,0 %). Väčšinou sú sericitizované. Litickú zložku zastupujú hlavne metamorfity (1,9 – 6,7 %), karbonáty (do 12 %) a granitoidy (do 2,8 %), často s vybielenými živcami. Sludy reprezentuje biotit (do 6,1 %) často baueritizovaný, v menšej miere chloritizovaný, muskovit (do 10 %), miestami aj glaukonit (obr. 13a, vz. M-1p, M-7p, do 1 %). Pomerne hojná je základná hmota (do 10 %) a karbonátový cement (2 – 21,8 %).

Vo výbrusoch zo vzorky M-8p (obr. 13a, vrstva č. 26) a M-13ap (obr. 13b, vrstva č. 92) sa našli redeponované vrchnokriedové (?kampán – mástricht) veľké foraminifery *Orbitoides media* D'Archiac a *Lepidoorbitoides* sp. (Buček in Kováčik et al., 2008a).

Zlepenecové obliaky sú veľké 0,5 až 5, miestami až do 30 cm. Z vrstvy č. 1 sa v profile (obr. 13a) študoval obliakový materiál. Zlepenec tvoria nasledujúce horninové materiály (Derco in Kováčik et al., 2008a):

- prevažne sivý až sivobiely žilný kremeň,
- biele, svetlosivé až svetlohnedasté vápenca (organodetritický vápenec – vz. MV-6, organodetritickokalové vápenca – vz. MV-9, 11, 12),
- kryštalický vápenec (vz. MV-13),
- jemnozrné až strednozrné pieskovce (arkóзовé arenity – vz. MV-3 a MV-18, kalklitický arenit – vz. MV-7a),
- rohovce (vz. MV-4: tab. 12 a 13, vz. MV-5),

- tmavosivý, pôvodne mikritický triasový? dolomit s úplne rekryštalizovanými fantómami dazykladálnych rias (vz. MV-10, Buček in Kováčik et al., 2008a),
- metamorfity (muskoviticko-biotitický kvarcit – vz. MV-1, kvarcitická pararula – vz. MV-14, muskoviticko-biotitický kvarcitický svor – vz. MV-17, MV-15),
- granit až granodiorit (vz. MV-3),
- ultrabázikum? (vz. MV-15).

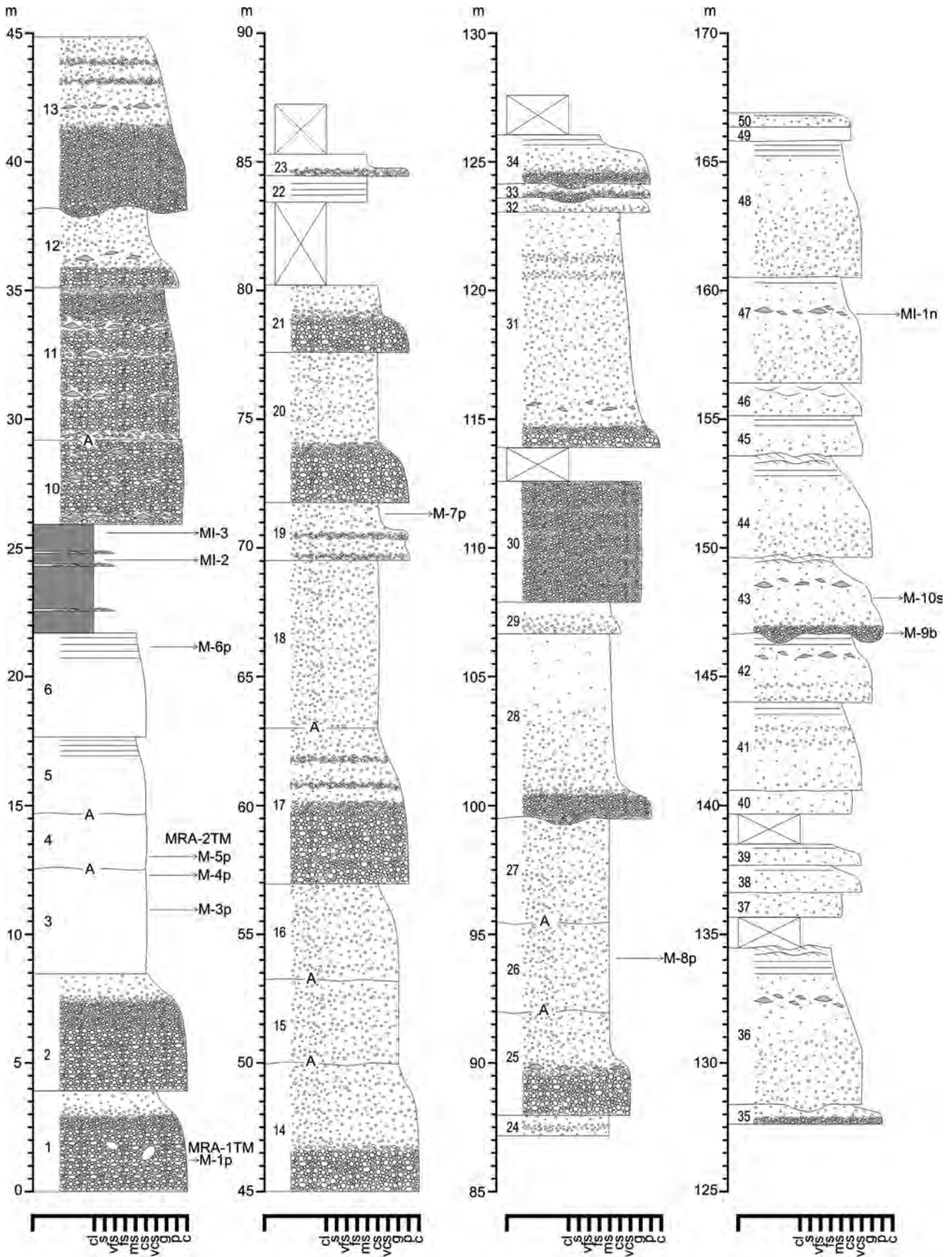
Koncentrát ťažkých minerálov z klastík mrázovských vrstiev tvorí granát, turmalín, staurolit, chlorit, biotit, hematit, chalkopyrit, dolomit, živce, ilmenit, amfibol, pyroxén, barit, epidot, magnetit a hematit (Derco in Kováčik et al., 2008a). Granát je v širokom intervale (0,2 (MRA-3) – 60 % (MRA-4)) ťažkého produktu, turmalín varíruje od 0,4 do 8,4 % a zirkón do 30 % (l. c.). Z mikrochemického hľadiska sú vo vzorke MRA-1 významne zastúpené spessartínovo-almandínové granáty, pričom sps zložka varíruje od 11 do 40 %. Granáty s vyšším obsahom sps molekuly môžu pôvodne pochádzať z granitov alebo z kontaktne metamorfovaných hornín resp. zo metasedimentov nízkeho až stredného stupňa metamorfózy. Ďalšiu skupinu tvoria grosulárovo-almandínové granáty s variabilným obsahom prp zložky (4 – 21 %). Sps-grs-alm a prp-alm granáty sú v tejto vzorke pomerne vzácne. Pre vzorku MRA-2 je charakteristické zastúpenie najmä pyropovo-almandínových granátov s pomerne nízkym obsahom grs komponentu (1 – 13 %) oproti vz. MRA-1. Vyskytujú sa aj spessartínovo-almandínové granáty s nízkym obsahom prp (do 10 %) a grs (do 6 %) zložky. Vo vzorke MRA-4 sú vo veľkej prevahe almandínové granáty bez zjavnej zonálnosti. Obsahujú do 84 % almandínovej molekuly, nízky podiel pyropovej molekuly (do 11 %, ojedinele 17 %) a nízky podiel grosuláru (2 – 6 %), čím ich možno charakterizovať ako granáty pochádzajúce z metamorfovaných felzických hornín (ruly, svory) vzniknutých v podmienkach nižšej amfibolitovej fácie. Vzorka MRA-3 je z hľadiska chemického zloženia granátov čiastočne odlišná. Vo väčšine skúmaných granátov významne klesá podiel almandínovej zložky (37 – 63 %) a zároveň proporcionálne stúpa podiel grosuláru (15 – 39 %). Obsah spessartínu je v týchto granátoch variabilný (7 – 21 %) a pyropovej zložky nízky. Podľa uvedeného predpokladáme pôvod týchto granátov v metamorfovaných horninách amfibolitovej fácie (predovšetkým amfibolity). V jednom prípade sa zistil významnejší rast grs zložky smerom na okraj zrna, indikujúci nižšiu teplotu metamorfózy (fácia zelených bridlíc). Ďalšou skupinou detritických granátov v študovanej vzorke sú spessartínovo-almandínové granáty, ktoré môžu pochádzať z pegmatitov resp. granitov (metagranitov). Prítomnosť grosulárovo-andraditového granátu v skúmanej vzorke môže poukazovať na pôvod v skarnoch alebo v serpentinitoch.

Euhedrálne zirkóny s oscilačným zónovaním sú výsledkom kryštalizácie z magmy. Tieto zirkóny sú transportované z primárnych magmatických hornín. Zirkóny s nepravidelným zónovaním, čiastočne resorbované, indikujú metamorfne podmienky. Euhedrálne zrná s oscilačným zónovaním ostro prerušeným rastom rehomogenizovaného zirkónu sú pravdepodobne produktom metamorfných procesov. Väčšina turmalínov tejto lokality patrí medzi alkalické, len malá časť medzi vápňité turmalíny (zdedené jadro príp. centrálna časť zonálneho turmalínu). Bývajú často zonálne, najčastejšie zastúpené skorylom-dravitom. Pri zonálnych turmalínoch skoryly-dravity smerom na perifériu zŕn prechádzajú do dravitov a iba výnimočne je to naopak. Ak sú v turmalínoch zdedené jadrá, zložením najčastejšie zodpovedajú skorylom, sporadicky skorylom-dravitom. V zmysle genetického začlenenia turmalínov podľa Henryho a Guidottiho (1985) sa väčšina analýz, najmä okrajových zón zŕn, premieta v poli metapelitov koexistujúcich aj nekoexistujúcich s Al saturačnou fázou. Časť analýz zodpovedajúcich najmä jadrám leží v poli granitoidov chudobných na Li. Časť analýz turmalínov vzorky MRA-1 a MRA-2 poukazuje na vyšší stupeň metamorfózy.

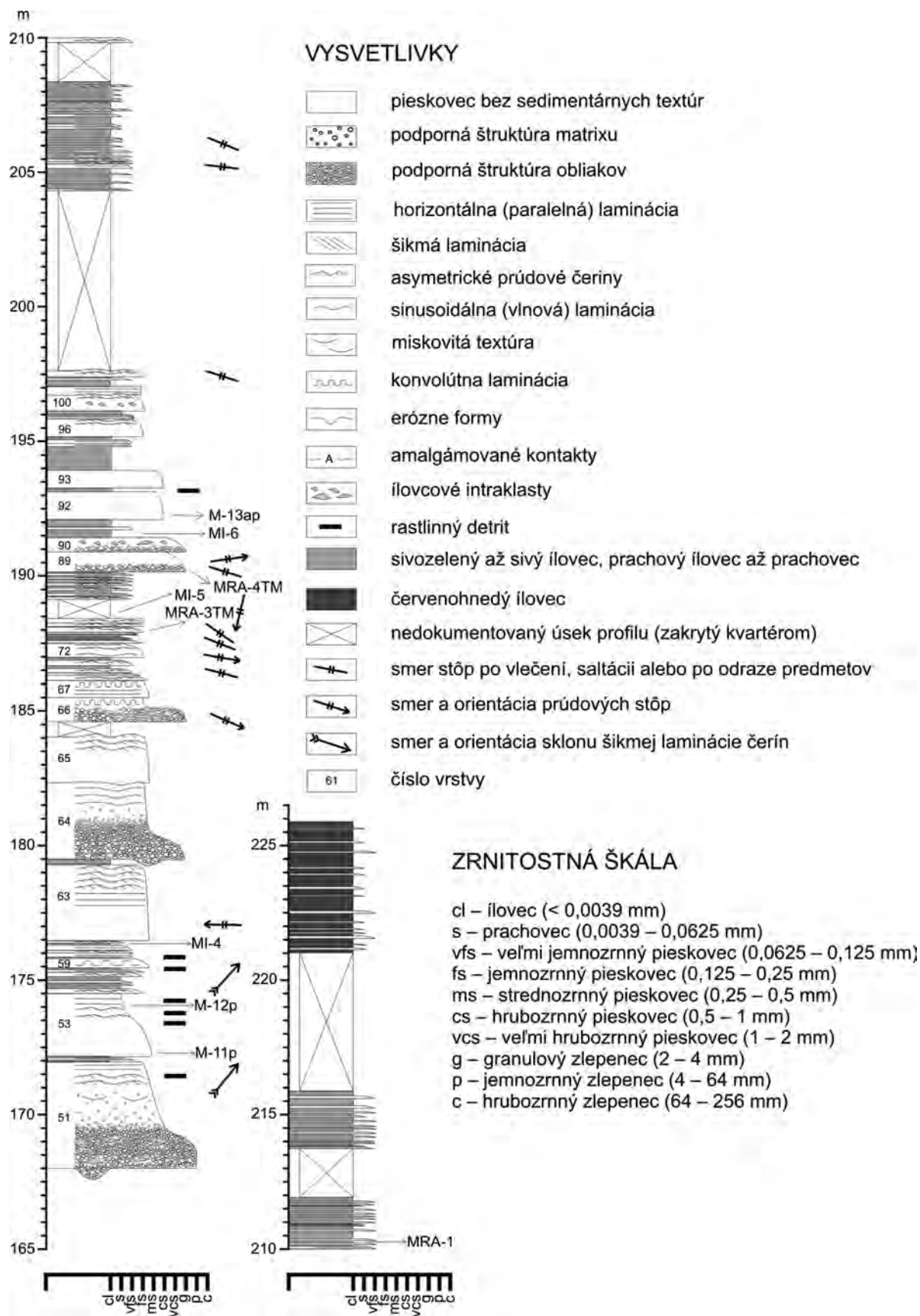
V diagrame Cr# vs. Mg# sa premietajú analyzované body spinelov v poli chromitu (vz. MRA-1); v poli chromitu a spinelu s. s. (vz. MRA-4). Najpestrejšie chemické zloženie spinelov sa prejavuje vo vzorke MRA-2. V nej je zastúpený najmä chromit, v menšej miere magneziochromit, spinel a hercynit (Bónová in Kováčik et al., 2008b, 2011a).

Vo vyšších častiach pieskovcovo-zlepenecovej fácie je zlepenec menšej zrnitosti (0,2 až 0,5 cm, mikrokonglomerát resp. granulový zlepenec) a miestami je stratifikovaný (S_1 a S_2 interval, sensu Lowe, 1982). Zvyčajne graduje do masívnych paralelne až čerinovo (Ta, Tb a Tc Boumove intervaly) laminovaných jemnozrnných až strednozrnných pieskovcov. Hrubé pieskovcové vrstvy sú často amalgámované, s hojnými klastmi zelených ílovcov a s častými vrstvičkami (trakčné koberce, S_2 interval, Lowe, 1982) alebo vtrúseninami granúl kremeňa. Hrubozrnné fácie mrázovských vrstiev sa ukladali z koncentrovaných gravitačných prúdov (Mulder a Alexander, 2001) pravdepodobne vo vysoko energetickom prostredí podmorských kanálov (Kováčik a Bóna, 2005).

Pieskovcovo-zlepenecová fácia pozvoľne prechádza do nadložnej flyšovej (obr. 13b, 172 – 198 m) a v nej sa vrstvy pozvoľne zjemňujú a stenčujú do nadložných tenkovrstvovitých pieskovcov a ílovcov (drobnorytmický flyš) belovežského súvrstvia s polohami pestrých ílovcov (obr. 13b, 198 – 226 m). Pieskovce tohto sledu sú jemnozrnné, paralelne až čerinovo laminované, niekedy s konvolúciou (Boumove intervaly Tb a Tc), gradované do prachovcového a pelitického intervalu (Boumove intervaly Td a Te). Lamináciu pieskovcov bežne zvyrazňuje



Obr. 13a. Sedimentologický profil (log) spodnej časti (mrázovské vrstvy) belovežského súvrstvia vnútornej račianskej jednotky pri Mrázovciach s vyznačenými odbermi vzoriek (upravené sensu Kováčik a Bóna, 2005).



Obr. 13b. Pokračovanie sedimentologického profilu z obr. 13a spodnou (mrázovské vrstvy) a vrchnou časťou belovežského súvrstvia račianskej jednotky pri Mrázovciach s vyznačenými miestami odberu vzoriek (upravené sensu Kováčik a Bóna, 2005).

Tab. 12

Zastúpenie minerálov v sedimentoch belovežského súvrstvia vnútornej račianskej jednotky (Derco in Kováčik et al., 2010)

Zastúpenie minerálov (hm. %)																
Vzorka	Metóda	Qtz	Pl	Kfs	Ms (Ill)	Chl	Cal	Dol	Sd, Mgs	Oxidy Fe, Ti, Mn	Ap	Py	Org. hm.	Iné	Suma	Názov horniny
BZB-189	RTG+ CHSA	27,7	11,4	–	35,3	15,5	2,1	–	–	8,0	–	–	–	–	100,0	sivomodrastý ílovec
MRA-1	RTG+ CHSA	19,6	7,8	–	28,0	13,3	14,5	12,5	–	4,3	–	–	–	–	100,0	vápnito-dolomitický sivomodrastý ílovec
MI-1	RTG+ CHSA	8,8	2,6	–	19,4	2,3	48,9	–	–	1,5	16,5	–	–	–	100,0	vápnitý zelený ílovec
MV-4	RTG+ CHSA	87,5	0,8	–	1,6	1,2	5,0	0,9	–	3,0	–	–	–	–	100,0	okrový silicifikovaný ílovec
M-16	RTG+ CHSA	27,1	10,7	–	34,8	13,1	–	6,5	–	7,8	–	–	–	–	100,0	červenohnedý ílovec
BZB-695A1	RTG+ CHSA	24,2	7,6	–	37,0	14,9	4,5	–	–	7,9	–	–	–	3,9	100,0	červenohnedý ílovec
BZB-695A2	RTG+ CHSA	23,4	6,0	–	31,0	5,4	4,6	24,7	–	4,8	–	–	–	0,1	100,0	dolomitický sivomodrastý ílovec
BZK-1033a	RTG+ CHSA	28,8	5,6	–	36,0	28,1	1,5	–	–	–	–	–	–	–	100,0	zelený ílovec
BZK-1033b	RTG+ CHSA	21,8	5,1	–	35,5	30,9	1,0	–	–	5,7	–	–	–	–	100,0	tehlovočervený ílovec
BZK-1045b	RTG+ CHSA	22,2	9,2	–	35,5	19,5	5,0	–	?	8,6	–	–	–	–	100,0	zelený ílovec
BZK-1045c	RTG+ CHSA	24,7	8,3	–	30,7	9,8	15,6	–	7,0	3,9	–	–	–	–	100,0	vápnitý svetlokrémový ílovec
BZK-1045d	RTG+ CHSA	19,6	7,4	–	40,1	17,5	4,3	–	?	11,1	–	–	–	–	100,0	červenohnedý ílovec

Tab. 13

Chemické zloženie sedimentov belovežského súvrstvia vnútornej račianskej jednotky

Chemické zloženie (hm. %)															
Vzorka	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Str. žih.	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	S _{celk.}	TOC	Suma
BZB-189	56,68	0,97	18,12	8,09	1,19	4,10	0,06	1,35	3,35	5,73	1,65	0,16	–	–	101,45
MRA-1	41,98	0,66	14,37	8,19	11,93	4,19	0,13	0,92	2,66	14,60	1,00	0,10	–	–	100,73
MI-1	20,52	0,33	7,81	2,39	35,50	1,08	0,23	0,31	1,84	21,77	0,88	7,00	–	–	99,66
MV-4	89,20	0,06	0,99	2,77	3,07	0,33	0,08	0,10	0,15	3,05	0,28	0,03	–	–	100,11
M-16	54,64	0,87	17,27	6,99	3,04	4,15	0,17	1,26	3,31	7,95	1,40	0,13	–	–	101,18
BZB-695A1	53,69	0,88	18,24	7,86	2,51	3,73	0,10	0,90	4,15	7,61	1,46	0,10	0,03	0,15	101,41
BZB-695A2	45,79	0,72	13,65	4,85	10,08	5,39	0,40	0,71	2,95	15,12	1,17	0,12	0,01	0,17	101,13
BZK-1033a	59,11	0,90	20,88	6,95	0,81	1,77	0,01	0,66	3,42	5,19	–	0,08	0,02	0,17	99,97
BZK-1033b	54,11	0,98	22,72	10,24	0,58	1,72	0,08	0,60	3,35	5,36	–	0,10	<0,01	0,05	99,89
BZK-1045b	51,55	0,85	18,69	9,10	2,78	4,41	0,15	1,09	3,37	7,67	–	0,14	0,07	0,07	99,94
BZK-1045c	48,30	0,72	14,61	5,00	8,76	4,82	0,32	0,98	2,92	13,20	–	0,09	0,03	0,07	99,82
BZK-1045d	49,43	0,86	19,50	11,13	2,40	4,08	0,14	0,88	3,81	7,48	–	0,10	0,03	0,05	99,89

rastlinná sečka, ktorá miestami tvorí samostatné vrstvičky hrubé do 5 cm. Hrúbka pieskovcov je zvyčajne 3 až 40 cm, ale podradne sa vyskytujú aj hrubšie vrstvy mikrokonglomerátov gradované do pieskovcov.

V lete 2010 sme v pieskovcovo-zlepcovej fácií v metráži 21,5 – 26,0 m profilu (obr. 13a) zdokumentovali čerstvo odkrytú, doteraz v rámci profilu nezaznamenanú (cf. Kováčik a Bóna, 2005) polohu sivozeleného prachového ílovca s tromi vrstvami jemnozrnného pieskovca (Tc(d), h = 1 – 3 cm). Z nej (obr. 13a, vz. MI-2 a MI-3), ako aj z ílovcov v rámci flyšovej fácie (obr. 13b, vz. MI-4, MI-5 a MI-6) sa odobrali vzorky na biostratigrafiu. Vzorky MI-2 a MI-3 zo spodnej časti mrázovských vrstiev (obr. 13a) boli na nanoplanktón chudobné. Zistil sa len mezozoický druh *Watznaueria* sp. a *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski, čo poukazuje na pravdepodobný strednoeocénny vek týchto vrstiev. Vzorky MI-4, MI-5 a MI-6 z vrchnej časti mrázovských vrstiev (obr. 13b) boli bohaté na nanoplanktónové druhy *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Calculites*

sp., *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre) Reinhardt, *Lucianorhabdus cayeuxii* Deflandre, *Micula* sp., *Micula praemurus* (Bukry) Stradner et Steinmetz, *Micula staurophora* (Gardet) Stradner, *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, *Quadrum sissinghii* Perch-Nielsen, *Retecapsa crenulata* (Bramlette et Martini) Grün, *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen a *Watznaueria ovata* Bukry a na základe výskytu *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina toto spoločenstvo patrí do zóny CC-25 (mástricht). Ale identifikoval sa aj paleogénny druh *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre) Stradner, rozšírený od NP-13 do NP-16, čo vedno s výskytom *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski v spodnej časti profilu (obr. 13a) poukazuje na to, že vek mrázovských vrstiev pravdepodobne nie je starší ako starší eocén a že kriedové mikrofosílie sú redeponované.

Tento náhľad podporujú aj biostratigrafické údaje z redeponovaného klastu ílovca vo vrchnej časti mrázovských vrstiev. Vzorka MI-1 klastu svetlozeleného vápniteho ílovca (tab. 12 a 13) z gradovaného pieskovca (vrstva č. 47, obr. 13a) má mladokriedový vek – spoločenstvo vápniteho nanoplanktónu tvoria len mezozoické druhy *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina a *Micula murus* (Martini) Bukry (Žecová in Kováčik et al., 2008a). Ílovcové klasty z tej istej vrstvy obsahovali zmiešanú foraminiferovú faunu s vysokou prevahou planktónu nad bentosom, ostrakóda a inoceramové prizmy. Na maastrichtský vek poukazuje aj planktón s *Globigerinelloides subcarinatus*, *Gansserina wiedenmayeri* a *Globotruncanella petaloidea* (Bubík in Kováčik et al., 2006). Ílovec sa biofaciálne podobá na frýdecké sliene. Vápny ílovec pôvodne sedimentoval na dobre prekysličenom vonkajšom šelfe v najvrchnejšej kriede a neskôr ich erodovali a na veľkú vzdialenosť transportovali husté gravitačné prúdy do sedimentačného priestoru račianskej jednotky.

Z uvedených faktov vychodí, že sa sedimentácia mrázovských vrstiev musela začať po mladšej kriede. Podľa pozície týchto vrstiev v podloží drobnorytmického flyšu (50) belovežského súvrstvia odhadujeme ich vek na starší? až stredný eocén.

50 tenkovrstvovité ílovce a prachovce s polohami pieskovcov (drobnorytmický flyš)

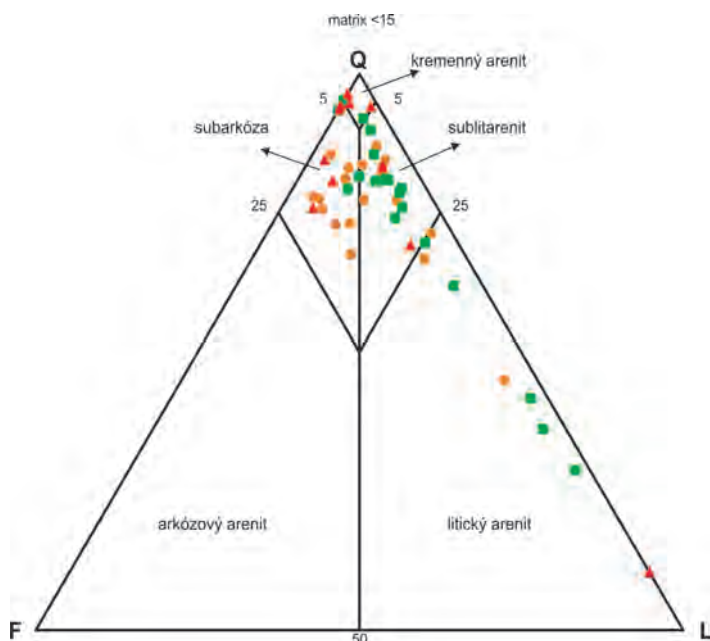
Podstatnú časť sedimentárnej náplne belovežského súvrstvia tvoria tenkovrstvovité ílovce a pieskovce (tzv. drobnorytmický flyš). V študovanom regióne sú v muchovohorskom šupinovom pásme spolu so staršími mrázovskými vrstvami, v ostatných výskytoch tvoria hlavnú náplň belovežského súvrstvia a zvyčajne budujú nápadne tektonicky redukované jadrá antiklinál v sv. časti šupín.

Pravú hrúbku tejto fácie odhadujeme na 50 až 250 m a je pre ňu charakteristická prevaha alebo vyrovnaný pomer sivozelených a zelených ílovcov voči jemnozrnným pieskovcom, rýchle striedanie sa prevažne tenkých, ale miestami aj hrubších vrstiev pieskovcov s ílovcami resp. s prachovými ílovcami v pomere $P : I = 1 : 1$ až $1 : 3$. V niektorých polohách prachové ílovce výrazne prevažujú nad pieskovcami a pomer klesá až na $P : I = 1 : 5$ až $1 : 10$. V miestach s prevahou hrubších vrstiev pomer lokálne stúpa na $P : I = 2 : 1$ a index zvrstvenia sa pohybuje od 8 do 12. Sedimentácia tejto fácie prebiehala pravdepodobne v distálnom prostredí bazénovej planiny (napr. Kováčik a Bóna, 2005).

Pieskovcové vrstvy sú hrubé 1 až 20, maximálne 70 cm. Tenké pieskovcové vrstvy sú laterálne stále, s dobre zachovanými Boumovými intervalmi Tb, Tc a Td, iba miestami sú masívne (Ta). Majú prevažne štruktúrnú stavbu Tc(d), Tbc(d), Td. Bežne sú paralelne laminované s prechodom do vlnovej či čerinovej laminácie alebo do konvolúcie. Lamináciu zvyrazňujú klastické sludy (muskovit a biotit), prípadne rastlinný detrit. Bázy pieskovcov sú ostré, s hojnými ichnofosíliami (napr. *Paleodyction*, *Scolicia*, *Helminthopsis*), vlečnými ryhami a prúdovými stopami. Charakteristickým litotypom je veľmi jemnozrnný, ojedinele až strednozrnný a väčšinou dobre vytriedený pieskovec s vyšším obsahom vápniteho tmelu. Pieskovec je sivý, sivozelený až sivomodrastý a zvetráva do sivohneda.

Pieskovce klasifikujeme prevažne ako sublitarenity až kalklitické arenity. Niektoré majú zloženie subarkóz alebo kremenných arenitov (obr. 14, svetlozelené štvorce). Tvoria ich najmä monokryštalický kremeň (39,3 – 6 %), polykryštalický kremeň (0 – 72 %) a silicity (0 – 13 %). Živce sú zastúpené plagioklasmi (2 – 6 %), ortoklasom (1,1 – 6 %) a sporadickejšie mikroklínom (do 1,1 %). Litickú zložku zastupujú hlavne metamorfity (do 10,7 %), karbonáty (do 50 %) a granitoidy (do 5,2 %), miestami aj pieskovce a bridlice. Sludy zastupuje biotit (do 4,8 %), muskovit (do 10 %) a miestami aj glaukonit (do 4,8 %). Pomerne hojná je základná hmota (do 2,1 %) a karbonátový cement (do 16,9 %).

Ílovce až prachové ílovce so svetlou sludou sú väčšinou nevápny alebo málo vápny, ocelovosivé, sivomodrasté až sivozelenkasté, ojedinele tmavosivé. Na zložení sivomodrastých ílovcov sa dominantne zúčastňuje muskovit (sericit), chlorit, kremeň, plagioklas a oxidy Fe, Ti a Mn, miestami aj kalcit (vz. BZB-189, tab. 12 a 13). Medzi pieskovcami tvoria tenké vrstvy hrubé do 10 cm (flyšové striedanie). Sludnaté prachovce sú niekde nevýrazne laminované a s doštičkovitým rozpadom. Lokálne sa medzi nevápnitými alebo mierne vápnitými sivomodrými ílovcami vyskytujú aj vápno-dolomitické ílovce rovnakej farby a podobného zloženia, ale s oveľa vyšším obsahom kalcitu a dolomitu (vz. MRA-1, tab. 12 a 13).



Obr. 14. QFL diagram pieskoviec (sensu Pettijohn et al., 1972) belovežského súvrstvia vnútornej račianskej jednotky (zostavil Kováčik na základe údajov Derca a Siráňovej in Kováčik et al., 2008a, 2010). Príslušnosť analyzovaných pieskoviec k jednotlivým vyčleneným litostratigrafickým jednotkám a faciám: mrázovské vrstvy (51) – oranžové krúžky, drobnorytmický flyš (50) – svetlozelené štvorce, pestré ílovce (50a) – červené trojuholníky.

sp., *Rhabdammina linearis* Brady, *Rhizammina* sp., *Trochammina* sp., *Trochammina lamella* (Grzyb.) sú paleocénneho až strednoeocénneho veku (Zlinská in Kováčik et al., 2008a, 2010).

50a pestré ílovce (červenohnedé a zelené)

Pestré ílovce tvoria niekoľko metrov (maximálne 20 – 30) hrubé polohy v rámci tenkovrstvovitého sledu pieskoviec a ílovcov belovežského súvrstvia. Základným poznávacím znakom tejto faciie je výskyt červenohnedých ílovcov staroeocénneho až strednoeocénneho veku, ktoré sú ich najvýraznejším litotypom. Bežne sú to iba úlomky vo svahových delúviách alebo v náplavoch potokov. Odkryté pestré ílovce sa pozorovali v záreze potoka pri Mrázovciach (vz. M-16, tab. 12 a 13, obr. 13b, 221 – 226 m), v niektorých rokliach na sv. svahu hrebeňa Muchovej hory, na mnohých miestach v koryte Ondavy (napr. na V a SV od Mestiska, v okolí Mikulášovej, pri Svidníku a i.) a v mnohých menších potokoch tam, kde vystupuje belovežské súvrstvie na povrch.

Pestré ílovce majú podobný charakter ako v bystrickej jednotke (36a). Zastupujú ich červenohnedé, zelené a ocelovomodrasté plastické ílovce s prímiesou piesčitého komponentu a svetlej sludy. Ílovce sú nevápnité alebo slabo vápnité a striedajú sa s tenkými vrstvami jemnozrnného pieskovca v pomere 1 : 1 alebo väčšom. Majú vyšší obsah Fe.

Na SZ od Šarišského Čierneho sú v tejto faciie zastúpené tri typy ílovcov – svetlozelenosivý (vz. BZK-1045b, tab. 12 a 13), svetlokrémový vápnitý (vz. BZK-1045c, tab. 12 a 13) a červenohnedý (vz. BZK-1045d, tab. 12 a 13). Na J od Cigly sú dva typy pestrých ílovcov, ktoré časť autorov v minulosti pokladala za zložku paleocénu (resp. inoceramových vrstiev) račianskej jednotky (napr. Matějka et al., 1964a, b). Je to zelenosivý škvrnitý (vz. BZK-1033a, tab. 12 a 13) a tehlovočervený ílovec (vz. BZK-1033b, tab. 12 a 13). Rovnako dva typy pestrých ílovcov sú aj v okolí Mestiska – červenohnedý (vz. BZB-695A1, tab. 12 a 13) a dolomitický sivomodrý (vz. BZB-695A2, tab. 12 a 13).

Severne (cca 30 m, BZB-695) od lavice cez Ondavu (Mestisko) je v drobnorytmickom flyši poloha hrubá 3 m, v ktorej sa striedajú 5 – 10 (možno viac) cm hrubé vrstvičky fialových ílovcov so sivomodrými až sivozelenými ílovcami, prachovcami a pieskovicami. Na V od kóty Diel (299 m n. m.) sa v rámci defilé drobnorytmického flyšu začínajú objavovať polohy pestrých fialových ílovcov hrubé 5 – 15 cm. Smerom ďalej na S začínajú dominovať pestré ílovce tvoriace súvislé polohy hrubé desiatky metrov. Pomer P : I = 1 : 7 – 1 : 10 a viac.

Pieskovce vystupujúce v asociácii s pestrými ílovcami sú prevažne veľmi tenké až tenké, jemnozrnné, výrazne paralelne, šikmo čerinovo a konvolútne laminované (Tbc, Tc(d), Tc). Lokálne sú zastúpené aj

Strednoeocénny vek (zóna NP-16) tejto faciie (a tým aj belovežského súvrstvia) potvrdili ojedinelé nálezy (Žecová in Kováčik et al., 2008a, 2010) nanoplanktónových druhov *Cyclicargolithus floridanus* (Rot et Hay) Bukry, *Helicosphaera compacta* Bramlette et Wilcoxon, *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival.

Spoločenstvá foraminifer obsahujúce *Ammodiscus* sp., *Ammodiscus latus* Grzyb., *Ammosphaeroidina pseudopauciloculata* (Mjatljuk), *Aschemocella grandis* (Grzyb.), *Bathysiphon microrhaphidus* Samuel, *Glomospira* sp., *Haplophragmoides* sp., *Haplophragmoides horridus* (Grzyb.), *Haplophragmoides walteri* (Grzyb.), *Hyperammina nodata* Grzyb., *Hyperammina subnodosiformis* Grzyb., *Nothia latissima* (Grzyb.), *Paratrochamminoides heteromorphus* (Grzyb.), *Recurvoides amplexans* (Grzyb.), *Recurvoides walteri* (Grzyb.), *Reophax pilulifer* (Brady), *Reophax splendidus* (Grzyb.), *Repmanina charoides* (J.-P.), *Reticulophragmium amplexans* (Grzyb.), *Rhabdammina*

vrstvy hrubé do 50 cm, ktoré na báze môžu byť veľmi hrubozrnné (Tab, Tac, Tabc). Miestami sa vyskytujúce paleoprúdové indikátory potvrdili smer a zmysel toku gravitačných prúdov zo SV, V až VJV na JZ, Z až ZJZ.

Pieskovce klasifikujeme prevažne ako subarkózy, sublitenity a kremenné arenity (obr. 14, červené trojuholníky). Tvorí ich najmä monokryštalický kremeň (10 – 90 %), polykryštalický kremeň (do 22,9 %) a silicity (2 – 15 %). Živce sú zastúpené plagioklasmi (1 – 16 %) a ortoklasom (do 7,8 %). Litickú zložku tvoria hlavne metamorfity (do 15,4 %), karbonáty (do 10 %) a granitoidy (do 1,6 %). Sludy zastupuje biotit (do 3 %), muskovit (do 4 %, maximálne až 25 %), miestami je aj glaukonit (do 2 %) a chlorit (do 2 %). Zastúpená je aj základná hmota (do 11 %), karbonátový cement (do 4 %) a kremitý cement (do 13,6 %).

Pestré ílovce sú na výskyt nanoplanktónu väčšinou sterilné. Strednoeocénny vek týchto vrstiev sa potvrdil sz. od Šarišského Čierneho (NP-16) podľa výskytu druhov *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival a *Helicosphaera compacta* Bramlette et Wilcoxon (Žecová in Kováčik et al., 2010).

Pestré ílovce z profilu pri Mrázovciach (obr. 13b) obsahujú aglutinované foraminifery, pričom dominantné sú trubicovité astrorhizidy (*Nothia* sp., „Rhizammina“ sp.) sprevádzané hojnými druhmi *Glomospira charoides*, *Hyperammina nuda*, a *Ammodiscus planus*. Medzi aglutinovanými foraminiferami sa nenašli stratigraficky významné taxóny. Jediná planktonická foraminifera *Subbotina cruciapertura* potvrdzuje stredný eocén (P10 – P13). Z tej istej polohy pri Mrázovciach sa opísali nasledujúce foraminifery (vz. NBKO-203, Zlinská in Žec et al., 2005a): *Ammodiscus latus* Grzybowski, *Repmanina gordialis* (J.&P.), *Trochamminoides irregularis* White, *Recurvoides walteri* (Grzybowski), *Nothia excelsa* (Grzybowski). Určené druhy indikujú mladoeocénny až strednoeocénny vek facií. Tento vek sa na základe výskytu foraminiferových druhov *Ammodiscus tenuissimus* Grzyb., *Ammosphaeroidina pseudopauciloculata* (Mjatljuk), *Hormosina ovulum ovulum* (Grzyb.), *Karrerulina conformis* (Grzyb.), *Paratrochamminoides gorayiskii* (Grzyb.), *Recurvoides* sp. /cf. *Recurvoides walteri* (Grzyb.)/, *Repmanina charoides* (W.-J.), *Repmanina serpens* (Grzyb.), *Rhabdammina* sp. a *Trochammina* sp. dokumentoval aj z lokality južne od Cigly (Zlinská in Kováčik et al., 2010).

Paleoprostredie pestrých ílovcov sa dá charakterizovať ako oligotrofná, dobre prekysličená spodná časť svahu pod CCD (Bubík in Kováčik et al., 2006). Pieskovce a prachovce (Tbc, Tbcd, Tcd a Tbd) majú povahu turbiditov a vznikli bočným prínosom jemnej piesčitej frakcie turbiditnými prúdmi do prostredia pestrých ílovcov (Kováčik a Bóna, 2005).

Zlínske súvrstvie (49 – 44, stredný eocén – starší oligocén)

Zlínske súvrstvie vnútornej račianskej jednotky zaberá významnú časť študovaného územia. V skúmanom regióne ho možno litologicky rozčleniť na niekoľko facií (resp. nižších litostratigrafických jednotiek). Sú to: 49 – makovické pieskovce, 49a – pieskovce so zlepencovými polohami, 48 – kremenné, arkózové a glaukonitové pieskovce s polohami olivovozelených vápnných ílovcov až prachovcov (glaukonitovo-pieskovcová fácia), 47 – hrubozrnné pieskovce a zlepence (bežne s glaukonitom), 46 – olivovozelené vápnné ílovce (zlínsky litotyp) a prachovce s polohami glaukonitových pieskovcov (ílovcová fácia), 45 – zlínsko-malcovská fácia – vápnné ílovce, kremenno-karbonátové a glaukonitové pieskovce, 44 – tmavosivé a olivovozelené vápnné ílovce, kremenno-karbonátové a glaukonitové pieskovce (obr. 10).

Stratigrafický rozsah súvrstvia je stredný eocén až spodný oligocén. Jeho celková hrúbka je značná, a to až 1 500 – 2 000 m. Kontakt s podložným belovežským súvrstvom sprostredkujú makovické pieskovce. Smerom do nadložia pribúda ílovcová fácia, ktorá je bežne v asociácii s glaukonitovo-pieskovcovou faciou. Prechod do nadložného malcovského súvrstvia je na viacerých miestach pozvoľný. Spoločný výskyt malcovských a zlínskych litotypov je vyjadrený vyčlenením zlínsko-malcovskej faciie.

49 makovické pieskovce: drobové a arkózové pieskovce s polohami ílovcov a prachovcov

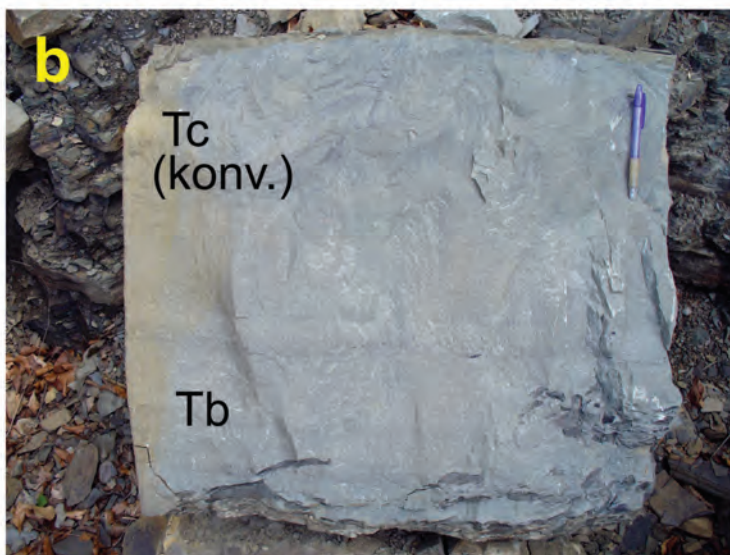
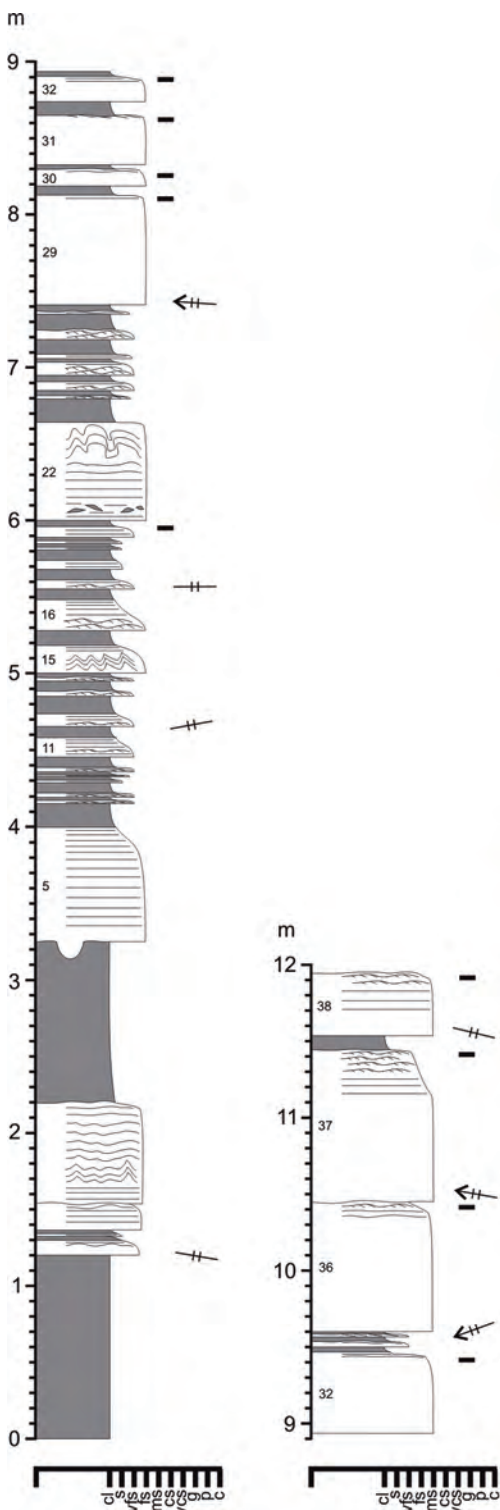
Makovické pieskovce sú v nadloží belovežského súvrstvia a vo vnútornej račianskej jednotke tvoria spodnú časť zlínskeho súvrstvia. V spodnej časti zlínskeho súvrstvia sa nachádzajú aj vo vonkajšej zóne račianskej jednotky, no tam sú oveľa tenšie (niekoľko alebo niekoľko desiatok metrov) a ako litotyp sú súčasťou glaukonitovo-pieskovcovej faciie (57).

Makovické pieskovce budujú pomerne veľkú časť študovaného územia. Najrozšírenejšie sú v oblasti Kozej brady (472 m n. m.) na V od Stročina, v širšom okolí Bane (526 m n. m.) a Muchovej hory (472 m n. m.), kde tvoria jej hrebeňové časti. Na JV od Svidníka sú v okolí kóty Kolesovka (503 m n. m.), na Z od Svidníka na hrebene medzi kótou Lesík (397 m n. m.) a Makovica (655 m n. m.), podľa ktorej sú pomenované. Ďalej na Z sa vyskytujú v okolí kóty Kaštielik (750 m n. m.), Smilniansky vrch (503 m n. m.) a medzi Zborovom a Belovežou, kde sú hlavným stavebným prvkom synklinálnych pásiem.

Vzťah makovických pieskovcov k podložiu, ktorým sú tenkovrstvovité pieskovce a ílovce belovežského súvrstvia, zaregistrovalo aj niekoľko vrtovej a sčasti je odkrytý v nesúvislých profiloch na SV od Šarišského

Štiavnika, sv. od Cerniny a sz. od Kružlovej. Prechod je litologicky výrazne kontrastný (cf. Nemčok, 1961; Leško a Samuel, 1968) s náhlym pribúdaním 20 – 80, ale aj 100 cm hrubých vrstiev kremenno-drobových pieskocov striedajúcich sa s polohami sivozelených prachových ílovcov (maximálnej hrúbky 40 cm).

Charakteristickým litotypom sú jemnozrnné až strednozrnné (miestami hrubozrnné) kremenno-drobové, v menšej miere kremenné pieskovce s prímiesou klastických živcov a karbonátov. Pieskovce sú mierne až slabo, miestami dobre vytriedené, za čerstva sivé, sivohnedé, sivozelenkasté, po zvetraní hnedé, okrové až okrovohrdzavé. Biotit sa vyskytuje bežne a glaukonit vzáčne (maximálne 3 – 4 %, vz. BZB-982, BZB-1096, BZB-1353).



Obr. 15. Sedimentologický profil (log) makovických pieskocov v opustenom lome severne od Vyšného Orlíka, **a** – lomová stena, **b** – turbidit Tbc (Tc = konvolútna laminácia); legenda ako na obr. 13b (foto a spracovanie M. Kováčik).

Tab. 14

Zastúpenie minerálov v sedimentoch zlínskeho súvrstvia vnútornej račianskej jednotky (Derco in Kováčik et al., 2008a)

Zastúpenie minerálov (hm. %)																
Vzorka	Metóda	Qtz	Pl	Kfs	Ms (III)	Chl	Cal	Dol	Sd, Mgs	Oxidy Fe, Ti, Mn	Ap	Py	Org. hm.	Iné	Suma	Názov horniny
BZB-62A	RTG+ CHSA	36,2	9,1	–	36,0	11,1	–	–	–	7,6	–	–	–	–	100,0	okrovosivý laminovaný prachovec
BZB-109A	RTG+ CHSA	49,0	1,5	–	21,0	14,2	10,6	–	–	3,7	–	–	–	–	100,0	vápniť sivý ílovec
BZK-262g	RTG+ CHSA	22,7	5,2	–	27,5	8,9	29,5	2,5	–	3,7	–	–	–	–	100,0	vápniť sivozelený ílovec
BZK-339a	RTG+ CHSA	59,0	1,7	–	19,1	5,1	7,9	0,0	–	3,7	–	–	–	3,5	100,0	vápniť sivozelený ílovec
BZK-339b	RTG+ CHSA	86,4	0,8	–	4,6	1,8	2,1	0,0	–	1,7	–	–	–	2,6	100,0	silicifikovaný sivozelený ílovec
BZK-264c	RTG+ CHSA	67,7	4,6	–	14,8	–	1,9	0,0	–	2,8	–	–	–	8,2	100,0	sivohnedý prachový ílovec
BZK-317	RTG+ CHSA	36,5	3	3,9	16,7	13,1	21,4	?	–	3,9	–	–	–	1,5	100,0	vápniť sivozelený ílovec
BZK-318/1	RTG+ CHSA	23,6	3	–	36,7	3,4	21,6	7,4	–	3,8	–	–	–	0,5	100,0	vápniť sivozelený ílovec

Tab. 15

Chemické zloženie sedimentov zlínskeho súvrstvia vnútornej račianskej jednotky

Chemické zloženie (hm. %)																
Vzorka	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Str. žih.	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	S _{celk.}	TOC	Suma	
BZB-62A	61,48	0,93	16,97	6,67	0,84	3,28	0,15	1,08	3,33	4,93	2,96	0,14	–	–	102,76	
BZB-109A	66,01	0,58	10,74	3,79	5,94	1,26	0,06	0,18	1,95	8,88	1,72	0,07	–	–	101,18	
BZK-262g	41,80	0,79	12,65	6,05	17,30	1,53	0,10	0,61	2,61	16,20	2,11	0,16	–	–	101,91	
BZK-339a	71,11	0,51	8,79	3,74	4,44	1,28	0,03	0,20	1,82	7,70	1,92	0,04	0,03	0,80	102,41	
BZK-339b	89,79	0,09	2,91	1,95	1,18	0,45	0,01	0,10	0,44	2,80	0,55	0,01	0,01	0,17	100,46	
BZK-264c	78,23	0,39	6,86	2,34	1,08	0,49	0,02	0,54	1,41	7,98	1,09	0,51	0,17	4,15	105,26	
BZK-317	52,20	0,67	11,90	4,67	12,00	1,77	0,05	0,36	2,26	13,40	–	0,08	0,46	0,69	100,51	
BZK-318/1	45,30	0,68	13,20	5,01	14,20	2,41	0,09	0,35	3,49	14,90	–	0,07	<0,01	0,45	100,15	

Väčšinou platí, že mierne a dobre vytriedený je jemnozrnný kremenný až kremenno-drobový pieskovec, ktorý tvorí tenšie vrstvy (hrubé 5 – 20 cm). Hrubšie vrstvy sú v bazálnej časti vytriedené slabšie, ale smerom na strop vrstiev stupeň vytriedenia stúpa.

Pieskovcové vrstvy bývajú masívne, ale často sa vyskytuje paralelná, vlnová a šikmá čerinová laminácia prechádzajúca až do konvolúcie, čo je príčina ich charakteristického rozpadu (mm až cm rádu) podľa plôch laminácie. Lamináciu zvyrazňujú klastické sludy – muskovit, biotit (šupinky niekde veľké až 2 mm), menej rastlinný detrit. Miestami sa tenkolaminované veľmi jemnozrnné kremenné pieskovce rozpadajú na platničky. Podľa plôch laminácie nastáva charakteristický doskový rozpad (0,5 – 10 a viac cm). Pozorovala sa aj (subparalelná) konsolidačná laminácia, miestami elipsoidálna koncentrická odľučnosť a vzácne aj liesegangové kruhy.

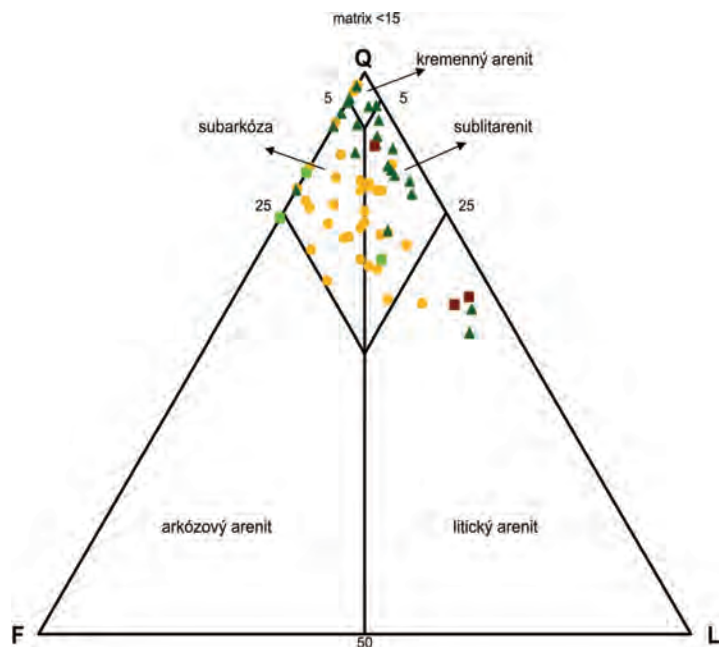
Miestami sa na povrchu pieskovcových vrstiev tvorí sintrová patina. Výnimkou nie je ani výskyt intraklastov sivozelených ílovcov farby 0,X – 3 (7) cm. Pieskovcové vrstvy dosahujú hrúbku (1 – 15) 20 – 130, maximálne 150 – 300 cm. V hrubších vrstvách je aj amalgamácia, erózne kontakty sprevádzané „rozmyvovými“ stopami či intraklastmi ílovcov veľkými do 10 – 15 cm (vyvetrané otvory).

Na bazálnych plochách pieskovcových vrstiev sa vyskytujú záťažové a prúdové stopy, vlečné ryhy, odrazové stopy a ojedinele ichnofosílie. V bazálnej časti sú vrstvy často masívne, miestami nevýrazne pozitívne gradované s prechodom do laminácie. Z typov zvrstvenia (sensu Bouma, 1962) sa najčastejšie vyskytuje Tab, Tac, Ta a Tb, ale odlišili sa aj Tbc, Tabc, Tac(d). Priemerný index zvrstvenia $I_v \approx 1,2 - 3,8$ a pomer $P : I = 2 - 4 (10,5) : 1$.

V zmysle všeobecne používanej klasifikácie pieskovcov (Pettijohn et al., 1972) sú makovické pieskovce prevažne subarkózy a sublitenity, miestami kremenné alebo kalklitické arenity (obr. 16, žlté krúžky). Opísala sa aj arkózová a litická droba. Pre subarkózy je charakteristický vyšší obsah Na-Ca živcov (5 – 15 %) a K živcov (do 8,3 %). Hojný je kremeň (monokryštalický 25 – 59 %, polykryštalický do 16 %) a silicity (do 18 %). Z úlomkov hornín sú zastúpené hlavne karbonáty (2 – 13 %), v menšej miere metamorfity (do 3,6 %) a bázické vulkanity (do 2,1 %). Dominantnou zložkou sublitenitov je kremeň (monokryštalický 13,8 – 55 %, polykryštalický 3 – 35 %) a silicity (2 – 11,4 %). Menšie zastúpenie majú Na-Ca živce (2,8 – 10 %) a K živce (do 2 %). Z úlomkov hornín sú zastúpené karbonáty (do 4,1 %) a metamorfity (do 4,9 %). Z ostatných zložiek sú v makovických pieskovcoch relatívne hojné sludy (biotit do 9 %, muskovit do 4 %). Základná hmota je ílovito-sericitická (do 11 %) a cement je prevažne vápnný (do 7 %). Vo vzorke BZB-75 (Buček in Kováčik et al., 2008a) sú opísané redeponované veľké foraminifery – *Nummulites* sp. eocénneho (?) veku. Zdrojovú oblasť makovických pieskovcov možno zaradiť do typu provincie recyklovaného orogénu (sensu Dickinson a Suczek, 1979).

Ílovce až prachové ílovce s premenlivou vápnnosťou tvoria medzi pieskovcovými vrstvami preplástky hrubé 2 – 3 resp. polohy hrubé 10 – 20 (max. 120) cm. Sú sivozelenkasté a zvetrané typy majú lokálne charakter ílovitého bahna ocelovosivej až sivobielej farby. Miestami sú prachovce piesčité a paralelne laminované klastickými sludami a rastlinným detritom na plochách laminácie (vz. BZK-264c a BZB-62A, tab. 14 a 15). Medzi makovickými pieskovcami sa lokálne nachádzajú aj vápnné sivozelené (typické zlínske) ílovce (vz. BZK-318/1, tab. 14 a 15).

Makovické pieskovce zo sedimentologického hľadiska predstavujú „turbiditný“ systém charakteristický zmenou litofácií a ich asociácií v smere toku gravitačných prúdov (Kováčik et al., 2009b). Systém sa pravdepodobne skladá z niekoľkých na seba naložených a laterálne sa zastupujúcich piesčitých až piesčito-kalovcových podmorských vejárov. V makovických pieskovcoch sa zachovali iba stredné a vonkajšie časti vejárov. V strednej časti vejárov majú prevahu hrubé až veľmi hrubé vrstvy masívneho pieskovca (litofácia B1.1, sensu Pickering et al., 1986), gradované a stratifikované dvojice strednozrnného až jemnozrnného pieskovca (resp. prachovca) a kalovca hrubej (litofácia C2.1), redšie strednej (litofácia C2.2) až tenkej hrúbky (litofácie C2.3 a D2.1). V týchto častiach systému sa lokálne vyskytujú normálne gradované „štrčikové“ pieskovce (litofácia A2.7). Základnými depozičnými elementmi strednej časti vejárov sú laloky, distribučné kanály a prechodné zóny medzi nimi. Smerom do distálnejších častí systému nadobúdajú prevahu laloky s laterálne stálou hrúbkou a relatívne lepšou vnútornou organizáciou vrstiev. Pre distálnejšie časti lalokov sú charakteristické lokálne sa vyskytujúce nevýrazné kompenzačné cykly. V lalokoch majú dominantné zastúpenie litofácie C2.1, C2.2 a C2.3 a podradné B1.1, D2.1 a D2.3.



Obr. 16. QFL diagram pieskovcov (sensu Pettijohn et al., 1972) zlínskeho súvrstvia vnútornej račianskej jednotky (zostavil Kováčik na základe údajov Derca a Siráňovej in Kováčik et al., 2008a, 2010). Príslušnosť analyzovaných pieskovcov do vyčlenených litostratigrafických jednotiek a facií: makovické pieskovce (49) – žlté krúžky, glaukonitovo-pieskovcová fácia (48) – svetlozelené štvorce, ílovcová fácia (46) – tmavozelené trojuholníky, zlínsko-malcovská fácia (45) – hnedé štvorce.

Paleoprúdový záznam potvrdil už známe údaje (Koráb et al., 1962) – hlavný smer prúdenia je z JV na SZ. Pri našom pozorovaní sme zistili isté rozdiely v častiach študovaného turbiditného systému. V jeho jv. časti je smer paleoprúdenia z JV na SZ alebo SSZ s lokálnymi odchyľkami smerom na S až SV. V sz. časti sa dominantným stáva smer paleoprúdenia z VJV na ZSZ s rozptylom na SZ a Z (Kováčik et al., 2009b).

Stratigrafický rozsah makovických pieskovcov sa na základe vápnného nanoplanktónu stanovil na stredný (nanoplanktónová zóna NP-16) až mladší eocén (NP-19). Pre stredný eocén je charakteristický výskyt druhov *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski a *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival. Mladší eocén sa potvrdil na základe výskytu druhov *Chiasmolithus oamaruensis* (Deflandre) Hay, Mohler et Wade, *Isthmolithus recurvus* Deflandre a *Helicosphaera euphratis* Haq (Žecová in Kováčik et al., 2008a, 2010).

49a pieskovce s polohami zlepenca

Polohy hrubozrnnejších litofácií v makovických pieskovcoch sa pozorovali severne od Beloveže v okolí kóty Kačalová (676 m n. m.) a tiež na juhovýchod od Muchovej hory (472 m n. m.). Zvyčajne tvoria niekoľko až desiatky metrov hrubé šošovkovité polohy v jemnozrnnejších litofáciách makovických pieskovcov. Jednotlivé vrstvy pieskovcov, štrčíkovitých pieskovcov sú hrubé 50 až 200 cm, niekedy aj viac. Sú masívne, vo vrchných častiach môžu gradovať do paralelne laminovaných jemnozrných pieskovcov. Bežne majú arkózový charakter, ich zrnitosť je zvyčajne 1 až 2 mm a lokálne môže byť aj väčšia (3 – 4 mm).

Pieskovce tejto fácie sa klasifikovali ako subarkózy a sublitenity. Tvoria ich kremeň (polykrystalický 26,3 – 45 %, monokrystalický 5 – 32 %) a silicity (11,4 – 21,8 %). Menšie zastúpenie majú Na-Ca živce (2,6 – 10 %) a K živce (do 7 %). Z úlomkov hornín sa vyskytujú granitoidy (do 2,6 %) a metamorfity (do 4,9 %), miestami bazické vulkanity (do 1,9 %) a pieskovce (do 1,1 %). Z ostatných zložiek sú zastúpené sludy (biotit do 3,2 %, muskovit do 2 %). Miestami sa vyskytuje základná hmota (do 10 %). Cement je prevažne vápny (do 14,6 %) alebo kremitý (do 10,2 %).

Fácie hrubozrných pieskovcov až zlepenčov majú vnútornú stavbu so zachovanými intervalmi S_1 až S_3 (sensu Lowe, 1982). Vznikajú depozíciou z koncentrovaných gravitačných prúdov, iba vrchná jemnozrnnejšia časť vrstiev zo zriedenej turbulentnej suspenzie (Mulder a Alexander, 2001). Zastúpené sú aj fácie jemnozrných až strednozrných pieskovcov so zachovanými Boumovými intervalmi Tab, Tac a Tbc. Spolu s hrubozrnnejšími fáciami sa vyskytujú aj polohy ílovcov zlínskeho typu, pričom pomer pieskovcov a zlepenčov k ílovcom je väčší ako 1.

48 kremenné, arkózové a glaukonitové pieskovce s polohami olivovozelených vápnych ílovcov a prachovcov (glaukonitovo-pieskovcová fácia)

Glaukonitovo-pieskovcová fácia je vo vnútornej račianskej jednotke v priamom nadloží makovických pieskovcov (napr. východne a sz. od Mlynároviec, sz. od Vyšného Mirošova), alebo tvorí niekoľko desiatok metrov, maximálne 200 m hrubé polohy v rámci ílovcovej fácie zlínskeho súvrstvia (napr. v oblasti Novej Polianky, južne od Kečkoviec a jz. od Šandala). V západnej časti magurskej jednotky (Kysuce) tejto fácií zodpovedajú pasierbiecke pieskovce (napr. Potfaj et al., 2003).

Pre túto fáciu je typická prevaha alebo vyrovnaný pomer pieskovcov k ílovcom. Pomer P/I je zvyčajne rovný alebo väčší ako 1. Index vrstvitosti je premenlivý a pri fáciách s väčšou hrúbkou vrstiev sa pohybuje v rozpätí 0,5 až 1. Polohy s rytmickejším charakterom majú Iv väčší ako 5. Hrúbka pieskovcových vrstiev je 30 až 200 cm, maximálne 450 cm. Veľmi hrubé vrstvy majú povahu zloženého zvrstvenia. Vo vertikálnom smere sa vo vrstve striedajú polohy paralelnej, mierne zvlnenej až šikmej čerinovej laminácie. V tejto fácií sa sporadicky vyskytujú polohy mikrokonglomerátov.

Pieskovce sú prevažne jemnozrné až strednozrné, často paralelne, vlnito až konvolútne, prípadne šikmo laminované muskovitom a glaukonitom sivozelenkastej farby. Ich hrúbka je zvyčajne 15 až 70 cm, ale výnimkou nie sú ani hrubšie vrstvy, ktoré sa rozpadajú podľa laminárnej predispozície na laminy až lavice hrubé 3 mm až 40 cm. Bežne sa vyskytujúci glaukonit býva nepravidelne roztrúsený v hornine, resp. tvorí paralelné laminy s vrstvitosťou. Spolu s nimi sa vyskytujú polohy hrubších vrstiev strednozrného až hrubozrného pieskovca, ktoré sú miestami arkózovitého charakteru. Sú zvyčajne masívne, sivé a zvetrávajú do hnedasta.

Pieskovce tejto fácie sú klasifikované ako arkózové arenity, subarkózy až sublitenity (obr. 16, svetlozelené štvorce). Tvoria ich kremeň (monokrystalický 36 – 48 %, polykrystalický 8 – 24 %) a silicity (do 2 %). Menšie zastúpenie majú Na-Ca živce (4 – 7 %) a K živce (4 – 15 %). Z úlomkov hornín sa miestami vyskytujú karbonáty (do 15 %). Z ostatných zložiek je zastúpený glaukonit (do 6 %), biotit (do 3 %) a muskovit (do 3 %). Základná hmota je pomerne hojná (do 10 %) a miestami sa vyskytuje vápny cement (do 5 %).

Ílovce majú lastúrnatý rozpad. Za čerstva sú zelené, sivozelené až sivé a zvetrané hnedasté. Medzi pieskovcami tvoria polohy prevažne hrubé 50 až 300 cm.

Prúdové stopy, stopy po vlečení a odraze predmetov nesených v prúde poukazujú na smer paleoprúdenia z JV až V na SZ až Z. Pieskovce s dobre zachovanými Boumovými intervalmi a s gradáciou sedimentovali z turbiditných, kým hrubozrnnejšie a hrubšie fácie z koncentrovaných gravitačných prúdov (Mulder a Alexander, 2001).

Vek tejto fácie sa biostratigraficky skúmal iba na niekoľkých lokalitách. Sz. od Mlynároviec sa vek jednej z polôh zaradil do zóny NP19 na základe výskytu nanoplanktónových druhov *Coccolithus formosus* (Kamptner) Wise, *Criboecentrum coenurum* (Reinhardt) Perch-Nielsen, *Criboecentrum reticulatum* (Gartner et Smith) Perch-Nielsen, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Chiasmolithus oamaruensis* (Deflandre) Hay, Mohler et Wade, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival, *Dictyococcites callidus* Perch-Nielsen, *Discoaster saipanensis* Bramlette et Riedel, *Discoaster tanii* Bramlette et Riedel,

Helicosphaera compacta Bramlette et Wilcoxon, *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Lanternithus minutus* Stradner, *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann et Stradner) Bramlette et Wilcoxon, *Transversopontis pulcher* (Deflandre) Perch-Nielsen a *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre) Deflandre (Žecová in Kováčik et al., 2008a, 2010). Ale nevylučujeme ani mladší, starooligocénny vek tejto fácie, pokiaľ sa vyskytuje vo vyšších (a relatívne mladších) častiach zlínskeho súvrstvia.

47 hrubozrnné pieskovce a zlepenice (bežne s glaukonitom)

Táto fácia sa kartograficky vyčlenila v oblasti severne a východne od Vyšného Mirošova a severne a sv. od Hutky, kde tvorí relatívne úzke a dlhé šošovky v ílovcovej fácii zlínskeho súvrstvia. Charakteristickými litotypmi fácie sú hrubozrnné pieskovce a mikrokonglomeráty vyskytujúce sa spoločne s tmavosivými až čiernymi vápnitými ílovcami (podobnými ílovcom z fácie 44 a 54) a sivými, menej vápnitými ílovcami. Podobné klastiky (56) sme pozorovali vo vonkajšej zóne račianskej jednotky na V od kóty Filipovský vrch (705 m n. m.) v pruhu tiahnucom sa jv. smerom na Dlhoňu.

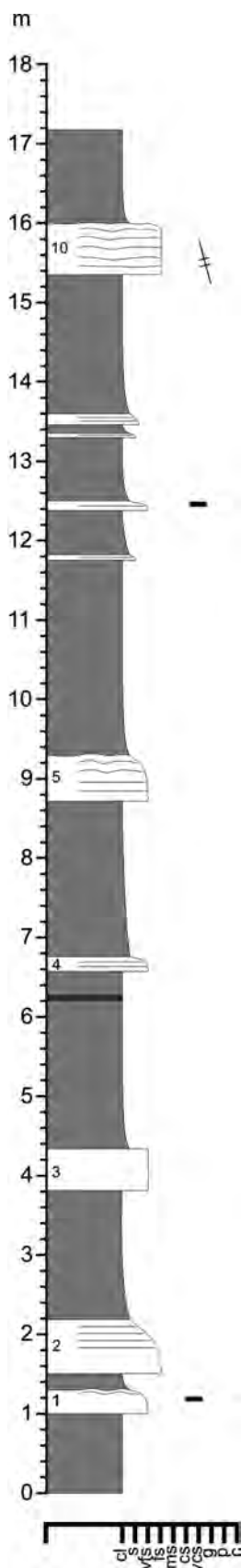
Vrstvy vápnitých ílovcov sú bohaté na vápnitý nanoplanktón s druhmi *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette et Riedel) Bramlette et Sullivan, *Coccolithus formosus* (Kamptner) Wise, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Coronocyclus nitescens* (Kamptner) Bramlette et Wilcoxon, *Cribozentrum coenurum* (Reinhardt) Perch-Nielsen, *Cribozentrum reticulatum* (Gartner et Smith) Perch-Nielsen, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Chiasmolithus oamaruensis* (Deflandre) Hay, Mohler et Wade, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival, *Discoaster barbadiensis* Tan, *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel, *Discoaster deflandrei* Bramlette et Riedel, *Discoaster saipanensis* Bramlette et Riedel, *Discoaster tani* Bramlette et Riedel, *Helicosphaera compacta* Bramlette et Wilcoxon, *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Neococcolithus minutus* (Perch-Nielsen) Perch-Nielsen, *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski, *Reticulofenestra lockeri* Müller, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann et Stradner) Bramlette et Wilcoxon, *Transversopontis obliquipons* (Deflandre) Hay, Mohler et Wade a *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre) Deflandre a zaradujeme ich do staršieho oligocénu (zóna NP-21, Žecová in Kováčik et al., 2010).

46 olivovozelené vápnité ílovce (zlínsky litotyp) a prachovce s polohami glaukonitových pieskovcov (ílovcová fácia)

Táto fácia, známa ako vsetínske vrstvy v západnej časti magurskej jednotky (napr. Pesl, 1968; Potfaj et al., 2003), je veľmi rozšírená v okolí Stropkova, Krušinca, tiež v niekoľko km širokom pruhu smeru SZ – JV medzi Breznicou a Radomou a ďalej pokračuje od Šarišského Štiavnika na Ortuťovú. V severnej a sv. časti vnútornej račianskej jednotky sa nachádza v širšom okolí Novej Polianky, Kečkoviec, Roztokov a severne od potoka Mirošovec.

Ílovce až prachovce prevažujúce nad pieskovecami tvoria v zlínskom súvrství niekoľko polôh, ktoré získavajú väčšiu hrúbku hlavne vo vrchnejšej časti súvrstvia. Členom podložia danej fácie vo vnútornej zóne račianskej jednotky sú makovické pieskovce a v niektorých prípadoch glaukonitovo-pieskovcová fácia zlínskeho súvrstvia.

Ílovce a prachovce dosahujú hrúbku 0,5 až 10 m a sú vo veľkej prevahe voči pieskovecom (obr. 13, P : I = 1 : 10 – 1 : 5). Tento pomer je miestami vyrovnanější a nastáva flyšové striedanie pieskovcov a ílovcov v pomere P : I = 1 : 2 až 1 : 3. Index zvrstvenia odhadujeme na $I_v = 0,5 - 1,1$. Pre ílovce až prachovce je charakteristická premenlivá vápnitosť. Pelity sú vápnitejšie sivej, sivozelenej až okrovej farby s lastúrnatým rozpadom a miestami aj s guľovitou odlučnosťou. Niekde sú v ílovcoch drobné peletky ($\varnothing =$ maximálne 5 mm). Prachové ílovce až prachovce sú spravidla sludnaté, nevápnité typy (kremité) sa čriepkovite rozpadajú, majú ostrý lom a väčšinou sú sivé až tmavosivé. Niekedy sa objavujú vápnité prachové ílovce pripomínajúce



Obr. 17. Sedimentologický profil (log) ílovcovej fácie zlínskeho súvrstvia pri Bokši (legenda ako na obr. 13b; M. Kováčik).

malcovské litotypy. Hlavnou zložkou (stanovenou RTG a CHSA) vápňitých ílovcov je kremeň, sericit, chlorit a kalцит, vedľajšou oxidy Fe, Ti, Mn, plagioklas a miestami sa vyskytuje dolomit aj K živec (vz. BZK-317, BZK-262g, BZB-109A, tab. 14 a 15).

V oblasti Novej Polianky, Kečkoviec a Nižnej Olšavy sú v niekoľko dm až metrových hrubých ílovcových vrstvách zlínskeho typu klastické žily. Vypĺňa ich najmä kremenný jemnozrnný pieskovec s glaukonitom. Žily pri Novej Polianke tvoria dva strmo uložené systémy smeru SZ – JV (až SSZ – JJV) a SV – JZ, sú deformované a osi vrás sú plytko uložené v smere zhodnom s priebehom žíl. Podľa Udiča a Jacka (2008) sa tieto žily viažu iba na zlomy smeru SZ – JV, pozdĺž ktorých sa otváral flyšový bazén. Severne od Nižnej Olšavy sú žily strmo uložené v smere SV – JZ. Vypĺňa ich jemnozrnný pieskovec s glaukonitom a priestorovo sa viažu na podložnú veľmi hrubú vrstvu pieskovca rovnakého petrografického charakteru, ako má samotná výplň žily (jemnozrnný až strednozrnný sublitarénit s glaukonitom). Podobnej povahy sú aj klastické žily v Kečkovciach, kde majú generálne smer SZ – JV so strmým sklonom na JZ.

Pieskovce sú väčšinou jemnozrnné, ojedinele až strednozrnné, prevažne kremité, s glaukonitom, muskovitom a výnimočne obsahujú rastlinný detrit. Petrograficky ich možno klasifikovať ako subarkózy, sublitarénity až kremité arenity (obr. 16, tmavozelené trojuholníky). Tenšie a jemnozrnné vrstvy majú charakter kalklitických arenitov. Na ich skladbe sa zúčastňuje kremeň (monokryštalický 25 – 77 %, polykryštalický do 37 %) a silicity (do 9 %). Menšie zastúpenie majú Na-Ca živce (1 – 10 %) a K živce (0 – 2, max. 7 %). Z úlomkov hornín sa bežne vyskytujú karbonáty (do 24 %). Z ostatných zložiek sú zastúpené sludy (glaukonit do 15 %, biotit do 5 %, muskovit do 3,6, maximálne 19,4 %). Základná hmota je bežná (do 15 %) a miestami sa vyskytuje vápňitý cement (do 15 %, pri kalklitických arenitoch 29 – 31 %). Celkovo je badateľný vyšší obsah kremitej zložky a glaukonitu, kým obsah karbonátového tmelu a klastov je nižší. Pieskovce sú sivé až sivozelené, majú dobre zachované sedimentárne textúry – paralelnú, vlnitú, šikmú čerinovú a konvolútnu lamináciu, pozitívnu gradáciu, Boumove intervaly Ta až Td, v kombinácii Tab, Tab(c), menej často Tab(d), Tbd a Tbc, prúdové stopy, vlečné ryhy a pod. Vrstvy majú väčšinou laterálne stálu hrúbku. Hrúbka vrstiev je 3 – 70 cm, maximálne 400 cm. Pre veľmi hrubé vrstvy je typické zložené zvrstvenie. V pieskovcoch sú bežné ichnofosílie (*Planolites*, *Scolicia*, *Ophiomorpha*, *Helminthopsis*) na spodných, v niektorých prípadoch aj na vrchných vrstvových plochách. Relatívne hojné paleoprúdové indikátory (hlavne prúdové stopy) poukazujú na smer a zmysel toku gravitačných prúdov dominantne smerom na JJZ, JZ, Z až SZ. Miestami sa zaznamenali opačné smery paleoprúdenia – na VJV až JV.

Ílovce zlínskeho typu sa biostratigraficky študovali na mnohých lokalitách (Žecová in Kováčik et al., 2008a a 2010) a ich vek je určený v rozsahu zón NP-16 (stredný eocén) až NP-23 (starší oligocén). Eocénne ílovce sú bohaté na vápňitý nanoplanktón s druhmi *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Cribozentrum coenurum* (Reinhardt) Perch-Nielsen, *Helicosphaera compacta* Bramlette et Wilcoxon, *Cribozentrum reticulatum* (Gartner et Smith) Perch-Nielsen, *Chiasmolithus oamaruensis* (Deflandre) Hay, Mohler et Wade, *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski, *Discoaster tanii* Bramlette et Riedel, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival. Pre starooligocénne sedimenty (NP-21 až NP-23) je charakteristický výskyt druhov *Reticulofenestra lockeri* Müller, *Pontosphaera latelliptica* (Báldi-Béke et Báldi) Perch-Nielsen a *Transversopontis fibula* Gheta.

46a hnedé silicifikované ílovce a prachovce

Táto fácia sa vyskytuje v podobe úzkych niekoľko metrov hrubých a niekoľko desiatok až stoviek metrov dlhých šošovkovitých polôh v ílovcovej fácii zlínskeho súvrstvia na niekoľkých lokalitách (jz. od kóty Muchova hora – 472 m n. m. a južne a jz. od Šandala).

Na JZ od kóty Muchova hora (472 m n. m.) v tmavosivých tvrdých prachovcoch s premenlivou vápňitosťou vystupuje poloha tvrdých zelenkastých nevápňitých prachových ílovcov možno (silicifikovaných slieňovcov?) afanitického vzhľadu. Sú bioturbované, majú ostrý a lastúrnatý lom, rozpadajú sa na vrstvy hrubé 15 – 20 cm. Sediment tvorí prevažne slabo limonitizovaná základná hmota, kremeň, muskovit a akcesoricky sa vyskytuje glaukonit.

Južne a jz. od Šandala fácia vystupuje v pruhu smeru ZSZ – VJV. Tvrdé, prekremenené ílovce (vz. BZK-339b, tab. 14 a 15) majú kvádrovitý ostrohranný rozpad, sú sivohnedé a na povrchu majú svetlokrémovú patinu. Vystupujú vedno s mierne vápňitými ílovcami zlínskeho typu (vz. BZK-339a, tab. 14 a 15) a s paralelne laminovanými kremitými jemnozrnnými pieskovcami.

Vzorka BZK-339a poskytla chudobné spoločenstvo s *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival, *Helicosphaera compacta* Bramlette et Wilcoxon a *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski strednoeocénneho až starooligocénneho veku (Žecová in Kováčik et al., 2008a).

45 zlínsko-malcovská fácía: vápnité ílovcce, kremenno-karbonátové a glaukonitové pieskovce

Fácia vystupuje v nepriebežnom pruhu tiahnucom sa od severného okraja Šarišského Štiavnika smerom na SZ po severný okraj Beňadikoviec až na kótu Kobylavec (369 m n. m.).

Pre opisované vrstvy je charakteristický výskyt karbonatických pieskovcov a ílovcov malcovského litotypu. V podloží a nadloží sú pieskovce s glaukonitom typické pre glaukonitové fácie zlínskeho súvrstvia. Viacnásobné opakovanie (resp. striedanie) facií sa pre nedostatočnú odkrytosť terénu doteraz nepotvrdilo. Zdá sa, že pieskovce s glaukonitom sú sprevádzané aj ílovcami malcovského litotypu.

Charakteristickým litotypom sú jemnozrnné až strednozrnné paralelne laminované pieskovce so zrnkami karbonátov, klastickými sludami a rastlinným detritom (kusy veľké do 5 cm) na plochách laminácie. Väčšinou sú sivomodrasté. Pieskovce sú klasifikované ako jemnozrnné kalklitické arenity a v jednom prípade ako sublitenit (obr. 16, hnedé štvorce). Pieskovcové vrstvy sú hrubé 0,1 – 2 m, no väčšinou vystupujú v hrúbke 10 – 20 cm a tvoria zvrstvenie Tb a Tab. Miestami sa objavuje pieskovec drobového typu. Fácia má flyšový charakter, miestami s prevahou ílovcov, P : I = 1 : 1 – 1 : 10. Lokálne môže pomer vystúpiť na P : I = 2 : 1.

Vápnité ílovcce až prachovce sú často s prímiesou klastickej svetlej sludy a svetlosivého až tmavosivého, sivozelenkastého, miestami okrového rastlinného detritu. V ílovcach sa občas vyskytujú peletky ($\varnothing = 1 - 5$ mm). Ílovcce tvoria vrstvy hrubé 0,1 – 3 m.

Zlínsky litotyp zastupujú vrstvy so slabšie vytriedeným strednozrnným až hrubozrnným pieskovcom s glaukonitom, miestami so stopami rastlinného detritu a s intraklastmi ílovcov. Pieskovce sú sivozelenkasté, častejšie zvetrané do hrdzavookrova. Vrstvy sú väčšinou hrubé 0,6 – 0,8 m. Vyskytuje sa zvrstvenie typu Tab a Tabd. Ílovcce sú vápnité, svetlosivé až hnedozelenkasté, miestami s dispergovaným rastlinným detritom.

Vo vrchnej časti opisovanej faciie sa pozorovala vrstva hrubá vyše 2 m (Tab). V bazálnej časti sú slabšie vytriedené hrubozrnné pieskovce až mikrokonglomeráty. Klasy (\varnothing max. = 3 mm) sú angulárne až suboválné opracované. Smerom na strop je prechod do paralelne laminovaného strednozrnného pieskovca s glaukonitom. Lamináciu zvyrazňuje nahromadená svetlá sluda. Hrdzavohnedá hornina je silne zvetraná. Hrubozrnný pieskovec z bazálnej časti sa stanovil ako sublittický arenit. Súčasťou sedimentu je kremeň, glaukonit (14,3 %), karbonáty, silicity, plagioklas, ortoklas, pieskovcové úlomky a schránky organizmov.

Ílovcce tejto faciie sú bohaté na vápnitý nanoplanktón s druhmi *Blackites spinosus* (Deflandre et Fert) Hay et Towe, *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette et Riedel) Bramlette et Sullivan, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Coronocyclus nitescens* (Kamptner) Bramlette et Wilcoxon, *Cribozentrum coenurum* (Reinhardt) Perch-Nielsen, *Cribozentrum reticulatum* (Gartner et Smith) Perch-Nielsen, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Dictyococcites callidus* Perch-Nielsen, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival, *Dictyococcites scrippsae* Bukry et Percival, *Discoaster deflandrei* Bramlette et Riedel, *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel, *Discoaster multiradiatus* Bramlette et Riedel, *Discoaster saipanensis* Bramlette et Riedel, *Discoaster tanii* Bramlette et Riedel, *Helicosphaera cf. bramlettei* Müller, *Helicosphaera compacta* Bramlette et Wilcoxon, *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Lanternithus minutus* Stradner, *Neococcolithes dubius* (Deflandre) Black, *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth, *Rhabdosphaera* sp., *Reticulofenestra lockeri* Müller, *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann et Stradner) Bramlette et Wilcoxon, *Transversopontis obliquipons* (Deflandre) Hay, Mohler et Wade a *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre) Deflandre a poukazujú na mladoeocénny až starooligocénny vek faciie (zóny NP-18 až NP-21, Žecová in Kováčik et al., 2008a). Vo vzorkách ílovcov sú zastúpené aj redeponované druhy z mezozoika.

44 tmavosivé a olivovozelené vápnité ílovcce, kremenno-karbonátové a glaukonitové pieskovce

Táto faciia je v zlínskom súvrství vnútornej račianskej jednotky zastúpená a kartograficky zobrazená iba na jednom mieste, a to na V od Roztôk. Pravdepodobne ide o lokálny laterálny zásah tejto faciie z vonkajšej zóny račianskej jednotky, kde sa faciia vyskytuje vo väčšom rozsahu (54).

Vo faciie sa vyskytuje 1. vápnitý sivozelený ílovec tvoriaci vrstvy hrubé 20 – 200 cm (zlínsky litotyp) a 2. tmavosivohnedé až čierne vápnité ílovcce (papínsky litotyp) hrubé 50 – 70 cm. V asociácii s týmito ílovcami sú kremenno-drobové výrazne laminované pieskovce v hrúbke 2 – 30 cm s vnútornou štruktúrnou kompozíciou Tc(d), Tbc(d). Pomer P : I je cca 1 : 5 a Iv = 1 – 3.

Vápnité ílovcce sú bohaté na nanoplanktón s pestrým spoločenstvom druhov *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette et Riedel) Bramlette et Sullivan, *Coccolithus formosus* (Kamptner) Wise, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Corannulus germanicus* Stradner, *Coronocyclus nitescens* (Kamptner) Bramlette et Wilcoxon, *Cribozentrum reticulatum* (Gartner et Smith) Perch-Nielsen, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Chiasmolithus oamaruensis* (Deflandre) Hay, Mohler et Wade, *Dictyococcites callidus* Perch-Nielsen, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival, *Discoaster deflandrei* Bramlette

et Riedel, *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel, *Discoaster saipanensis* Bramlette et Riedel, *Discoaster tanii* Bramlette et Riedel, *Discoaster tanii* nodifer Bramlette et Riedel, *Helicosphaera compacta* Bramlette et Wilcoxon, *Helicosphaera euphratis* Haq, *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Lanternithus minutus* Stradner, *Neococcolithes dubius* (Deflandre) Black, *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth, *Reticulofenestra hillae* Bukry et Percival, *Reticulofenestra lockeri* Müller, *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann et Stradner) Bramlette et Wilcoxon, *Transversopontis pulcheroides* (Sullivan) Báldi-Béke a *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre) Deflandre, ktoré poukazujú na starooligocénny vek tejto fácie (zóna NP-21, Žecová in Kováčik et al., 2010). Ale niektoré eocénne druhy (napr. *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel, *Discoaster saipanensis* Bramlette et Riedel) sú pravdepodobne redeponované podobne ako bližšie neurčené druhy z mezozoika.

Malcovské súvrstvie (43 – 38, mladší eocén – ?mladší oligocén)

Malcovské súvrstvie je najmladším súvrstviem vnútornej račianskej jednotky (obr. 10) a na povrch vystupuje v niekoľko km širokom páse pozdĺž jz. okraja račianskej jednotky. Je hlavným stavebným prvkom brezovského a olšavského synklinória a dlholúckeho synklinálneho pásma. Hrúbku súvrstvia odhadujeme na 800 – 1 200 m.

Súvrstvie sa svojím faciálnym obsahom a stratigrafickým postavením podobá krosnianskemu súvrstviu vo vonkajších flyšových jednotkách. Jeho dominantnou a hlavnou faciou sú sivé vápnnité ílovce (malcovský litotyp) až prachovce s polohami kremenno-karbonátového pieskovca (flyšová fácia, 38). V súvrství je vyčlenených niekoľko ďalších, nižších litostratigrafických jednotiek (alebo facií) pomerne veľkého stratigrafického významu. V spodnej časti malcovského súvrstvia sú globigerinové slieňovce (42) v tesnom kontakte s pestrými (prevažne červenohnedými) ílovcami (41) a menilitovými vrstvami (40). Vo vyšších častiach sa objavujú tenké polohy laminovaných vápencov (43) a mladšie polohy menilitových vrstiev (obr. 10).

Tektonický styk malcovského súvrstvia s podložným zlínskym (sensu Matějka et al., 1964a, b; resp. Potfaj in Bezák et al., 2004a) sa potvrdil na miestach, kde sú malcovské fácie v priamom kontakte s makovickými pieskovecami zlínskeho súvrstvia (napr. v dlholúckej synklinále a v západnej časti brezovského synklinória – okolie Hažlína). V olšavskom synklinóriu a vo východnej časti brezovského synklinória sa malcovské súvrstvie vyvíja priamo z podložnej ílovcovej fácie zlínskeho súvrstvia. Ich kontakt je pozvoľný a zvýraznený prítomnosťou globigerinových slieňovcov a menilitových vrstiev.

43 laminované vápence

Túto faciú vo flyšovom pásme Západných Karpát ako prvý opísal Uhlig (1883). Laminované vápence v mapovanom regióne neskôr zistili a podrobnejšie študovali Nemčok a Koráb (1961) a Nemčok et al. (1961) na niekoľkých lokalitách (nazvali ich „jaselské lupky“) – v delúviu pri Olšavciach a Marhani, v odkrytých profiloch pri Beloveži, Hažlíne a Lopúchove. Nemčok in Nemčok et al. (1990) spomína výskyt „jaselských lupkov“ v malcovskom súvrství pri Štefurove, Beloveži a Olšavciach, ale na mape (Nemčok, 1990) ich samostatne kartograficky nevymedzil. Tenkú (hrubú 2 cm) polohu laminovaných vápencov dosiahol vrt N-3 západne od Radomy v hĺbke 21,0 m (Nemčok a Koráb, 1961).

Laminované vápence sme našli a kartograficky vymedzili na dvoch lokalitách: v záreze potoka Kohútov južne od Hažlína a v záreze potoka Hažlínka sz. od Ortufovej (tento výskyt doteraz nebol známy). Vápence sa tu vyskytujú ako niekoľko cm hrubé vrstvy v niekoľko metrov hrubých polohách spolu s ílovcami malcovského litotypu vo flyšovej facií malcovského súvrstvia.

V záreze potoka Kohútov vystupujú laminované vápence na dvoch miestach. V relatívne staršej úrovni prevažujú sivé prachové vápnnité ílovce malcovského litotypu (h = 30 – 60 cm) nad tenkými až stredne hrubými vrstvami (3 – 20 cm) špinavosivohnedých prachovcov s rastlinnou sečkou a nad tenkými vrstvami (3 – 7 cm) výrazne paralelne laminovaných chuchvalcovitých vápencov (vz. BZK-1989c, Derco in Kováčik et al., 2010). V relatívne mladšej úrovni vystupujú ílovce malcovského litotypu vo výraznej prevahe voči ostatným litofáciám. Vápence sú kryptokrystalické (vz. BZK-1982d, l. c.) alebo veľmi jemnozrnné (vz. BZK-1982e, l. c.). Lokálne sa vyskytujú kalklitické arenity (obr. 18, svetlomodrý štvorec) majúce charakter turbiditov Tb, Tbc a hrúbku do 45 cm. Kalklitický arenit sa skladá hlavne z úlomkov karbonátu (do 50 %) a monokrystalického kremeňa (35 %) a v menšej miere je v ňom zastúpený plagioklas (3 %), biotit (2 %), muskovit (2 %), glaukonit (1 %) a základná hmota (7 %).

Ílovce vystupujúce spolu s laminovanými vápencami sú bohaté na vápnný nanoplanktón, v ktorom dominujú druhy *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival a *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry. Zastúpenie druhu *Isthmolithus recurvus* Deflandre, čo poukazuje na mladoeocénny vek (NP-19), ale výskyt druhu *Reticulofenestra* cf. *lockeri* Müller posúva vekové zaradenie fácie do zóny NP-21 (starší oligocén; Žecová in Kováčik et al., 2010). V tých istých sedimentoch sa našla aj chudobná asociácia

Tab. 16

Zastúpenie minerálov v sedimentoch malcovského súvrstvia vnútornej račianskej jednotky (Derco in Kováčik et al., 2008a, 2010)

Zastúpenie minerálov (hm. %)																
Vzorka	Metóda	Qtz	Pl	Kfs	Ms (Ill)	Chl	Cal	Dol	Sd, Mgs	Oxidy Fe, Ti, Mn	Ap	Py	Org. hm.	Iné	Suma	Názov horniny
BZB-110A	RTG+ CHSA	23,9	6,6	–	30,5	14,6	15,3	5,4	–	3,7	–	–	–	–	100,0	vápnitý sivý prachový ílovec
BZK-208a1	RTG+ CHSA	34,3	4,1	–	19,0	11,1	16,6	7,2	–	7,7	–	–	–	–	100,0	vápnitý sivý prachový ílovec
BZK-744c	RTG+ CHSA	24,7	6,6	–	38,6	7,1	1,8	0,0	–	7,3	–	–	–	13,9	100,0	tmavá kremitá „menilitová“ bridlica
BZB-551K1	RTG+ CHSA	2,5	1,4	–	5,4	–	17,4	68,3	–	4,1	–	–	–	0,9	100,0	dolomitický pelokarbonát
BZK-553	RTG+ CHSA	7,4	0,5	–	3,8	2,2	80,5	0,0	–	1,4	–	–	–	4,2	100,0	vápnitý pelokarbonát
BZKO-1040 C	RTG+ CHSA	13,5	3,2	–	23,1	10,2	45,6	–	–	4,4	–	–	–	–	100,0	svetlozelený slieňovec
BZKO-1040 D	RTG+ CHSA	21,5	5	–	34,2	23,7	1,7	–	–	1,7	0,7	0,2	11,3	–	100,0	tmavohnedý ílovec

Tab. 17

Chemické zloženie sedimentov malcovského súvrstvia vnútornej račianskej jednotky

Chemické zloženie (hm. %)															
Vzorka	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Str. žih.	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	S _{celk.}	TOC	Suma
BZB-110A	47,02	0,79	15,32	6,63	10,21	2,79	0,07	0,78	2,90	13,12	1,19	0,13	–	–	100,95
BZK-208a1	49,25	0,47	10,02	10,37	11,47	1,58	0,12	0,49	1,81	14,06	2,00	0,12	–	–	101,76
BZK-744c	50,45	0,80	17,08	7,39	1,00	1,78	0,05	0,78	3,67	16,32	2,10	0,16	0,37	7,99	109,94
BZB-551K1	6,10	0,12	1,99	4,17	30,49	14,93	0,61	0,16	0,51	40,41	0,38	0,09	0,54	0,49	100,99
BZK-553	11,64	0,09	1,80	1,40	45,06	1,83	0,25	0,06	0,36	36,98	0,37	0,13	0,28	0,19	100,44
BZKO-1040 C	29,98	0,53	10,37	5,58	25,55	1,40	0,32	0,38	2,20	23,55	–	0,08	–	–	99,94
BZKO-1040 D	48,37	0,82	17,36	10,17	0,95	1,24	0,01	0,59	3,25	16,55	–	0,30	–	–	99,61

foraminifer s planktonickou zložkou: *Turborotalia cerroazulensis* (Cole), *Stilostomella* sp., *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., *Heterolepa* sp., *Eponides* sp. a *Cibicidoides* sp., poukazujúca na mladoeocénny vek (Zlinská in Kováčik et al., 2010).

42 globigerinové slieňovce

Globigerinové slieňovce sú významným korelačným horizontom vo flyšových sekvenciách Západných Karpát (napr. Samuel, 1973; Leszczyński, 1997). Zvyčajne sa vyskytujú priamo pod menilitovými vrstvami (resp. v ich tesnej blízkosti) a v nadloží pestrých, prevažne červenohnedých ílovcov, z ktorých sa pozvoľne vyvíjajú.

V študovanom regióne sa vyskytujú severne a sv. od Vyšnej Olšavy a severne od Nižnej Olšavy, kde tvoria niekoľko metrov hrubú a niekoľko stoviek metrov dlhú polohu na prechode zo zlínskeho do malcovského súvrstvia. Ďalší výskyt jv. od DIhej Lúky uvádzajú aj staršie práce (napr. Stráník, 1965).

Severne od Vyšnej Olšavy sa nachádzajú svetlosivé až svetlozelené vápnité ílovce až slieňovce tvoriace vrstvy hrubé 2 m a viac. Lokálne sú v nich vrstvy sivozelených prachovcov hrubé 5 cm. Slieňovce sú bohaté na vápnitý nanoplanktón, ktorý tvoria druhy *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette et Riedel) Bramlette et Sullivan, *Coccolithus formosus* (Kamptner) Wise, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Criboecentrum reticulatum* (Gartner et Smith) Perch-Nielsen, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival, *Dictyococcites callidus* Perch-Nielsen, *Dictyococcites daviesii* (Haq) Perch-Nielsen, *Dictyococcites scrippsae* Bukry et Percival, *Discoaster* sp., *Discoaster* cf. *D. deflandrei* Bramlette et Riedel, *Discoaster multiradiatus* Bramlette et Riedel, *Discoaster saipanensis* Bramlette et Riedel, *Helicosphaera compacta* Bramlette et Wilcoxon, *Helicosphaera euphratis* Haq, *Helicopshaera heezenii* Bukry, *Istmolithus recurvus* Deflandre, *Lanternithus minutus* Stradner, *Pontosphaera* sp., *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann et Stradner) Bramlette et Wilcoxon,

Toweius crassus (Bramlette et Sullivan) Perch-Nielsen, *Transversopontis obliquipons* (Deflandre) Hay, Mohler et Wade, *Transversopontis pulcher* (Deflandre) Perch-Nielsen, *Transversopontis* sp. a *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre) Deflandre mladoeocénneho veku (NP-19, Žecová in Kováčik et al., 2008a). Z rovnakých vzoriek sa zistilo aj veľmi drobné spoločenstvo prevažne planktonických foraminifer *Globigerina officinalis* Subbotina, *Globigerina gnaucki* Blow et Banner, *Globigerina danvillensis* Howe et Wallace, ktoré tiež poukazuje na priabónsky a mladší vek tejto fácie (Zlinská in Kováčik et al., 2008a).

Na JV od Dlhej Lúky sú globigerinové slieňovce odkryté na dvoch miestach. V prvom odkryve sa stýkajú s menilitovými vrstvami (tvoria polohu hrubú cca 3 m) tmavohnedých kremitých, vápнитých aj nevápнитých ílovcov (vz. BZKO-1040D, tab. 16 a 17), ktoré plynulo prechádzajú do niekoľko dm hrubej polohy hnedastozelených tenkolaminovaných až hrubolaminovaných vápнитých ílovcov a prachovcov s vrstvou svetlozelenkastých slieňovcov hrubou 0,5 m (vz. BZKO-1040C, tab. 16 a 17) a potom opäť do polohy zelených nevýrazne laminovaných vápнитých ílovcov s tenkými vložkami červenohnedých ílovcov hrubými niekoľko cm.

V druhom prípade vystupujú v izolovanom odkryve, ktorý tvoria prevažne tenké a stredne hrubé vrstvy (5 – 15 cm) svetlosivých až sivých vápнитých jemnozrnných pieskovcov (kalkarenitov) až jemnozrnných piesčitých vápencov. Tieto litofácie sa striedajú s tenkými vrstvami sivozelenkastých nevýrazne laminovaných vápнитých prachovcov. Ojedinelé vrstvy veľmi jemnozrnných vápнитých pieskovcov pozvoľne prechádzajú do kalových kryptokryštalických vápencov. Jemnozrnné pieskovce a kalové vápence sú sivé a svetlosivé, po navetraní svetlohnedastosivé.

Spoločenstvo vápניתého nanoplanktónu z lokality pri Dlhej Lúke na základe výskytu druhov *Ericsonia subdisticha* (Roth et Hay) Roth a *Reticulofenestra lockeri* Müller (Žecová in Kováčik et al., 2010) poukazuje na mladoeocénny až starooligocénny vek (zóna NP-21). Ojedinele sa tu nachádzajú aj redeponované nanoplanktónové druhy z mezozoika.

Takmer výlučne sa vyskytujú iba planktonické foraminifery *Subbotina linaperta* (Finlay), *Repmanina charoides* (W.-J.), *Hansenisca girardana* (Rss.), *Trochammina quadrilobata* (Grzyb.), *Subbotina triloculinoides* (Plummer), *Muricoglobigerina aquiensis* (L.-T.), *Quinqueloculina* sp. (cf. *Q. alabamensis* Cush.), *Turborotalia pomeroli* (Toumarkine-Bolli), *Turborotalia cerroazulensis* (Cole), *Turborotalia* sp. a *Acarinina* sp. (Zlinská in Kováčik et al., 2010).

41 pestré (prevažne červenohnedé) ílovce

Nachádzajú sa iba na jednom mieste pri globigerinových slieňovcoch jv. od Dlhej Lúky v sutine a v ronových ryhách, kde sú početné úlomky červených až červenohnedých ílovcov v žltohnedej a dočervena sfarbenej deluviálnej hline.

Ich vek nie je doložený priamo, ale ich spoločné vystupovanie s globigerinovými slieňovcami a menilitovými bridlicami (resp. v ich tesnej blízkosti) poukazuje na rovnaký alebo veľmi blízky vek týchto facií (NP-21, spodný oligocén).

40 menilitové vrstvy: tmavé kremité (menilitové) bridlice, pelokarbonáty, sivé vápניתé ílovce a prachovce s polohami pieskovca

Menilitové vrstvy malcovského súvrstvia vnútornej račianskej jednotky sú najrozšírenejšie v brezovskom synklinóriu (štruktúra RI6-8, príl. 1), hlavne v širšom okolí Brezovky a severne a východne od Kožian.

Typický pre ne je výskyt pelokarbonátov a tmavosivých až čiernych kremitých bridlíc s charakteristickým listovitým rozpadom – tzv. menilitové bridlice.

Menilitové fácie vystupujú v asociácii s typickými sivohnedými vápניתými ílovcami malcovského súvrstvia. Vrstvy pelokarbonátov sú hrubé 0,8 až 2 m. Ide o veľmi jemnozrnné, možno až „afanitické“ horniny prevažne dolomitického zloženia (vz. BZB-96, Derco in Kováčik, 2008a), miestami s prímiesou sideritovej zložky (vz. BZB-320-B2, l. c.), tzv. Fe dolomity resp. pelosiderity. Našli sa aj vápencové odrody (ílovitý vápenec, vz. BZK-553, tab. 16 a 17). Pre pelokarbonáty je všeobecne typický vyšší obsah ílovitej (klastickej) frakcie v hornine. Sú nevýrazne laminované, prestúpené množstvom tenkých kalcitových žiliek, majú ostrý lom, za čerstva sú tmavosivé s nádychom domodra. Zvetrávajú do oblých tvarov a na ich povrchu sa tvorí béžovožltkastá až svetlohnedá patina. V tesnej blízkosti pelokarbonátov sa vyskytujú jemnozrnné až strednozrnné drobové pieskovce (s klastmi živcov, karbonátov a s rastlinným detritom), pozitívne gradované až paralelne laminované (Tab), tvoriace 15, prípadne aj viac cm hrubé vrstvy vzájomne oddeľované tenkými ílovcovými vložkami. Na spodných vrstvových pieskovcových plochách sme pozorovali vlečné, lokálne odrazové stopy, poukazujúce na sz. – jv. smer paleoprúdenia (bez jasného zmyslu pohybu).

Pieskovce menilitových vrstiev klasifikujeme ako sublitenarity až kalklitické arenity (obr. 18, čierne trojuholníky). Tvorí ich kremeň (monokryštalický 30 – 40 %, polykryštalický do 10 %) a silicity (do 5 %).

Zastúpené sú aj Na-Ca živce (7 – 10 %) a miestami K živce (do 3 %). Z úlomkov hornín sú hojné karbonáty (17 – 33 %), z ostatných zložiek sú zastúpené sludy (biotit do 2 % a muskovit do 3 %) a miestami glaukonit (do 1 %). Bežná je základná hmota (do 11 %) a slabšie zastúpenie má vápnitý cement (do 4 %).

Typickým znakom menilitových vrstiev je výskyt tvrdých kremitých prachových ílovcov, ílovcov až ílovitých bridlic. V slede sivých vápnitých ílovcov tvoria prachové ílovce tenké vrstvy alebo hrubšie polohy (hrubé 0,5 – 4 m a viac) rozpadajúce sa na laminy hrubé 0,2 – 1 a viac mm – menilitové bridlice. Menilitové bridlice sú tmavosivé až hnedočierny s nádychom domodra, zvetrávajúce dohneda. Na plochách laminácie sa miestami vyskytujú šupinky rýb, povlak síranov a Fe oxidov. Na ich minerálnom zložení sa dominantne zúčastňuje muskovit (sericit), kremeň, v menšej miere plagioklas, chlorit a oxidy Fe, Mn a Ti, podradne aj kalcit (vz. BZK-744, tab. 16 a 17). Na plochách bridličnatosti sme pozorovali drobné idiomorfne kryštály sadrovca.

Menilitové vrstvy tvoria v malcovskom súvrství aspoň tri polohy – spodnú, strednú a vrchnú. Podľa Nemčoka (1961) ide „maximálne o tri polohy v spodných horizontoch malcovských vrstiev“:

Spodná poloha menilitových vrstiev vystupuje pri kontakte s bystrickou jednotkou východne od Dlhej Lúky, severne od Hrabovca, jz. od Harhaja (Matějka et al., 1964a, b ich zaraduje do krynickej jednotky vystupujúcej v hankovskom tektonickom okne) a severne a sv. od Marhane a Lascova. Vek spodných menilitových vrstiev sv. od Marhane je podľa výskytu nanoplanktónového spoločenstva *Cribricentrum reticulatum* (Reinhardt) Perch-Nielsen, *Chiasmolithus oamaruensis* (Deflandre) Hay, Mohler et Wade, *Helicosphaera euphratis* Haq, *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Sphenolithus pseudoradians* Bramlette et Wilcoxon, *Transversopontis obliquipons* Haq mladooligocénny (zóna NP-19/20). Menilitové vrstvy pri Dlhej Lúke sú v tesnom nadloží globigerinových slieňovcov (cf. geol. rez 1 – 2; Kováčik et al., 2011c), ktorých vek patrí do zóny NP-21.

Stredná poloha menilitových vrstiev je najvýraznejšia a dosahuje najväčšiu hrúbku a dĺžku v jadre brezovského synklinória (štruktúra RI6-8, príl. 1). Z tohto horizontu sa ssz. od Kožian na základe asociácie nanoplanktónových druhov *Helicosphaera recta* Haq, *Helicosphaera* cf. *H. reticulata* Bramlette et Wilcoxon, *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Cyclicargolithus abisectus* (Müller) Wise, *Reticulofenestra lockeri* Müller, *Sphenolithus pseudoradians* Bramlette et Wilcoxon potvrdil starooligocénny vek (zóna NP-24).

Vrchná poloha menilitových vrstiev vystupuje západne a sz. od Brezovky v jadre brezovského synklinória. Podľa relatívnej stratigrafickej pozície v nadloží strednej polohy, ktorá bola datovaná do zóny NP-24, predpokladáme, že vek vrchnej polohy menilitových vrstiev je mladooligocénny.

Vzhľadom na to, že v nadloží vrchnej polohy menilitových vrstiev pokračujú malcovské fácie v normálnom slede ešte niekoľko desiatok až stoviek metrov, je veľmi pravdepodobné, že sedimentácia vrchnej časti malcovského súvrstvia v brezovskom synklinóriu prebiehala v mladšom oligocéne.

39 pieskovce (lokálne zlepené) s polohami vápnitých ílovcov a prachovcov

Pieskovcovo-zlepenková fácia tvorí niekoľko desiatok metrov hrubé polohy (maximálne 100 m) vo flyšovej fácii malcovského súvrstvia. Vystupuje hlavne v spodnej časti súvrstvia v brezovskom synklinóriu – medzi spodnou a strednou polohou menilitových vrstiev (cf. geologický rez 3 – 4 in Kováčik et al., 2011c). Kartograficky sme ju vyčlenili na miestach, kde dosahuje významnejšiu hrúbku – v oblasti sz. a severne od Štefurova (okolie kóty 420 m n. m.), južne od Kožian (západne od kóty Bučie, 432 m n. m.), jz. od Brezovky a jv. od Beloveže.

Masívne alebo gradované jemnozrnné až hrubozrnné pieskovce sú hrubé do 1,5 m s intervalmi Ta, Tb a Tc a rozpadajú sa na dosky hrubé 5 cm. Na báze pieskovcových vrstiev sú lokálne mikrokonglomeráty resp. paramikrokonglomeráty s kremennými obličkami roztrúsenými v hrubozrnnom pieskovci (interval S₃ sensu Lowe, 1982). Interval Tc je jemnozrnnější a charakteristická preň je prítomnosť miernej vlnovej až šikmej čerinovej laminácie. Hojná je rastlinná sečka rozptýlená v základnej hmote spolu s muskovitom (resp. sericitom). Miestami sa vyskytujú ílovcové intraklasty. Pieskovcové vrstvy sa striedajú s ílovcovými vrstvami malcovského litotypu hrubými do 60 cm. Štruktúrna kompozícia pieskovcových vrstiev je prevažne Ta, Tab(d), Tabc a Tac(d) a tenšie vrstvy majú charakter turbiditov Tbc(d), Tc(d). Prevažne ide o litofácie A2.4, A2.8, B1.1, B1.2 a C2.1 (sensu Pickering et al., 1986), ktoré vznikli depozíciou z koncentrovaných gravitačných prúdov (sensu Mulder a Alexander, 2001) v kanáloch alebo v prechodných zónach medzi kanálmi a lalokmi.

V malom opustenom lome ssz. od Štefurova vystupujú odkryté vrstvy subhorizontálne uložených pozitívne gradovaných hrubozrnných pieskovcov až mikrokonglomerátov s obliakmi veľkými do 1 cm. Mikrokonglomerát sa klasifikoval ako sublitenit (obr. 18, hnedé štvorce) zložený z kremeňa (polykryštalického 32,9 %, monokryštalického 12 %) a zo silicitov (12 %). Slabšie zastúpenie majú Na-Ca živce (3,5 %), ortoklas (1,2 %) a mikroklín (2 %). Z úlomkov hornín sa v hojnom množstve vyskytujú metamorfity (6,6 %), karbonáty (3,9 %), granitoidy (1,5 %) a pieskovce (2,3 %). Z ostatných zložiek sú zastúpené fosílie (1,5 %), vápnitý (9,3 %) a kremitý (11,2 %) cement. Vrstvy sú hrubé 35 – 80, miestami až 150 cm a majú charakteristické zvrstvenie Tab a Tabc (Ta je hrubší ako Tb a Tc).

Vzorka BZK-322a z tejto lokality sa podrobila mikrochemickej analýze ťažkých minerálov (Bónová in Kováčik et al., 2011a). V koncentrácii ťažkých minerálov sa identifikoval granát, rutil, zirkón, turmalín, apatit, pyrit, ilmenit, glaukonit a hematit (Derco in Kováčik et al., 2008a). Granát zaberá 44 % ťažkého produktu, zirkón takmer 23 % a turmalín 4 % (l. c.). Z mikrochemického hľadiska sú vo vzorke spessartínovo-almandínové, v menšom množstve pyropovo-almandínové granáty, ktoré môžu pochádzať z rúl alebo granitov. Pomerne hojné sú grosulárovo-almandínové granáty s variabilným obsahom spessartínovej a nízkym pyropovej zložky – zrejme sú produktom metamorfózy zdrojových hornín v podmienkach nízkej amfibolitovej fácie (svory?). Zaznamenal sa aj granát s vysokým podielom spessartínovej molekuly, indikujúci vznik v Mn metapelitoch. Vo vzorke výrazne prevládajú magmatické zirkóny nad zirkónmi pochádzajúcimi z metamorfovaných hornín. Sporadicky sa vyskytujú opracované zrná často s odlišiteľným zdedeným jadrom, indikujúce pôvod v metasedimentoch. Detritické turmalíny zodpovedajú skorylu-dravitu a smerom k okrajovým zónam (vonkajším lemom) dominuje dravit. Časť zrn s výraznou zonalitou obsahuje zaoblené detritické jadrá, ktorých chemické zloženie býva spravidla rovnaké ako v periférnych zónach. Podľa Al-Fe_{tot}-Mg diagramu, vyčleňujúceho prostredia vzniku turmalínov (Henry a Guidotti, 1985), skúmané turmalíny pochádzajú predovšetkým z metapelitov a metapsamitov koexistujúcich aj nekoexistujúcich s Al-saturačnou fázou (Bónová in Kováčik et al., 2011a).

Vek tejto fácie nie je doložený priamo. Z vápniteho ílovca (z flyšovej fácie) v jej tesnom podloží na ZJZ od Štefurova sa potvrdil vek NP-20 až 21 (Žecová in Kováčik et al., 2008a). Relatívna stratigrafická pozícia tejto fácie medzi spodnou a strednou polohou menilitových vrstiev naznačuje, že je starooligocénneho veku (NP-21 až NP-24).

38 sivé vápnite ílovce (malcovský litotyp) a prachovce s polohami kremenno-karbonátkeho pieskovca (flyšová fácia)

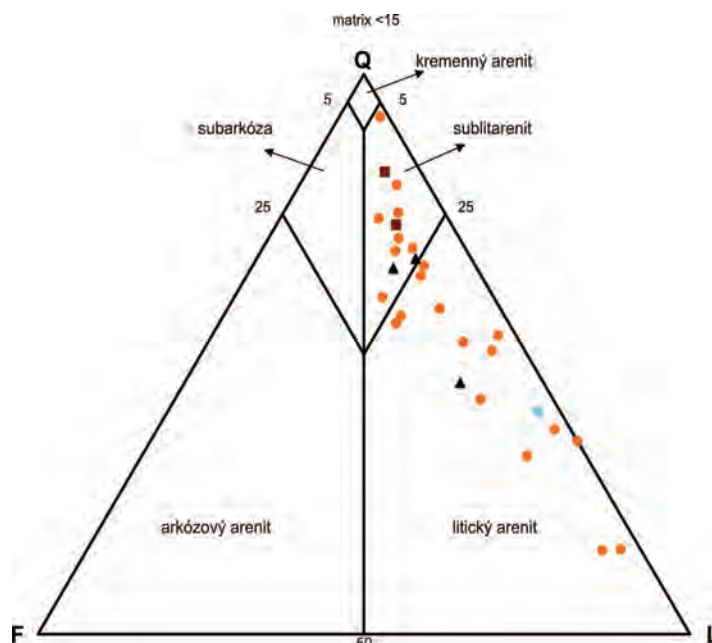
Táto fácia malcovského súvrstvia je charakteristická prevahou ílovcov a prachovcov nad pieskovicami. Pomer P : I = 1 : 2 – 1 : 5, prípadne menej. Index zvrstvenia je 0,5 – 5.

Medzi pieskovicami sme makroskopicky odlišili dva základné typy – kremenno-karbonátke a drobové.

Bežne sa vyskytujú dobre až slabo vytriedené jemnozrnné a strednozrnné karbonátové pieskovce, často paralelne laminované, za čerstva svetlosivé až sivomodré, zvetrané okrovohrdzavé. Pieskovce väčšinou mávajú masívne, lokálne pozitívne gradované bázy s prechodom do paralelnej, čerinovej a miestami až konvolútnej laminácie. Vystupujú vo vrstvách hrubých 10 – 250 cm, zriedka aj v hrubších. Lamináciu spravidla zvyrazňuje nahromadenie rastlinného detritu a klastickej svetlej sludy. Rastlinný detrit je v hornine v mnohých prípadoch chaoticky dispergovaný. Pri hrubších vrstvách sa okrem zuhoľnateného rastlinného detritu miestami objavujú šošovky alebo drobné úlomky uhlia čiernej farby. Na bazálnych vrstvových plochách sa pozorovali záťažové a prúdové stopy, vlečné ryhy, miestami ichnofosílie. Z typov zvrstvení bolo odlišené Tbc, Tabd, Tabc, Tb(d) a Tac(d).

Ďalším litotypom sú strednozrnné až hrubozrnné drobové pieskovce, slabo až mierne vytriedené, paralelne až vlnovo laminované, sivomodrasté, zvetrané sivohnedé až okrové, miestami s rastlinným detritom. Pieskovce sa charakteristicky rozpadajú podľa plôch laminácie. Väčšinou tvoria vrstvy hrubé 0,2 – 0,5 m, v bazálnej časti sú hrubozrnnnejšie (kremenno-drobové), smerom na strop sa s prechodom do paralelnej laminácie zjemňujú. Charakteristickým je zvrstvenie Tabc.

Okrem litofácií D2.1, C2.1, C2.2 a C2.3 (sensu Pickering et al., 1986), ktoré vznikli z turbiditných prúdov, prípadne



Obr. 18. QFL diagram pieskovcov (sensu Pettijohn et al., 1972) malcovského súvrstvia vnútornej račianskej jednotky (zostavil Kováčik na základe údajov Derca a Siráňovej in Kováčik et al., 2008a, 2010). Príslušnosť analyzovaných pieskovcov k vyčleneným litostratigrafickým jednotkám a fáciám: flyšová fácia (38) – oranžové krúžky, pieskovce (lokálne zlepené) s polohami ílovcov (39) – hnedé štvorce, menilitové vrstvy (40) – čierne trojuholníky, laminované vápence (43) – svetlomodré štvorce.

z koncentrovaných gravitačných prúdov (alebo ich kombináciou) a tvoria ploché doskovité telesá, sa v tejto fácií lokálne vyskytujú hrubé až veľmi hrubé polohy drobových kremenno-karbonatických pieskovcov s typickým zloženým zvrstvením, ktoré sú zvyčajne prekryté veľmi hrubými vrstvami sivých vápнитých prachových ílovcov (litofácia C2.4, sensu Pickering et al., 1986). Táto litofácia vznikla z veľkoobjemových koncentrovaných gravitačných prúdov, ktoré sa odrazili alebo odklonili zo smeru svojho toku pri okraji bazéna. Paleoprúdový záznam vo flyšových pieskovcoch je veľmi pestrý. Získané hodnoty paleoprúdenia poukazujú na prínos materiálu z viacerých smerov a/alebo odklon gravitačných prúdov z hlavného smeru tečenia. Okrem dominantného smeru paleoprúdenia z JV na SZ (longitudinálny smer), ktorý pravdepodobne prinášal materiál zo vzdialenejšieho zdroja (teran Tisza – Dacia?), má významný vplyv aj bočný prínos klastík z okrajových častí bazéna (Kováčik in Bónová et al., 2010a).

Pieskovce flyšovej fácie malcovského súvrstvia klasifikujeme ako sublitarenity až kalklitické arenity (obr. 18, oranžové krúžky). Na ich zložení sa zúčastňuje kremeň (monokryštalický 4 – 57 %, polykryštalický do 20 %) a silicity (do 11 %). Menšie zastúpenie majú Na-Ca živce (do 11 %) a K živce (0 – 4 %). Z úlomkov hornín sú hojné karbonáty (5 – 50 %), miestami aj metamorfity (do 9 %) a vulkanity (do 4 %). Z ostatných zložiek sú zastúpené sludy (biotit do 4 %, muskovit do 9 %). Základná hmota je bežná (do 10 %) a vápnitý cement hojný (do 50 %).

V koncentrácii ťažkých minerálov z pieskovca v opustenom lome pri Okružlom sa identifikoval granát, rutil, zirkón, turmalín, apatit, pyrit, chalkopyrit, pyroxén, zoisit, ilmenit, glaukonit a hematit (vz. BZK-208, Dercó in Kováčik et al., 2008a). Granát zaberá 12,4 % ťažkého produktu, zirkón 8,4 % a turmalín 0,44 % (l. c.). Vo vzorke sú najmä grosulárovo-almandínové granáty a v porovnaní s fáciou 39 sú hojnejšie zastúpené pyropovo-almandínové granáty. Sú v nej aj zirkóny, zrejme metamorfného pôvodu, a je pre ne typický vysoký stupeň opracovania a nepravidelné zónovanie. Ale všeobecne prevládajú zrná indikujúce pôvod v magmatických horninách. Pre vzorku je typický výskyt nízkohorečnatých aj vyššiehočnatých dravítov, prípadne skorylov-dravítov (najmä periférne časti zrn). Pomerne pestrejšie zloženie indikujú turmalínové jadrá v niektorých zrnách – vyskytujú sa skoryly aj dravity. V zmysle diskriminačného diagramu (Henry a Guidotti, 1985) ide o zdrojové horniny typu metapelitov koexistujúcich a nekoexistujúcich s Al-saturačnou fázou, pričom prevládajú horniny nekoexistujúce s touto fázou. Časť turmalínov môže pochádzať z granitoidov (pegmatitov, aplitov) chudobných na Li, prípadne z kremenno-turmalinických hornín bohatých na Fe³⁺ (Bónová in Kováčik et al., 2011a).

Ílovce, prachovce resp. piesčité ílovce so svetlou sludou sú silno vápnité, svetlo až tmavosivé, hnedasté či zelenkasté (vz. BZK208a1, BZB-110A, tab. 16 a 17). V pelitoch sa často vyskytuje dispergovaný rastlinný detrit a jemný muskovit. Typická je guľovitá odlučnosť. Prachovce sú mierne paralelne laminované (s doštičkovitým rozpadom) alebo s lastúrnatým lomom. Bežným je aj striedanie sa ílovcov a vápнитých prachovcov až veľmi jemnozrnných pieskovcov. Vápnité prachové ílovce ojedinele obsahujú šupinky a kostrové pozostatky rýb. Za čerstva sú modrasté, zvetrané hnedé.

V Okružlom (malý lom) je cca 120 cm hrubá vrstva organodetrítického mikrobekciovitého vápenca gradujuceho do jemnozrnného kalklitického arenitu. Vo vzorkách organodetrítického vápenca sa našli redeponované veľké foraminifery *Nummulites perforatus* (De Montf.), *Discocyclus* cf. *dispansa* Deshayes, *Nummulites semiscostatus* Kaufmann, *Assilina gomezi* Colom et Bauzá, *Operculina alpina* Douvillé spodnobartónskeho až staropriabónskeho veku (zóny SBZ-17 až SBZ-19, Buček in Kováčik et al., 2008a). Na tej istej lokalite sa v ílovci našlo spoločenstvo drobných foraminifer s prevahou planktonickej zložky *Globigerina officinalis* Subbotina, *Globigerina gnaucki* Blow et Banner, *Globigerina ouachitaensis* Howe et Wallace *Lobatula lobatula* (W.-J.), *Cibicidoides* cf. *pseudoungerianus* (Cush.), *Neocorbina* sp. (Zlinská in Kováčik et al., 2008a).

Spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu v hodnotených vzorkách z tejto fácie poukazuje na strednoeocénny až starooligocénny vek (zóny NP-16 – NP-23). Zóna NP-23 sa zistila podľa zastúpenia druhov *Pontosphaera* cf. *latelliptica* (Báldi-Béke et Béliadi) Perch-Nielsen, *Reticulofenestra lockeri* Müller a *Reticulofenestra ornata* Müller. Bežne sa vyskytujú redeponované druhy z mezozoika (Žecová in Kováčik et al., 2008a, 2010). Za reálny vek flyšovej fácie malcovského súvrstvia pokladáme mladší eocén až mladší oligocén, pretože z vyššej časti malcovského súvrstvia (stredná poloha menilitových vrstiev pri Kožanoch) sa potvrdila zóna NP-24 (Žecová in Kováčik et al., 2008a), v ktorej nadloží pokračuje relatívne mladší, niekoľko 100 m hrubý sled flyšovej fácie.

Bystrická jednotka

Prítomnosť bystrickej jednotky resp. „bystrickej fácie“ na východnom Slovensku ako prví konštatovali Matějka a Roth (1950). V regióne Nízke Beskydy-západná časť táto jednotka vystupuje v sz. – jv. pruhu medzi

Bardejovom a Lomným. Na sv. strane je nasunutá na vnútornú račiansku jednotku a na J je v tektonickom kontakte s krynickou jednotkou. V spodnej časti ju tvorí belovežské a vo vyššej zlínske súvrstvie bystrickej proveniencie. Podľa Nemčoka (1990) je súčasťou vrstvového sledu tejto jednotky aj malcovské súvrstvie vystupujúce v richvaldskom a raslavickom synklinóriu. V našej práci sa tzv. pestré súvrstvie (mladší eocén) bystrickej jednotky (sensu Nemčok et al., 1990) považuje za fáciu (pestré ílovce – 36a), ktorá sa lokálne vyskytuje v drobnorytmickom flyši (36) belovežského súvrstvia tejto jednotky (obr. 19). Kontakt týchto facií s malcovským súvrstvom je tektonický a malcovské súvrstvie je súčasťou krynickej tektonicko-litofaciálnej jednotky.

Belovežské súvrstvie (37 – 36a, paleocén – stredný eocén)

Najstaršou litostratigrafickou jednotkou vrstvového sledu bystrickej jednotky je belovežské súvrstvie. V skúmanom regióne ho možno rozdeliť na dve časti (obr. 19). Spodnú reprezentujú pieskovce s polohami ílovcov a prachovcov (pieskovcová fácia – 37), vrchnú tvoria tenkovrstvovité ílovce a prachovce s pieskovcovými polohami (drobnorytmický flyš – 36) a s polohami pestrých ílovcov (36a). Stratigrafické podložie belovežského súvrstvia bystrickej jednotky nie je známe. Smerom nahor sa pozvoľne vyvíja do prevažne pieskovcovej faciie zlínskeho súvrstvia. Hrúbku tohto súvrstvia odhadujeme na 50 – 200 m.

37 pieskovce s polohami ílovcov a prachovcov (pieskovcová fácia)

Nemčok (1961) túto fáciu opísal ako kremenné pieskovce v spodnej časti belovežských vrstiev. Neskôr ich pomenoval „tvarožecké pieskovce“ (Nemčok, 1980, 1990; Nemčok et al., 1990) a začlenil ich do podložia belovežského súvrstvia. Na základe foraminiferového spoločenstva sa ich vek stanovil na paleocén až starší eocén (Gašparíková in Nemčok, 1980). Rovnakú fáciu pokladal Matějka et al. (1964a) za zlínske pieskovcové vrstvy (resp. makovické pieskovce v našom chápaní) zborovského pásma račianskej jednotky.

V skúmanom území je táto fácia sv. a východne (kóta 313 m n. m.) od Hrabovca, kde sa v delúviu vyskytujú úlomky masívnych až paralelne laminovaných hrubozrnných pieskovcov s relatívne vysokým obsahom živcov. Smerom na SZ sa opäť objavuje južne od Beloveže (kóta Vrch, 410 m n. m.) a odtiaľ pokračuje cez kótu Gregová (423 m n. m.) a Chotárna (422 m n. m.) na Dlhú Lúku.

Spodná časť belovežského súvrstvia je najlepšie odkrytá v záreze Andrejovho potoka južne od Andrejovej (obr. 20a). V profile sa v pravidelných niekoľko-metrových intervaloch striedajú dve litofaciálne asociácie:

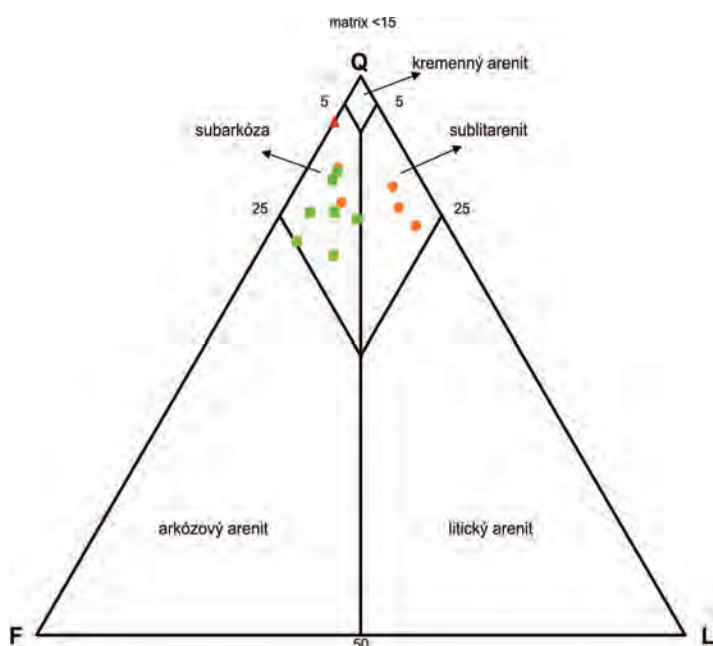
1) FA1 – litofaciálna asociácia s výraznou prevahou pieskovcov nad prachovcami a ílovcami. P : I je väčší ako 10 : 1 a I v pomerne nízky – cca 3 – 6. Pieskovcové vrstvy sú hrubé 20 – 150, max. 370 cm. Štruktúrna stavba je pestrá. Väčšina vrstiev má v spodnej časti interval Ta (pozorovala sa kombinácia Tab, Tabc, Tabce, Tabd, Tabe, Tac, Tacde, Tace a Tae), zriedkavejšie turbidity Tbc, Tbcd, Tbce alebo Tbe.

LITOSTRATIGRAFICKÁ TABUĽKA BYSTRICKEJ JEDNOTKY			
Vek	grafické zobrazenie	hrúbka (m)	litostratigrafická jednotka
OLIGOCÉN	starší	300 – 1000	zlínske súvrstvie 33 - silicifikované ílovce a prachovce 34 - bystrické vrstvy: ílovce s polohami pieskovca 35b - obliaki exotických hornín 35a - drobné pieskovce a zlepenice 35 - pieskovcová fácia
	mladší		
EOCÉN	stredný	50 – 200	belovežské súvrstvie 36a - pestré ílovce 36 - tenkovrstvovité ílovce a pieskovce 37 - pieskovcová fácia
	starší		
PALEOCÉN	mladší		
	starší		

Obr. 19. Litostratigrafická tabuľka bystrickej jednotky (zostavil Kováčik, Kobulský a Bóna).



Obr. 20. Bystrická jednotka: **a** – pieskovcová fácia (37) belovežského súvrstvia južne od Andrejovej (foto M. Kováčik); **b** – drobnorytmický flyš (36) belovežského súvrstvia, opustený lom pri Dubinnom (foto M. Kováčik).



Obr. 21. QFL diagram pieskovcov (sensu Pettijohn et al., 1972) belovežského súvrstvia bystrickej jednotky (zostavil Kováčik na základe údajov Derca a Siráňovej in Kováčik et al., 2008a, 2010). Príslušnosť analyzovaných pieskovcov k vyčleneným litostratigrafickým jednotkám a faciám: pieskovcová fácia (37) – oranžové krúžky, drobnorytmický flyš (36) – zelené štvorce, pestré ílovce (36a) – červený trojuholník.

Vek pieskovcovej fácie belovežského súvrstvia južne od Andrejovej sa na základe výskytu druhu *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel stanovil na starší eocén (nanoplanktónová zóna NP-13; Žecová in Kováčik et al., 2010).

36 tenkovrstvovité ílovce a prachovce s polohami pieskovcov (drobnorytmický flyš)

Táto fácia je najmladšou časťou belovežského súvrstvia. Vystupuje prevažne na čelách tektonicky redukovaných šupín alebo v jadrách antiklinálnych štruktúr. Fácia je málo odolná voči tektonickej deformácii, erózii a zvetrávaniu.

Vrstvy sú veľmi tenké až stredne hrubé. Vo vrstvovom slede sa rýchlo striedajú prevažne tenké pieskovcové vrstvy s ílovcami resp. prachovými ílovcami v pomere P : I = 2 : 1 až 1 : 3. Priemerný lv je zvyčajne väčší ako 10.

2) FA2 – litofaciálna asociácia tenkovrstvovitých pieskovcov, prachovcov a ílovcov. Hrúbka vrstiev je 1 – 20 cm a prevažne ide o turbidity Tce, Tde a Tcde.

Pieskovce klasifikujeme ako subarkózy a sublitarenity (obr. 21, oranžové krúžky). Sú jemnozrnné až strednozrnné, niektoré hrubozrnné. Tvorí ich kremeň (monokryštalický 35 – 65 %, polykryštalický do 30 %), v menšej miere aj Na-Ca živce (4 – 10 %) a miestami K živce (do 3 %). Z úlomkov hornín sú hojné karbonáty (4 – 18 %). Z ostatných zložiek sú zastúpené hlavne sludy (biotit do 4 %, muskovit do 3 %), bežná je základná hmota (do 10 %) a miestami sa vyskytuje vápnný cement (do 6 %). Tenšie vrstvy alebo vrchné časti hrubších vrstiev (interval Tc) majú prevažne charakter kremenných až kremenko-karbonatických pieskovcov. Ílovce sú väčšinou prachové, zelené až zelenookrové, nevápnné alebo slabo vápnné. Sporadicky sú zastúpené ílovce tmavšej, sivej farby. Pieskovce majú na spodných vrstvových plochách prúdové, vlečné alebo odrazové stopy poukazujúce na smer paleoprúdenia z V až JV na Z až SZ.

Tab. 18

Zastúpenie minerálov v sedimentoch belovežského súvrstvia bystrickej jednotky (Derco in Kováčik et al., 2008a)

Zastúpenie minerálov (hm. %)																
Vzorka	Metóda	Qtz	Pl	Kfs	Ms (Ill)	Chl	Cal	Dol	Sd, Mgs	Oxidy Fe, Ti, Mn	Ap	Py	Org. hm.	Iné	Suma	Názov horniny
BZK-729a	RTG+ CHSA	18,4	1,9	-	11,9	-	5,3	-	-	62,3	-	-	-	0,2	100,0	manganolit
BZK-729b	RTG+ CHSA	30,7	6,6	-	35,7	10,7	1,2	-	-	9,1	-	-	-	6,0	100,0	červenohnedý ílovec
BZK-207j	RTG+ CHSA	22,2	10,5	-	44,4	13,3	-	6,3	-	3,2	-	-	-	0,1	100,0	sivozelený ílovec

Tab. 19

Chemické zloženie sedimentov belovežského súvrstvia bystrickej jednotky

Chemické zloženie (hm. %)															
Vzorka	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Str. žih.	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	S _{celk.}	TOC	Suma
BZK-729a	25,64	0,25	6,51	13,41	3,00	2,90	25,00	0,22	1,13	21,71	1,14	0,01	<0,01	0,09	101,01
BZK-729b	55,94	0,88	20,08	9,15	0,66	2,68	0,19	0,78	3,38	5,96	1,99	0,14	<0,01	0,05	101,88
BZK-207j	54,90	1,04	19,30	6,39	1,93	3,78	0,03	1,24	4,22	6,60		0,11	0,02	0,15	99,71

Pieskovce sú spravidla jemnozrnné, dobre vytriedené, s vápnitým tmelom sivej až sivomodratej farby, zvetrávajúce do okrovohneda. Tvoria vrstvy hrubé 0,5 – 35 cm (prevažne 2 – 10 cm), väčšinou sú šikmo čerinovo (redšie vlnovo) a/alebo paralelne laminované a hojná je aj konvolúcia. Lamináciu zvyrazňuje klastický muskovit, rastlinná sečka alebo aj biotit. Pre tenké vrstvy je typická štruktúrna kompozícia zvrstvenia Tbcd, Tcd a Tde, v hrubších sa vyskytuje aj kompozícia Tabc alebo Tb(d). Ojedinelé sú aj vrstvy hrubé do 250 cm, masívne alebo pozitívne gradované zo strednozrnného jemnozrnného pieskovca (Ta, Tab, Tac a Tabc). Na bazálnych plochách sú bežné ichnofosílie *Scolicia*, *Helminthopsis* a niektoré z nich sa pozorovali aj na vrchných vrstvových plochách (napr. *Scolicia*). Paleoprúdové indikátory preukázali smer a zmysel toku gravitačných prúdov z V až JJV na Z až SSZ (longitudinálny smer).

Pieskovce tejto fácie klasifikujeme ako subarkózy (obr. 21, zelené štvorce). Tvoria ich kremeň (monokryštalický 9 – 62 %, polykryštalický 3 – 48 %), silicity (do 4 %) a hojná sú Na-Ca živce (7 – 14 %) a K živce (2 – 10 %). Z úlomkov hornín sú dominantné karbonáty (4 – 10 %), miestami sa vyskytujú vulkanity (do 3 %) a bridlice (do 3 %). Z ostatných zložiek je zastúpený hlavne muskovit (1 – 4 %) a zriedka biotit (do 2 %). Bežná je základná hmota (5 – 10 %) a miestami sa vyskytuje vápnitý cement (do 3 %).

Pieskovcové vrstvy vo vyššej časti prechádzajú do tenko laminovaných prachovcov (interval Td, hrúbka 0,5 – 11 cm) s klastickým muskovitom a rastlinným detritom na plochách laminácie alebo do ílovcov až prachovcov typickej sivej, sivozelenkastej až ocelevosivej farby. Ílovce miestami obsahujú sludnatú alebo piesčitú prímes. Tvoria ich sericit, kremeň, chlorit, plagioklas a dolomit, v menšej miere oxidy Fe, Ti a Mn (vzorka BZK-207j, tab. 18 a 19).

Vrstvový sled drobnorytmického flyšu na študovaných odkryvoch (obr. 20b) je prakticky vždy laterálne stály, ale ojedinele sa pozorovali vrstvy (prevažne tenšie), ktoré vyklinujú.

Na základe vápnitého nanoplanktónu sa vek súvrstvia stanovil na spodný eocén (NP-13) s určujúcim spoločenstvom *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel, *Lophodolitus nascens* Bramlette et Sullivan, *Toweius crassus* (Bramlette et Sullivan) Perch-Nielsen, *Tribrachiatos orthostylus* Shamrai až stredný eocén (zóny NP-16 až NP-17), ktorý sa doložil výskytom druhov *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade) Bukry et Percival, *Helicosphaera compacta* Bramlette et Wilcoxon a *Neococcolithes minutus* (Perch-Nielsen) Perch-Nielsen (Žecová in Kováčik et al., 2008a, 2010).

Podľa výskytu druhov: *Ammodiscus tenuissimus* (Grzyb.), *Chilostomoides oviformis* (Sherborn&Chapm.), *Dorothia* sp., *Haplophragmoides walteri* (Grzyb.), *Karrerulina coniformis* (Grzyb.), *Recurvoides imperfectus* (Hanzlíková), *Recurvoides walteri* (Grzyb.), *Reophax* sp., *Repmanina charoides* (J.-P.), *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Rhabdammina discreta* Brady, *Rhizammina* sp., *Trochamminoides subcoronatus* (Grzyb.),

Trochamminoides dubius (Grzyb.), *Thurammina* sp., *Subreophax splendidus* (Grzyb.) a *Spirolectammina* aff. *spectabilis* (Grzyb.) sú foraminiferové spoločenstvá mladopaleocénneho až strednoeocénneho veku (Zlinská in Kováčik et al., 2008a, 2010).

36a pestré ílovce (červenohnedé a zelené)

Pestré ílovce belovežského súvrstvia bystrickej jednotky sa vyskytujú na mnohých miestach v drobnorytmickom flyši (36) a tvoria v ňom polohy hrubé niekoľko metrov (maximálne 20 – 30 m).

Z litologického hľadiska ide o nevápnité alebo slabo vápnité červenohnedé prachové ílovce (vz. BZK-729b, tab. 18 a 19) tvoriace v sivozelených, zelených až ocelovosivých ílovcoch polohy hrubé niekoľko cm a dm. V ich minerálnom zložení prevláda kremeň a muskovit (sericit), v menšej miere je zastúpený plagioklas, chlorit a oxidy Fe. Veľmi nízky je obsah kalcitu. Pestré ílovce sa striedajú s tenkými vrstvami jemnozrnných kremenno-karbonátových pieskovcov, pričom $P : I = 1 : 10 - 1 : 15$ a lokálne stúpa na $1 : 3 - 1 : 5$. Ak sa pestré ílovce rytmicky striedajú s ostatnými ílovcovými typmi, ktoré môžu byť aj vápnité, je to v pomere $P : I = 3 : 2$ až $2 : 3$. V tejto fácií sa pri Poliakovciach zistil manganolit (vz. BZK-729a, tab. 18 a 19).

Pieskovce sú sivomodrasté, jemnozrnné, laminované a tvoria prevažne vrstvy hrubé 2 – 15, ojedinele do 30 cm. Bežne je zvrstvenie Tc(d) a Tbc(d), kde interval Tc tvorí prevažne šikmá čerinová alebo vlnová laminácia. Vrstvy sú laterálne stále a pod vplyvom tektonickej deformácie môžu byť budinované. Na vrstvových plochách sú miestami ichnofosílie *Scolicia*. Na bázach pieskovcových vrstiev sú niekde prúdové, vlečné alebo odrazové stopy. Jedno meranie doložilo smer a zmysel paleoprúdenia zo S na J.

Miestami blízko pestrých ílovcov vystupujú hrubšie pieskovcové vrstvy. V oblasti Soboša vrstvy (60 až 80 cm hrubé) strednozrnného až hrubozrnného drobového pieskovca (s nevýraznou pozitívnou gradáciou a vlnovou lamináciou) alternujú s polohami ocelovosivých ílovcov (hrubých 3 – 4 m). V spomenutých ílovcoch vystupujú polohy (hrubé 10 – 50 cm) fialových ílovcov. Jz. od Valkoviec je cca 1,2 m hrubá pieskovcová vrstva. Pieskovec je sivomodrý, na báze strednozrnný, smerom k stropu veľmi jemnozrnný, paralelne a vlnito laminovaný. Na plochách laminácie je ichnofosília *Chondrites*. V nadloží vrstvy sú ocelovosivé a vápnité hnedozelenkasté ílovce pripomínajúce zlínsky litotyp. V slede ílovcov sa objavujú polohy fialových prachových sludnatých ílovcov. Jv. od Poliakoviec sú v stropnej časti niekoľko desiatok metrov dlhej zóny pestrých ílovcov 30 – 40 cm hrubé vrstvy sivomodrých jemnozrnných paralelne laminovaných pieskovcov – belovežský litotyp.

V tesnej blízkosti pestrých ílovcov sa odobrali vzorky vápnitých ílovcov a na základe výskytu druhov *Blackites spinosus* (Deflandre et Fert) Hay et Towe, *Cylicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Discoaster multiradiatus* Bramlette et Riedel, *Discoaster saipanensis* Bramlette et Riedel, *Chiasmolitus bidens* (Bramlette et Sullivan) Hay et Mohler, *Helicosphaera compacta* Bramlette et Wilcoxon, *Pontosphaera* sp., *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski, *Rhabdosphaera tenuis* Bramlette et Sullivan a *Tribrachiatus orthostylus* Shamrai poskytli vek stredný eocén – zóna NP-16 (Žecová in Kováčik et al., 2008a).

Podľa výskytu druhov *Ammodiscus tenuissimus* (Grzyb.), *Ammodiscus latus* Grzyb., *Aschemocella subnodosiformis* (Grzyb.), *Gerochammina conversa* (Grzyb.), *Glomospirella gorayskii* (Grzyb.), *Glomospira gordialis* (J.-P.), *Haplophragmoides stomatus* (Grzyb.), *Hormosina excelsa* (Dylažanka), *Kalamopsis grzybowskii* (Dylažanka), *Nothia excelsa* (Grzyb.), *Paratrochamminoides deformis* (Grzyb.), *Paratrochamminoides gorayskii* (Grzyb.), *Paratrochamminoides heteromorphus* (Grzyb.), *Paratrochamminoides* sp., *Recurvoidella lamella* (Grzyb.), *Recurvoides nucleolus* (Grzyb. *Recurvoides* sp.), *Recurvoides walteri* (Grzyb.), *Reophax pilulifer* Brady, *Reophax* sp., *Reophax splendidus* Grzyb., *Repmanina charoides* (J.-P.), *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Rzehakina epigona* (Rzehak) a *Subreophax scalaris* (Grzyb.) sú foraminiferové spoločenstvá prevažne staroeocénneho až strednoeocénneho veku (Zlinská in Kováčik et al., 2008a, 2010).

Zlínske súvrstvie (35 – 33, stredný eocén – mladší eocén)

Zlínske súvrstvie bystrickej jednotky je v nadloží belovežského súvrstvia a členíme ho na dve základné fácie: 35 – pieskovce s polohami vápnitých ílovcov a prachovcov (pieskovcová fácia), pričom v rámci tejto fácie sú na mape odlišené polohy hrubozrnných drobových pieskovcov a zlepenecov (35a) a polohy s obliakmi a balvanmi exotických hornín (35b); 34 – vápnité ílovce a prachovce s polohami pieskovcov (ílovcová fácia), pričom sú vo fácií samostatne vyčlenené silicifikované ílovce až prachovce (33).

Zlínske súvrstvie bystrickej jednotky tvorí prevažne pieskovcová fácia, ktorá je prechodným, spájacím prvkom medzi strihovským súvrstvom krynickej jednotky a zlínskym súvrstvom vnútornej račianskej jednotky (makovickými pieskovecami). Ílovcová fácia je v niekoľkých nepriebežných pruhoch hrubých niekoľko desiatok

až stoviek metrov. Všeobecne platí, že pieskovcová fácia tvorí hlavne spodnú časť zlínskeho súvrstvia, kým ílovcová dominuje v jeho vrchnej časti.

35 pieskovce s polohami vápnitých ílovcov a prachovcov (pieskovcová fácia)

Pieskovcová fácia (pieskovce vo výraznejšej prevahe nad ílovcami) tvorí v mapovanom regióne podstatnú časť náplne zlínskeho súvrstvia.

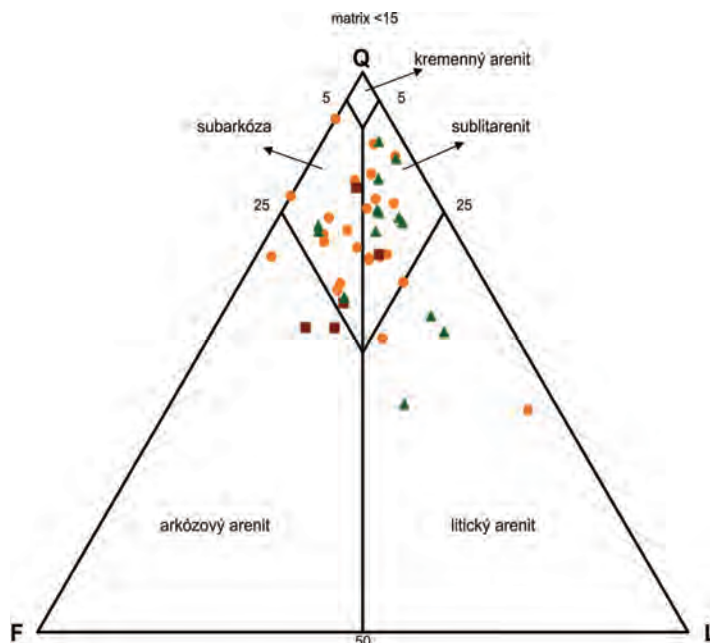
Pieskovcové vrstvy sú hrubé 3 až 200 cm. Najväčšie zastúpenie majú jemnozrnné až strednozrnné drobové pieskovce, niekedy s vyšším podielom klastických svetlých slúd. Pieskovcové vrstvy sú bežne pozitívne gradované a v bazálnej časti majú vrtúsené obličky kremeňa. Stupeň vytriedenia potom stúpa smerom nahor. Sú sivé až sivomodrasté, no väčšinou sú zvetrané dohnedá až okrovohneda. Bežne sa v nich vyskytujú intraklasty sivých a sivozelených ílovcov, často už len vo forme vyvetraných otvorov veľkých niekoľko cm. Pozorovali sa kompozície Tab a Tabc. Lamináciu zvyrazňujú klastické sludy a rastlinný detrit. V hrubších vrstvách sa vyskytuje amalgamácia a erózne kontakty.

Jemnozrnné až strednozrnné karbonatické pieskovce sú sivomodrasté, tvoria paralelne a väčšinou šikmo čerinovo laminované vrstvy hrubé 5 – 50 cm, vystupujúce v štruktúrnej kompozícii – Tab, Tbc a Tab(d). V bazálnej časti vrstiev sú stopy po prúdení, vlečné ryhy a ichnofosílie (napr. *Scolicia*).

V pieskovcovej fácii zlínskeho súvrstvia sú aj niekoľko dm až 1 m hrubé polohy sivozelených ílovcov alebo prachovcov, striedajúce sa s tenšími vrstvami jemnozrnných laminovaných pieskovcov.

Vyskytovať sa môžu aj polohy tenkovrstvovitého flyšu (hrubé niekoľko dm), v ktorých sa striedajú tenké vrstvy jemnozrnného pieskovca s ílovcami a prachovcami približne rovnakej hrúbky. Smerom do nadložja pribúda ílovcový komponent.

Ílovce sú tmavosivé, hnedozelené, sivozelené, miestami aj oceľovomodrasté, väčšinou vápnité, miestami prachové alebo piesčité. Prachovce bývajú obohatené o muskovit a rastlinný detrit. Ílovce tvoria vrstvy hrubé až niekoľko desiatok cm, ojedinele 2 – 3 m. Pomer P : I = 10 : 1 – 5 : 1 a miestami klesá až na P : I = 1 : 1. Iv odhadujeme na 0,2 – 1,6, pri tenkovrstvovitom vývoji môže dosiahnuť hodnotu 10 a viac.



Obr. 22. QFL diagram pieskovcov (sensu Pettijohn et al., 1972) zlínskeho súvrstvia bystrickej jednotky (zostavil Kováčik na základe údajov Derca a Siráňovej in Kováčik et al., 2008a, 2010). Príslušnosť analyzovaných pieskovcov k vyčleneným litostratigrafickým jednotkám a faciám: pieskovcová fácia (35) – oranžové krúžky, drobové pieskovce a zlepenec (35a) – hnedé štvorce, ílovcová fácia (34) – tmavozelené trojuholníky.

Tab. 20

Zastúpenie minerálov v sedimentoch zlínskeho súvrstvia bystrickej jednotky (Derco in Kováčik et al., 2008a)

Zastúpenie minerálov (hm. %)																
Vzorka	Metóda	Qtz	Pl	Kfs	Ms (III)	Chl	Cal	Dol	Sd, Mgs	Oxidy Fe, Ti, Mn	Ap	Py	Org. hm.	Iné	Suma	Názov horniny
BZG-406	RTG+ CHSA	34,1	11,9	–	33,0	11,2	6,7	–	–	3,1	–	–	–	–	100,0	ílovec
BZK-703c	RTG+ CHSA	28,6	2,8	–	16,7	6,7	39,7	–	–	4,1	–	–	–	1,4	100,0	vápnitý sivozelený ílovec
BZK-528	RTG+ CHSA	41,7	1,9	–	16,0	6,4	28,4	–	–	3,2	–	–	–	2,4	100,0	vápnitý zelený ílovec

Tab. 21
Chemické zloženie sedimentov zlínskeho súvrstvia bystrickej jednotky

Chemické zloženie (hm. %)															
Vzorka	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Str. žih.	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	S _{celk.}	TOC	Suma
BZG-406	61,19	0,82	14,98	4,99	3,75	2,58	0,06	1,41	3,14	6,78	1,40	0,09	–	–	101,19
BZK-703c	40,73	0,38	7,95	4,13	22,22	1,68	0,16	0,33	1,59	20,61	1,88	0,07	<0,01	0,17	101,90
BZK-528	52,68	0,37	7,30	4,01	15,91	1,60	0,06	0,22	1,52	15,82	1,92	0,06	0,42	0,55	102,44

Pieskovce tejto fácie sa prevažne klasifikujú ako subarkózy až sublitenity. Lokálne sa vyskytujú arkózy a kalklitické arenity (obr. 22, oranžové krúžky). Na ich zložení sa zúčastňuje kremeň (monokryštalický 6 – 61 %, polykryštalický 3 – 65 %) a silicity (do 13 %), hojné sú Na-Ca živce (do 13 %) a K živce (do 11,9 %). Z úlomkov hornín sú dominantné karbonáty (do 35 %), miestami sa vyskytujú granitoidy (do 8,8 %), metamorfity (do 8,9 %), vulkanity (do 2,5 %), pieskovce (do 2,1 %) a bridlice (do 2,6 %). Z ostatných zložiek je zastúpený hlavne muskovit (do 10 %), biotit (do 4 %), niekde glaukonit (do 6 %) a chlorit (do 1 %). Bežná je základná hmota (do 10 %), miestami sa vyskytuje vápnitý cement (lokálne až do 31 %) a ojedinele aj kremitý cement (do 7,9 %).

Zhodnotením vápnitého nanoplanktónu sa stanovil strednoeocénny (zóna NP-16) až mladoeocénny vek (NP-19, Žecová in Kováčik et al., 2008a, 2010).

35a drobové pieskovce a zlepence

Vo východnej časti bystrickej jednotky je táto fácia v skúmanom regióne sledovateľná v pruhu pieskovcov blízko kóty Dúbrava (348 m n. m.), Sobošská (342 m n. m.), Vrch (358 m n. m.) a v opustenom lome západne od Kručova. Vystupuje vo forme zrejme laterálne vyklinujúcich šošovkovitých telies medzi pieskovcami. Na geologickej mape (Kováčik et al., 2011c) sú vyznačené tam, kde sa konglomeráty koncentrujú výraznejšie a majú zrná s väčším priemerom (Ø viac ako 4 – 5 mm).

Zlepence tvoria medzi drobovými pieskovcami vrstvy hrubé 0,6 – 3 m a pravdepodobne aj hrubšie. Obliaky sú prevažne z kremeňa a klastov hornín (Ø = 6 – 20 mm), suboválné, miestami subangulárne opracované. Matrix je väčšinou strednozrnný, piesčitý alebo ílovito-piesčitý, často zvetraný, rozpadajúci sa, hrdzavookrový. V strednozrnných až hrubozrnných kremenno-drobových pieskovcoch sú bežné vtrúsené obličky kremeňa (Ø = 3 – 6 mm) a sediment má v takých prípadoch charakter paramikrokonglomerátu. Miestami sa obličky zdajú byť koncentrované v bazálnej časti vrstiev. Pieskovcové vrstvy sú hrubé 0,5 – 2 m a niekedy ich oddeľujú tenké vložky sivozelenkastých ílovcov. Kontakty zlepenkových a pieskovcových vrstiev sú často erózne a amalgamované, sprevádzané závalkami ílovcov (resp. intraklastov).

Pieskovce tejto fácie sa väčšinou klasifikujú ako arkózové arenity, subarkózy a sublitenity (obr. 22, hnedé štvorce). Tvoria ich kremeň (monokryštalický 16 – 51 %, polykryštalický 3 – 29,1 %) a silicity (do 3,5 %), v hojnej miere aj Na-Ca živce (6 – 15 %) a K živce (3,2 – 15 %). Z úlomkov hornín sú dominantné karbonáty (do 15 %), miestami sa vyskytujú granitoidy (do 5,8 %), metamorfity (do 5,2 %) a vulkanity (do 0,8 %). Z ostatných zložiek je zastúpený muskovit (do 4 %) a biotit (do 4 %). Bežná je základná hmota (do 10 %) alebo vápnitý cement (do 18 %).

V západnej časti bystrickej jednotky sa táto fácia v skúmanom regióne nachádza v šošovkách na celom území. Je súčasťou drobových a kremenno-drobových pieskovcov s veľkou prevahou nad prachovcami a ílovcami, ktoré sa vyvinuli iba zriedka. Hrubozrnné pieskovce tvoria bázy cyklov. Tam sú masívne a často ich nahrádzajú aj hrubé a tenké vrstvy zlepencov, prevažne parazlepencov. Iba sporadicky sa v hrubozrnných pieskovcoch vyskytujú aj tenšie vložky pomerne dobre vytriedených ortozlepencov s minimálnym obsahom jemnozrnej piesčitej základnej hmoty a s výplňovým až dotykovým tmelom. Podľa zrnitosti variability (od 2 do 4 mm, zriedkavejšie aj viac mm) parazlepence zaradujeme medzi mikrokonglomeráty resp. granulové zlepence. Základná hmota je jemnozrnná, piesčitá a často je v rovnakom podiele ako obliaky. Tmel je prevažne vápnitý. Hrubozrnné pieskovce a zlepence sú svetlohnedé, svetlosivohnedasté, po zvetraní až hnedé.

Obliaky v zlepencoch zastupuje hlavne oválny a poloovalný kremeň. Zriedkavé sú klasty bielych a ružovkastých poloostrohranných živcov (plagioklasov a ortoklasov) a prípadne aj plochodiskovité obliaky červených, zelených a sivomodrých ílovcov a svetlohnedých prachovcov (2 x 4 mm). Ojedinele sa vyskytujú aj ploché obliaky (do 2 až 3 mm) metamorfovaných hornín a úlomky jemnozrnných kvarcov.

V jednotlivých častiach tejto fácie sú v minerálnom a petrografickom zložení pieskovcov minimálne rozdiely. Podobne malý rozdiel v pestrosti zloženia obliakov – extraklastov je aj pri zlepencoch (prevládajú monomiktné kremenné zlepence).

Bez ohľadu na postavenie v litostratigrafickej tabuľke je charakteristika hrubozrnných drobových pieskocov a zlepcov spoločná. Pre všetky výskyty je typické, že polohy zlepcov a hrubozrnných drobových pieskocov sú na báze mnohých opakujúcich sa cyklov a tvoria vrstvy hrubé niekoľko dm až 1,5 m. Odhadovaná hrúbka šošoviek je od 20 do 50 m a dĺžka dosahuje 300 až 500 m. Iba ojedinele je dĺžka až do 1 km.

Vek vyčlenených zlepcových pruhov je rozdielny a odhadujeme ho na základe superpozície voči biostratigraficky datovaným polohám ílovcov, ktoré sú súčasťou pieskovcovej fácie zlínskeho súvrstvia. V oblasti kóty Sosoniny (474 m n. m.) má fácia vek NP-16 alebo mladší, v oblasti Michalovej hory (529 m n. m.) až po Dukance (522 m n. m.) je NP-16 alebo starší a vo vrcholových častiach kóty Rovienky (549 m n. m.) sú polohy tejto fácie veku NP-18 alebo mladšom.

35b obliaky a balvany exotických hornín

V záreze Kašelovho potoka cca 700 m jz. od kóty Muchova hora (472 m n. m.) sa našli exotické obliaky a bloky karbonátov. Obliak ($\varnothing = 40$ cm) svetlosivého karbonátu s krémovobiелou patinou (vz. BZB-411-2, Derco in Kováčik et al., 2008a) sa stanovil ako kryptokrystalický vápenec s prímесou kremeňa. Blok (1,2 x 0,8 x 0,4 m) sivozelenkastého karbonátu so žilkami kalcitu (vz. BZB-412, l. c.) bol stanovený ako chuchvalcovitý vápenec.

Pre nesúvislú odkrytosť sa forma ich vystupovania posudzuje ťažko, ale medzi dokumentačnými bodmi BZB-411 a BZB-412 vystupuje v malom odkryve ílovito-piesčité sediment s chaotickou textúrou a s veľkým množstvom závalkov sivozelenkastých ílovcov.

Podobne ako Koráb (1978) predpokladáme, že ide o podmorské sklzové teleso. Autor (l. c.) v opisovanej fácií vyzbieral širšiu paletu vzoriek, ktoré sa stanovili (Kullmanová, Salaj a Ďurkovič in Koráb, 1978) ako vápnité ílovec – slieňovec (apt – alb), piesčité vápenec s globigerinami, kryštalický dolomit (trias?), brekciovitý vápenec a pevné vápnité ílovce s globigerinami (eocén ?).

V tomto pruhu (cca 500 m SSZ od Soboša) našiel Pesl (1960, dok. bod č. 24) obliak bližšie neurčeného vápenca ($\varnothing = 8$ cm).

34 bystrické vrstvy: vápnité ílovce a prachovce s polohami pieskocov

Do týchto vrstiev sú zaradené fácie, v ktorých dominuje ílovcovo-prachovcový komponent, a zároveň fácie flyšového charakteru. Charakteristickým litotypom sú tvrdé, prevažne vápnité, často sivozelenkasté, hnedozelené (khaki), tmavosivé až svetlosivé prachové ílovce. Miestami je pozorovateľná guľovitá odlučnosť resp. vyvetrávanie. Niektoré ílovce sú premenlivo vápnité. Mierne vápnité a nevápnité prachové typy sú často kemité, tvrdé, krehké a ojedinele sa čriepkovito rozpadajú. Lokálne sa v rámci vrstiev pruhovite striedajú rôznofarebné variácie ílovcov.

Pri mapovaní sa zaznamenal aj výskyt tvrdých, výrazne vápnitých prachových, miestami jemnopiesčitých slieňovcov, niekde laminovaných s tabuľkovitým rozpadom. Sú svetlosivé až sivomodrasté a na niektorých miestach sa na nich tvorí sivobiely až popolavý práškový povlak. Zodpovedajú ľáčkému typu (tzv. ľáčké sliene). Tieto slieňovce tvoria v už opísaných ílovcach polohy hrubé cca 60 cm alebo samostatné horizonty hrubé niekoľko metrov. Ílovce a prachovce majú medzi pieskovcovými vrstvami miestami podobu tenkých vložiek, no väčšinou polôh hrubých 0,6 – 0,8 m. Výnimkou nie sú ani samostatné vrstvy hrubé 2 – 10 m, ale zrejme aj hrubšie.

Pieskovce vystupujú vo vrstvách hrubých (0,05) 0,1 – 1,2 m, ale najčastejšie sú hrubé 0,2 – 0,6 m. Jedným z typov sú veľmi jemnozrnné až jemnozrnné a väčšinou veľmi dobre až dobre vytriedené tvrdé kemité pieskovce s glaukonitom a vápnitým tmelom, niekedy s prímесou živcov sivozelenkastých až sivomodrastých živcov, miestami „skelného“ vzhľadu (tzv. skelniaky).

Bežným typom sú aj jemnozrnné až hrubozrnné drobové pieskovce väčšinou mierne až veľmi slabo vytriedené, často s prímесou svetlej sludy a živcov, ktoré sú za čerstva sivé a zvetrané sivohnedé. Veľa rás sú pozitívne gradačne zvrstvené. V takom prípade sa v bazálnej časti vyskytujú obličky – klasty ($\varnothing = 2 - 3$ mm) z kremeňa alebo z litických úlomkov hornín, miestami chaoticky vtrúsených v rámci celej vrstvy. Ojedinelý nie je ani výskyt intraklastov sivozelenkastých ílovcov. Drobové pieskovce sa na niektorých odkryvoch striedajú s pieskovcami s glaukonitom a vyskytujú sa aj jemnozrnné až strednozrnné karbonatické sivomodrasté pieskovce typické pre flyšovú fáciu. Drobové pieskovce sú väčšinou vo výraznej prevahe. Vo všeobecnosti je prítomná paralelná, vlnová až čerinová laminácia, ojedinele s prechodom do konvolúcie. Na bazálnych plochách sa objavujú stopy po vlečení, prúdové stopy, stopy po vtláčaní a miestami ichnofosílie (napr. *Ophiomorpha*).

Vrstvy majú bežne vyvinutú štruktúrnú kompozíciu Tab, Tabc a Tbc, ale niekde sa pozorovali aj intervaly Tabc(d), T(acd) a T(abd), prípadne aj Tabc(de). Vrstvy pieskocov sú miestami amalgamované.

Pomer P : l = 1 : 2 – 1 : 6, ale lokálne môže poklesnúť až na 1 : 10 a možno aj na menší. lv sa pohybuje od 0,2 do 1,6. Do opisovanej fácie sú na geologickej mape (Kováčik et al., 2011c) zahrnuté aj výskyty, ktoré by mohli zodpovedať vychylovskému súvrstviu (Potfaj, 1989; Potfaj et al., 2003).

Mikroskopickým štúdiom sa pieskovce stanovili ako jemnozrnná až strednozrnná subarkóza až jemnozrnný sublitenit (obr. 22, tmavozelený trojuholník). Petrograficky ich tvorí kremeň, +/- klastické karbonáty, glaukonit, plagioklas, akcesoricky, +/- K živec, +/- biotit, pyrit, +/- skameneliny spolu spevnené karbonatickým tmelom. Miestami sú zastúpené strednozrnné až jemnozrnné kalklitické arenity, ktoré tvorí kremeň, karbonáty, plagioklas, akcesoricky muskovit, biotit a pyrit. V jednom prípade sa stanovil strednozrnný až hrubozrnný arkózový arenit zložený z kremeňa, karbonátov, plagioklasu, K živca, akcesoricky z muskovitu a pyritu.

RTG difrakčnou analýzou (Derco in Kováčik et al., 2008a) sa stanovilo, že sa na skladbe vápnných ílovcov zúčastňuje kalcit, kremeň, sericit, plagioklas, +/- K živec a chlorit (tab. 20 a 21).

Zhodnotením vápnného nanoplanktónu sa určil vek stredný až mladší eocén (zóny NP-16 – NP-19) na základe výskytu druhov *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Discoaster barbadiensis* Tan, *Discoaster saipanensis* Bramlette et Riedel, *Discoaster tanii nodifer* Bramlette et Wilcoxon, *Helicosphaera compacta* Bramlette et Wilcoxon, *Helicosphaera euphratis* Haq, *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini et Ritzkowski, *Transversopontis obliquipons* (Deflandre) Hay, Mohler et Wade (Žecová in Kováčik et al., 2008a, 2010).

33 silicifikované ílovce a prachovce

Fácia sa nachádza na troch miestach v sz. časti bystrickej jednotky: jz. od Lukavice (severne od kóty Budamová, 540 m n. m.), južne od Rešova a západne od Vyšnej Vole.

Jz. od Lukavice sú v nadloží svetlohnedých ostrohranne až črepinovito rozpadavých nevápnných prachovcov vrstvy svetlohnedých až svetlohnedozelenkastých silicifikovaných prachovcov a ílovcov s črepinovito-lastúrnatým rozpadom. Nepravá hrúbka pruhu silicifikovaných sedimentov dosahuje až 50 m.

Druhý výskyt je južne od Rešova, kde sa silicifikované sedimenty vyskytujú v úlomkoch až poloodkryvoch pozdĺž cesty v oblasti Andrejovej hory (543 m n. m.) v najvyšších častiach cyklov. Spodné časti cyklov tvoria vrstvitité hnedasté strednozrnné pieskovce prechádzajúce do sivozelenkavých jemnozrnných až veľmi jemnozrnných nevápnných pieskovcov („skelniakov“). Najvyššiu časť cyklov zastupujú ostrohranné tenkovrstvičkovité sivé a sivozelenkasté silicifikované prachovce a ílovce. Hrúbka pruhu silicifikovaných hornín neprekračuje 10 – 15 m, preto ho na mape nevyčleňujeme. Výraznejší je pruh západne od Rešova, kde je nad vrstvami hrubozrnných a strednozrnných pieskovcov poloha hnedočervených až červených strednozrnných vápnných drobových pieskovcov, červených jemnozrnných nevápnných kremenno-drobových pieskovcov a červenkastých silicifikovaných prachovcov. Najvyššiu časť zastupujú červenkasté a sivé silicifikované ílovce. Po prerušení pruhom silicifikovaných strednozrnných a jemnozrnných pieskovcov sú opäť svetlohnedé až žltkastohnedé silicifikované ílovce s ostrohranným až lastúrnatým rozpadom. Rozpad je často pozdĺž vrstvičiek a lamín (hrúbka 1 – 2 cm a 2 – 5 mm).

Tretí výskyt je západne od Vyšnej Vole, kde sú v delúviu úlomky silicifikovaných sedimentov. Silicifikované ílovce až silicity sú svetlohnedé a majú ostrohranný až lastúrnatý lom. Podľa roztrúsených úlomkov je poloha pravdepodobne hrubá iba niekoľko metrov a tvorí vrchnú časť cyklu, ktorý smerom do podlažia zastupujú sivozelenkasté laminované jemnozrnné pieskovce s malým obsahom glaukonitu. Spodnú časť cyklu tvoria hnedasté, hnedozelenkasté strednozrnné pieskovce, pričom sú na báze vrstiev zriedka aj mechanoglyfy. V okolí silicifikovaných ílovcov sú pomerne často aj úlomky svetlosivých kalových vápencov. Silicifikované litotypy v tejto lokalite sa podobajú silicifikovaným ílovcom v oblasti Budamovej (540 m n. m.).

Vek tejto fácie nie je priamo stanovený a odhadujeme ho na stredný až mladší eocén.

Krynická jednotka

Krynická jednotka je najjužnejšou tektonicko-litofaciálnou jednotkou magurského príkrovu. Na jej litostratigrafii sa zúčastňujú tri súvrstvia (od najstaršieho po najmladšie) – pročské, strihovské a malcovské (obr. 23). Geologická stavba jednotky v študovanom regióne nie je homogénna, a preto v nej rozlišujeme západnú (úsek sz. od Raslavíc), strednú (úsek medzi Raslavicami a Topľou) a východnú (úsek východne od Tople) časť.

Vo východnej časti jednotky nie je taká faciálna pestrosť ako v strednej alebo v západnej. V úseku východne od Tople tvorí jednotku výhradne strihovské súvrstvie, v strednej časti sú zastúpené všetky tri súvrstvia a pre západnú časť je charakteristická prítomnosť malcovského a v menšej miere aj strihovského súvrstvia.

Pročské súvrstvie (32, mladší paleocén – ?starší eocén)

Pročské súvrstvie vystupuje lokálne pri južnom okraji študovaného regiónu v strednej časti krynickej jednotky. V starších prácach sa zaradovovalo do paleogénu bradlového pásma (napr. Matějka et al., 1964a, b; Nemčok, 1990; Nemčok et al., 1990; Molnár in Kaličiak et al., 1991a, b). V zhode s interpretáciou Potfaja

(in Žec et al., 1997, 2005b) ho pokladáme za súčasť krynickej jednotky magurského príkrovu. Jasenovské vrstvy, vyčlenené a definované v strednej časti Nízkych Beskýd (Potfaj in Žec et al., 2005b, 2006) ako prechodná fácia medzi pročským a strihovským súvrstvom, sme v sledovanom regióne nezistili. Kontakt týchto súvrství je na povrchu tektonický. Hrúbku pročského súvrstvia odhadujeme na 200 – 300 m.

32 karbonátové pieskovce a piesčité vápence s polohami ílovcov, slieňovcov a prachovcov

Je to stredne až tenko zvrstvená flyšová fácia (lokálne s hrubšími pieskovcovými vrstvami), v ktorej karbonatické pieskovce prevažujú nad ílovcami. Na mape je zobrazená na severných svahoch kóty Haľagoš (647 m n. m.), kde je iba vo forme úlomkov v delúviu, a preto sa detailnejšie študovala v niekoľkých odkryvoch tesne mimo študovaného územia.

V odkryve pri novom zásobníku pitnej vody v Proči (mimo mapovaného územia) tvoria súvrstvie sivé až modrosivé strednozrnne karbonatické pieskovce (vrstvy sú hrubé do 25 cm) v rytmickom striedaní sa s mäkkými vápnitými ílovcami hrubými do 15 – 20 cm (obr. 24a). Sú prevrásnené a vyvinuté v komprimovanej zóne s vergenciou vrás na S aj J.

V lome pri Demjate (mimo mapovaného územia) sa ojedinele vyskytujú aj obliaky (predovšetkým hrubozrnny kvarcit, kremenec, ílovitá zelená bridlica, výnimočne aj sivoružový vápenec) s priemerom do 20 cm v nahor sa zjemňujúcim gradovanom sivohnedom pieskovci. Hrubé pieskovcové vrstvy prechádzajú do polôh s menšou hrúbkou (30 – 40 cm) a striedajú sa s vápnitými kalovcami, ktoré sú pretínané kalcitovými žilkami. Tento vývoj postupne prechádza do tenkovrstvovitého flyšu s polohami jemnozrných sivohnedých pieskovcov s občasnými polohami droбноobliakových zlepcov s priemerom obliakov do 20 cm.

V záreze hlavnej cesty pri severnom okraji Demjaty (mimo mapovaného územia) sú čiastočne odkryté hrubé vrstvy strednozrných až hrubozrných karbonatických pieskovcov až piesčitých detritických vápencov s vnútornou štruktúrnou kompozíciou Ta, Tab a Tac alebo Tabc. V tomto profile sú aj tenké až stredne hrubé vrstvy pieskovcov rovnakého zloženia prevažne so štruktúrnou kompozíciou Tab, Tbc alebo Tc(d).

Pieskovce klasifikujeme ako kalklitické arenity (obr. 25, modré krúžky). Dominantne sa skladajú z karbonátov (30 – 59 %), v menšej miere je zastúpený kremeň (monokryštalický 9 – 11 %, polykryštalický 4 – 7 %), silicity (do 3 %), Na-Ca živce (3 – 7 %) a K živce (do 4 %). Z vedľajších zložiek je ich súčasťou muskovit (do 2 %), biotit (do 1 %) a miestami aj glaukonit (do 1 %). Hojný je vápnitý cement (9 – 26 %) a niekde aj fosílie (v jednej vzorke 29 %).

Lokálne sú medzi pieskovcami detritické vápence, v ktorých nápadne dominuje karbonátová zložka (89 %). Podradne je zastúpený monokryštalický kremeň (7 %), K živce (1 %), muskovit (1 %) a biotit (1 %).

Vek pročského súvrstvia sa nám nepodarilo priamo doložiť, ale jeho vrchné ohraničenie je pravdepodobne staroeocénneho veku. Možno to predpokladať podľa jeho superpozície v podloží strihovského súvrstvia, ktorého spodná časť je staroeocénna.

LITOSTRATIGRAFICKÁ TABUĽKA KRYNICKEJ JEDNOTKY					
Vek	grafické zobrazenie	hrúbka (m)	litostratigrafická jednotka		
OLIGOCÉN		1500 – 2000	malcovské súvrstvie 23 - vápnité ílovce a pieskovce (flyšová fácia) 24 - pieskovce s polohami vápnitých ílovcov 24a - pieskovce s polohami zlepcov 25 - menilitové vrstvy 26 - pestré ílovce		
		300 – 500	strihovské súvrstvie 27 - strihovské pieskovce 27a - pieskovce s polohami oligomiktných zlepcov 28 - piesčité ílovce 29 - polymiktné zlepenice s exotickými obliakmi 30 - ílovce s polohami pieskovcov (flyšová fácia) 31 - pestré ílovce		
			200 – 300	pročské súvrstvie 32 - karbonátové pieskovce a piesčité vápence s polohami vápnitých ílovcov, slieňovcov a prachovcov	
				?	
PALEOCÉN					

Obr. 23. Litostratigrafická tabuľka krynickej jednotky (zostavil Kováčik a Kobulský).



Obr. 24. Krynická jednotka: **a** – tenkovrstvovité až strednovrstvovité pieskovce a ílovce (32) pročského súvrstvia (Proč, mimo mapovaného územia, foto L. Gazdačko); **b** – polymiktný zlepenec s exotickými obliakmi (29) v strihovskom súvrství (zárez potoka jz. od Kukovej, foto L. Gazdačko); **c** – piesčité ílovce (28) strihovského súvrstvia (zárez potoka Topola jz. od Dukoviec, foto L. Gazdačko); **d** – kremité ílovité bridlice menilitových vrstiev (25) malcovského súvrstvia (foto L. Gazdačko).

Strihovské súvrstvie (31 – 27, starší eocén – mladší eocén)

Strihovské súvrstvie je mohutný, niekoľko 100 m (odhadom 300 – 500 m) hrubý komplex pieskocov so zlepenčovými polohami a s podradným zastúpením ílovcov. Prvý raz ho definoval ako strihovské vrstvy Leško in Leško et al. (1964) a pomenoval ho podľa obce Strihov, kde je typicky vyvinuté. Neskôr sa úsek krynickej jednotky s výskytom strihovského súvrstvia vyčlenil ako samostatný strihovský príkrov (Potfaj in Bezák et al., 2004a, b, 2009).

Podstatnú časť súvrstvia tvoria kremenno-drobové (strihovské) pieskovce s polohami prachocov aj ílovcov (27) a miestami sú aj polohy monomiktných zlepenčov (27a). Významnou a na geologickej mape (Kováčik et al., 2011c) samostatne vyčlenenou faciou sú polymiktné zlepence s obliakmi exotických hornín (29). V nadloží polymiktných zlepenčov vystupujú piesčité ílovce (28). V strihovskom súvrství sú zastúpené aj strednovrstvovité až tenkovrstvovité pieskovce, ílovce (flyšová fácia, 30) a pestré ílovce (31).

31 pestré ílovce

Vo východnej časti mapovaného územia krynickej jednotky sa pestré ílovce našli v úzkom pruhu južne od Francoviec. Pre nedostatočnú odkrytosť a zároveň tesnú blízkosť s násunovou plochou krynickej jednotky

nie je ich pozícia v súvrství celkom jasná. Podľa teritoriálnej príslušnosti ich pokladáme za súčasť sledu flyšovej fácie strihovského súvrstvia.

Fialové až hnedočervené piesčité a prachové ílovce s muskovitom sa vyskytujú s tenkými polohami piesčitých sivozelenkastých ílovcov. Na sporadický výskyt polôh „červených piesčitých ílovcov“ v tomto území upozornil aj Koráb (1978). Na zložení vzorky stanovenom RTG difrakčnou analýzou sa zúčastňuje sericit (muskovit), kremeň, plagioklas, K živec a v menšej miere chlorit (vz. BZB-515, Derco in Kováčik et al., 2008a).

Biostratigrafickým hodnotením foraminifer z tejto lokality sa na základe výskytu druhov *Repmanina charoides* (J.-P.), *Glomospira serpens* (Grzyb.), *Paratrochamminoides heteromorphus* (Grzyb.), *Reticulophragmium amplexens* (Grzyb.), *Nothia excelsa* (Grzyb.) a *Gerochammina tenuis* (Grzyb.) stanovil jej vek na stredný eocén (Zlinská in Kováčik et al., 2008a).

Pestré ílovce sa zistili aj vo fácii drobových pieskovcov vo vrte GV-28 (Varcholová et al., 1992) sz. od Giraltovciev. V hĺbke 4 m sa v zvetranom až rozpadavom pieskovcovom komplexe navráta poloha „ílu fialovej farby“ hrubá 1 m (nie je jasné, či ide o pravú hrúbku).

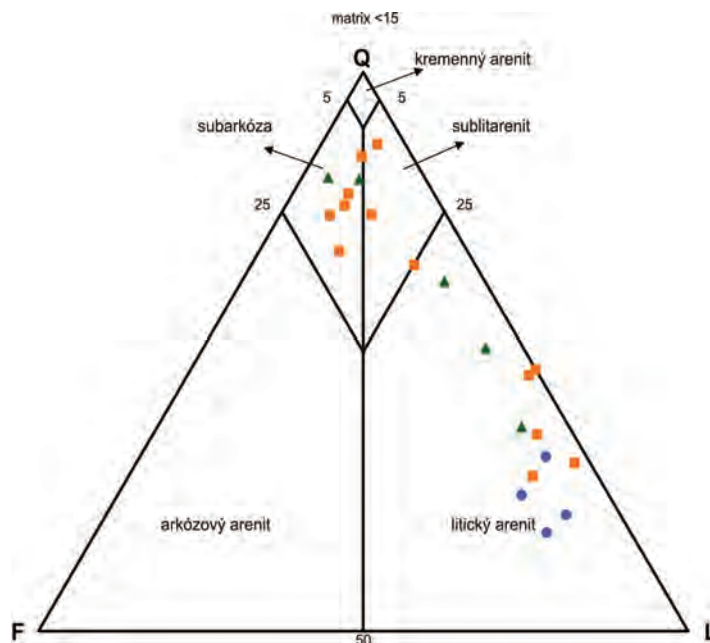
V strednej časti mapovaného územia krynickej jednotky je najväčšia poloha pestrých ílovcov vo východnom prítoku rieky Sekčov severne od chatovej osady pri Demjate a ďalší výskyt je južne od Kukovej. Fáciu tvoria pestré hnedočervené až tmavočervené ílovce vystupujúce spolu so svetlosivými ílovcami a vrstvy jemnozrnného pieskovca hrubé 25 – 30 cm, ktoré obsahujú množstvo dispergovanej svetlej sludy. Svojím charakterom sa veľmi podobajú pestrým ílovcom belovežského súvrstvia bystrickej jednotky.

30 ílovce s polohami pieskovcov (flyšová fácia)

Vo východnej časti mapovaného územia krynickej jednotky táto fácia vystupuje v dvoch pruhoch tiahnucich sa východne od Tople v smere ZSZ – VJV.

Charakteristickým znakom je strednorytmické, miestami drobnorytmické flyšové striedanie jemnozrnných až strednozrnných laminovaných pieskovcov s polohami resp. vložkami ílovcov v pomere P : I = 1 : 2 – 1 : 3. Lokálne sa pomer alebo vyrovnáva, alebo sú pieskovce v prevahe. Pieskovce sú dobre vytriedené, bežne karbonatické (vz. BZB-680, Derco in Kováčik et al., 2008a), sivé, sivozelené, zelenkasté až sivomodré, zvetrávajúce do hnedosiva. Petrograficky ich tvoria karbonáty (vápenkové klasty), kremeň, v menšej miere plagioklas a muskovit stmelené karbonatickým tmelom. Akcesoricky je zastúpený K živec, biotit a pyrit. Vzorka (l. c.) sa stanovila ako jemnozrnný litický arenit – kalklitit. Pieskovce tvoria vrstvy hrubé 2 až 35 cm – drobnorytmický flyš. V polohách, v ktorých dominujú pieskovce, vystupujú vrstvy hrubé 45 – 80 cm a zrejme aj hrubšie. Vrstvy sú v bazálnej časti masívnejšie a smerom k stropu laminované. Bežná je paralelná laminácia zvýrazňovaná klastickým muskovitom, v menšej miere biotitom a rastlinným detritom, podľa ktorej sa pieskovec charakteristicky rozpadá na laminy a tenké dosky (0,5 – 1 cm a hrubšie). Pozorovala sa aj vlnová a šikmá čerinová laminácia. Bežné sú intervaly Tab a Tb, ale vyskytuje sa aj zvrstvenie Tabc. Na bazálnych plochách vrstiev sa nachádzali stopy po vlečení, prúdové stopy a ichnofosílie (napr. *Scolicia*). Ojedinele sa vyskytujú drobné intraklasty ílovcov.

Ílovce sú bežne prachové s muskovitom, miestami piesčité, ojedinele laminované, sivé, sivozelenkasté, ocelevosivé až okrovohnedé. Miestami sú silno zvetrané a vystupujú vo forme sivého až modrastého ílovitého bahna. Sú premenlivej hrúbky, ale bežne tvoria polohy hrubé 5 – 30 cm a niekde aj oveľa hrubšie. Charakterizovaná fácia má v istých polohách (drobnorytmický flyš) výrazne podobné znaky ako belovežské súvrstvie a zrejme aj to bol v minulosti dôvod na jeho vyčlenenie v tomto území (Leško a Samuel, 1968).



Obr. 25. QFL diagram pieskovcov (sensu Pettijohn et al., 1972) pročského a strihovského súvrstvia krynickej jednotky (zostavil Kováčik na základe údajov Derca a Siráňovej in Kováčik et al., 2008a, 2010). Príslušnosť analyzovaných pieskovcov k vyčleneným litostratigrafickým jednotkám a fáciám: pročské súvrstvie (32) – modré krúžky, strihovské pieskovce (27) – oranžové štvorce, flyšová fácia (30) – tmavozelené trojuholníky.

Pôvodne sa definovalo ako kobylnické vrstvy (Leško, 1960d). Potfaj in Žec et al. (1997) flyšovú fáciu (s podobnými znakmi ako v našom území) v spodnej časti strihovského súvrstvia opisuje ako „prechodnú“ litofáciu do podložných pročských vrstiev.

Pieskovce tejto fácie klasifikujeme ako subarkózy a kalklitické arenity (obr. 25, tmavozelené trojuholníky). Dominantne ich tvorí kremeň (monokryštalický 26 – 49,6 %, polykryštalický 2 – 13 %), silicity (do 6,2 %), Na-Ca živce (4 – 7 %) a K živce (do 4,7 %). Z úlomkov hornín sú zastúpené metamorfity (do 3,1 %) a v hojnej miere karbonáty (do 46 %), z vedľajších zložiek muskovit (2 – 10 %) a biotit (2 – 10 %). Hojný je vápnitý cement (9 – 19 %) a miestami aj základná hmota (do 7 %).

Paleoprúdové indikátory pozorované na bázach pieskovcových vrstiev potvrdili smer toku gravitačných prúdov z JV na SZ a z JJZ na SSV.

Hodnotením vápnitého nanoplanktónu sa stanovil vek na starší eocén (NP-13, podľa výskytu druhu *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel, Žecová in Kováčik et al., 2008a) až stredný eocén (NP-17), na základe výskytu druhu *Helicosphaera compacta* Bramlette et Wilcoxon (l. c.). Hodnotením foraminifer na základe výskytu druhov *Trochammina lamella* (Grzyb.), *Reophax subnodulosa* Grzyb., *Ammodiscus serpens* Grzyb. a *Reticulophragmium tenuissimum* (Grzyb.) to bol stredný až mladší eocén (Zlinská in Kováčik et al., 2008a).

V strednej časti mapovaného územia krynickej jednotky spodné časti tejto fácie tvorí drobnorytmický flyš, pre ktorý je charakteristické striedanie sa dm polôh jemnozrnných až strednozrnných pieskovcov (obyčajne hrubých 20 až 60 cm) a dm až cm vložiek piesčitých a ílovitých bridlíc. Objavujú sa spravidla v stredných a vyšších častiach strihovského súvrstvia a tvoria ich polohy vápnitých modrastosivých aj zelenkastých mäkkých ílovcov, často s drobnými stopami po ryhovaní dna drobnými úlomkami. Smer paleoprúdenia sme určili od J na S. Drobnorytmický flyš smerom do nadložia prechádza do strednorytmického s pieskovcovými vrstvami hrubými zvyčajne 20, miestami do 100 cm. Vrstvy olivovozeleného ílovca až kalovca sa striedajú s paralelne a šikmo laminovanými jemnozrnnými pieskovecami hrubými do 10 – 20 cm.

29 polymiktné zlepenice s obliakmi exotických hornín

Polymiktné zlepenice s obliakmi exotických hornín tvoria fáciu hrubú niekoľko metrov, maximálne 20 – 30. Vo vyššej časti tejto fácie sa objavujú hrubšie vrstvy strednozrnných až hrubozrnných pieskovcov, mikrokonglomerátov alebo balvanovitých zlepenicov najmä s vápencovými a kremencovými obliakmi veľkými od 5 do 50 cm. Ak sa vyvíjajú priamo z flyšovej fácie, ich matrix je ílovito-piesčitý až ílovitý, modrastosivý, sludnatý, ale najmä deformovaný a kontrastne sfarbený.

Mišík et al. (1991a) z tejto fácie opisuje pestrú zmes hornín – metalydity, kryštalické vápence, ortoruly a granity kryštalínika, permské ryolity, bázičné vulkanity, arkózy a arkózové kremence, triasové tmavé vápence s ostrakódami a foraminiferami, jurské kremité vápence s rohovcami, zelenkavosivasté kremité rádioláριοvé vápence, tmavé škvrnité slienité vápence (“fleckenmergel”), biomikrity dogersko-malmského veku, kimeridžsko-titónske plytkovodné a pelagické vápence, mladojurské až starokriedové vápence s kalpionelami a tiež rôzne kriedové, paleocénne až strednoeocénne vápence a pieskovce s foraminiferami.

Vzorky exotických obliakov tejto fácie sa bližšie študovali na lokalitách jjz. od Kukovej (d. b. BZG-359, BZG-361, BZG-364, Boorová in Kováčik et al., 2008a, 2010) a v oblasti jz. od Dukoviec.

Od Kukovej boli opísané pelagické vápence biančonského typu. Z hľadiska štruktúry ide o biomikrit/biomikrosparit (*wackestone*). Mikrofácia je rádioláριοvo-spongiová. Asociácia mikroorganizmov poukázala na mladojurský resp. starokriedový vek (berias).

Vzorky BZG-359c, BZG-359d, BZG-359m pochádzajú zo škvrnitých vápencov (l. c.). Obliak s označením BZG-359c charakterizuje biomikritová/biomikrosparitová (*wackestone/packstone*) štruktúra a rádioláριοvo-spongiová mikrofácia. Vzorka BZG-359d sa zaraďuje medzi biomikrity – biomikrosparity (*wackestone*) so spongiovou mikrofáciou a BZG-359m medzi biomikrosparity (*wackestone*). Na základe identifikovaných mikrofosílií sa určil spodnoalbský vek škvrnitých vápencov.

Z lokality jz. od Kukovej (dok. bod BZG-361) pochádza obliak škvrniteho vápenca označený BZG-361b. Z hľadiska štruktúry ide o biomikrit/biomikrosparit (*wackestone*). Zistená asociácia mikroorganizmov poukazuje na vrchný alb – cenoman. Vzorka BZG-361/1a reprezentuje rádioláριοvý vápenec šmuhovitého charakteru. Rádioláριοvá mikrofácia, typická pre túto vzorku, je známa zo Západných Karpát hlavne z dogeru – spodného malmu. Aj vzorka BZG-361/4 je šmuhovitá resp. škvrnitá. Mikrofácia je spikulitovo-rádioláριοvá. Okrem iných biogénov sa vo výbruse zistili prierezy časti schránok juvenilných štádií amonitov a problematický prierez, ktorý najpravdepodobnejšie patrí *Calpionella alpina* Lorenz. Je to jediný, aj keď nepriaznivo zachovaný, prierez kalpionelidnej formy vo všetkých študovaných vzorkách z oboch lokalít. Za predpokladu, že naozaj ide o *Calpionella alpina* a táto forma je *in situ*, možno študovaný sediment (vzorku BZG-361/4) zaradiť do vrchného titónu až spodného valanžinu. Pre vzorku BZG-361h je typická krinoidovo-bivalviovo-machovková

mikrofácia pravdepodobne liasového veku (Boorová in Kováčik et al., 2008a, 2010). Z ostatných hornín, ktoré tvoria skúmané obliaky, sú prevažne zastúpené magmatity (granodioritové a kremenné porfyryty), silicit a kremenný pieskovec (Derco in Kováčik et al., 2008a).

Vzorka BZG-364/7a reprezentuje laminovaný sediment. Pôvodne najpravdepodobnejšie tiež išlo o rádioláριοvý vápenec. Mikrofácia je rádioláριοvo-spikulitová. Vek nemožno presne doložiť stratigraficky významnými organickými zvyškami, ale pravdepodobne ide o doger – starší malm.

Zo širšieho stratigrafického spektra poskytla lokalita Dukovce na štúdium pestrejší materiál ako lokalita Kuková (Boorová, l. c.).

Opísali sa pseudoolitové vápence s výskytom planktonických krinoidov *Saccocoma* sp. v plytkovodnom vývoji, ktoré sa vyskytujú v centrách riasových (cyanofytových) hľuziek, ale aj v základnej hmote. Najpravdepodobnejšie sú to vápence mladšej jury – malmu, ale vylúčiť nemožno ani starokriedový vek.

Vápenec so šmuhovitým alebo škvrnitým charakterom a rádioláριοvo-spikulitovou mikrofáciou sa na základe celkového charakteru vzorky a aj vzhľadom na istú analógiu s údajmi Mišíka et al. (1991a) podmienenčne (nepriítomnosť indexových fosílií) zaraďuje medzi „fledenmergly“ so stratigrafickou pozíciou mladší lias – starší doger.

Fosílné zvyšky vyskytujúce sa v „laminovanom“ sedimente, z ktorého pochádza študovaný obliak označený ako vzorka Du-10a-2, umožnili úvahu alebo čiastočnú koreláciu s biohermnými a pribiohermnými vápencami staršieho paleocénu Mišíka et al. (l. c.). Potvrdenie, alebo vyvrátenie tohto predpokladu si bude vyžadovať ďalšie detailné štúdium viacerých obliakov.

Vek fácie (29) sa na základe prvého výskytu druhu *Chiasmolithus expansus* (Bramlette et Sullivan) Gartner a posledného druhu *Tibrachiatus orthostylus* Shamrai určil na starší eocén (zóna NP-12).

28 piesčité ílovce

V záreze potoka Topoľa v priamom nadloží hruboobliakovitých polymiktných zlepenecov vystupuje asi 100 m hrubá poloha hnedosivých až tmavosivých piesčitých ílovcov s červenkastým povlakom, miestami s úlomkami preuholnatej rastlinnej sečky. Je to novovyčlenená fácia a vyžaduje si bližšiu špecifikáciu a štúdium.

Vek tejto fácie nemáme priamo doložený, ale podľa relatívnej stratigrafickej pozície voči podložným zlepencom s exotickými obliakmi je vek týchto sedimentov rovnaký alebo mladší ako zóna NP-12, teda starší eocén.

27 strihovské pieskovce: kremenno-drobové pieskovce s polohami prachovcov a ílovcov

Vo východnej časti mapovaného územia krynickej jednotky (východne od Tople) fácia vystupuje v dvoch pruhoch. Je to hrubovrstvová sukcesia s výraznou prevahou drobových pieskovcov, kým ílovce sú zastúpené iba podradne. Pieskovce sú väčšinou stredozrnné až hrubozrnné (miestami jemnozrnné), často kremenno-drobové s úlomkami hornín sivej a zvetraných hnedosivej až hrdzavookrovej farby. Sú slabo, miestami až zle vytriedené. Bežne sú v nich intraklasty sivozelenkastých ílovcov, niekde reprezentované len vyvetranými otvormi (veľkými 1 – 5 cm). Základná hmota je jemnozrnná ílovito-piesčitá, miestami vápnitá. Pieskovce často a dobre podliehajú zvetrávaniu, drobovo sa rozpadajú na piesčité elúvium a niekde v nich možno pozorovať vápnité guľovité a eliptické konkrécie (odkryv v Giraltovciach-za pílou, PD). Vrstvy opisovanej fácie sú v niektorých prípadoch v stropnej časti jemnozrnejšie a paralelne laminované. V pieskovcoch sa objavujú šupinky svetlej sludy (zrejme muskovitu) veľké až 2 mm, čierne zrnká (biotit?) a stopy rastlinného detritu. Charakteristickým znakom je výskyt vtrúsených obliáčikov prevažne kremeňa a silicitov bielej až tmavosivej farby subangulárne až suboválne opracovaných ($\varnothing = 2 - 5$ mm). Ide o mikrokonglomeráty s podpornou štruktúrou (jemnozrnného až hrubozrnného) pieskovcového matrixu – paramikrokonglomeráty. Niekedy sa zdá, že sa obliaky (klasty) koncentrujú v spodnej časti vrstiev. Vrstvy drobových pieskovcov dosahujú hrúbku 0,6 – 3 m a zrejme bývajú aj hrubšie. Sú väčšinou amalgamované, ale ich vzájomný vzťah pre nedostatok súvislých a dobre odkrytých profilov často nie je jasný. Niekde sú vrstvy oddelené tenkými vložkami (2 – 10 cm) hrubých nevápnitých piesčitých ílovcov a výrazne laminovaných zelenosivých prachovcov.

V strihovských pieskovcoch miestami vystupujú intervaly flyšovej fácie, ktorá, pokiaľ nie je dostatočne hrubá, sa kartograficky samostatne nevyčleňuje. Vrstvy (hrubé 20 – 30 cm) jemnozrnných až stredozrnných na báze masívnych a smerom k stropu paralelne laminovaných (Tab) sivých pieskovcov s karbonatickým tmelom sa striedajú s polohami sivomodrastých alebo zelenkastých ílovcov. Lamináciu pieskovcov bežne zvyrazňujú klastické sludy a rastlinný detrit. Bázy majú hrubozrnný kremenno-drobový charakter a smerom k stropu sa zjemňujú do paralelnej laminácie – Tab. Pozorovali sa aj paralelne laminované vrstvy s prechodom do nevýraznej čerinovej laminácie – Tbc. V drobových pieskovcoch sa lokálne vyskytujú aj polohy drobno-rytmického flyšu s hrúbkou pieskovcových vrstiev do 10 cm. Ílovce lokálne tvoria vrstvy hrubé 3 – 4 m.

Na styku flyšovej fácie a strihovských pieskovcov (napr. sv. od Kobylíc) vidno alternáciu litotypov v prechodnom úseku. Vrstvy jemnozrnných až strednozrnných paralelne laminovaných (dobře vytriedených) sivých až sivomodrých pieskovcov sa striedajú s vrstvami jemnozrnných až strednozrnných kremenno-drobových pieskovcov s prímiesou živcov. Vrstvy drobových pieskovcov sú pozitívne gradované, ich bázy majú mikrokonglomerátový charakter (obliaky s \varnothing maximálne 3 mm), tvorí ich kremeň a biele, sivé a ružové kvarcity. Z mapovania vyplýva, že tento horizont je pravdepodobne hrubý niekoľko desiatok metrov.

V strednej časti mapovaného územia krynickej jednotky je typickým znakom tejto fácie prítomnosť hrubých vrstiev pieskovcov a miestami tenkých vrstiev ílovcov hrubých do 15 cm. Pieskovce sú hnedosivé, sivé až ocelevosivé, premenlivo vápnité, jemnozrnné až hrubozrnné. Miestami obsahujú glaukonit (oblasť severne od Strednej hory – 516 m n. m.). Pieskovce tvoria polohy hrubé niekoľko desiatok m. Polohy drobnobliakových zlepcov sú hrubé od 1 do 3 m a skladajú sa z malých až stredne veľkých obliakov predovšetkým tmavého kremeňa, úlomkov vápencov, pieskovcov a metamorfovaných hornín s dobrým opracovaním. Pieskovce sú často drobové a v hrubších vrstvách sa vyskytujú konkrécie dosahujúce priemer 70 cm (severne a južne od Strednej hory, doliny západne od Želmanoviec). Ílovce sú väčšinou vápnité, piesčité, zelenosivé alebo tmavosivé.

Strihovské pieskovce klasifikujeme ako subarkózy, sublitenity a kalklitické arenity (obr. 25, oranžové štvorce). Dominantne ich tvorí kremeň (monokryštalický 13 – 49 %, polykryštalický do 21,2 %), silicity (do 12 %), Na-Ca živce (do 10 %) a K živce (do 8,5 %). Z úlomkov hornín sú zastúpené granitoidy (do 4,2 %), metamorfity (do 5,8 %), vulkanity (do 1 %), pieskovce (do 1,4 %) a v hojnej miere aj karbonáty (1,7 až 56 %). Vedľajšou zložkou je muskovit (do 3,1 %), biotit (do 6 %), glaukonit (miestami až do 4 %). Hojný je vápnitý cement (do 34,5 %), miestami základná hmota (do 10,7 %) a fosílie (do 1,9 %).

Na základe štúdia nanoplanktónu sa zo strihovských pieskovcov doložil starší (zóna NP-12 na základe prvého výskytu druhu *Chiasmolithus expansus* a posledného druhu *Tribrachiatius orthostylus*) až mladší eocén (zóna NP-18 podľa výskytu druhov *Helicosphaera euphratis* Haq, *Discoaster barbadiensis* Tan, *Discoaster saipanensis* Bramlette et Riedel, Žecová in Kováčik et al., 2008a).

27a kremenno-drobové pieskovce s polohami oligomiktných zlepcov

Vo východnej časti krynickej jednotky je fácia sledovateľná severne, južne a jv. od Giraltoviec a vystupuje vo forme vyklinujúcich šošovkovitých útvarov v drobových (strihovských) pieskovcoch strihovského súvrstvia.

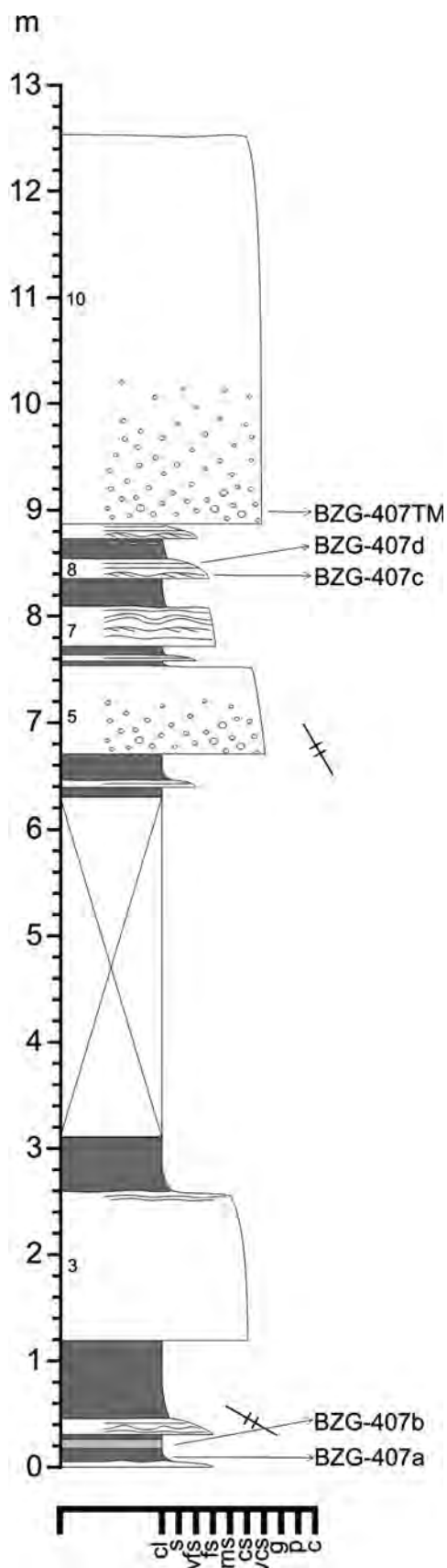
Konglomeráty – parakonglomeráty sú prevažne z kremenných obliakov, z bielych a sivých silicitov, v menšej miere litických klastov hornín ($\varnothing = 5 - 10$ mm), ktoré sú subangulárne až suboválne opracované. Základná hmota je piesčitá, strednozrnná až hrubozrnná, sivohnedá, bežne zvetraná a po zvetraní drobiaca sa. V prevahe sú konglomeráty s podpornou štruktúrou matricou – parakonglomeráty. Bežne sa vyskytujú intraklasty sivých a sivozelenkastých ílovcov.

Konglomeráty tvoria vrstvy hrubé 2 – 3 m a zrejme aj hrubšie, difúzne prechádzajúce do okolitých drobových pieskovcov. V stropných častiach vrstiev je sporadicky deformovaná (synsedimentárna resp. tesne postsedimentárna) laminácia. Miestami je pozorovateľná amalgamácia vrstiev.

Malcovské súvrstvie (26 – 23, mladší eocén – mladší oligocén)

Malcovské súvrstvie (názov podľa obce Malcov na východnom Slovensku) sa v minulosti vyčlenilo ako samostatná litostratigrafická jednotka – richvaldská „séria“ (Šwidziński, 1961). Vývojom a stratigrafickým postavením zodpovedá menilitovým a krosnianskym vrstvám vonkajšej časti flyšového pásma, a preto ju Książkiewicz a Leško (1959) označovali ako menilitovo-krosnianske vrstvy.

Malcovské súvrstvie krynickej jednotky tvorí v regióne niekoľko km široký pás pozdĺž južného a jz. okraja bystrickej jednotky medzi údolím Tople na V a Sekčova na Z. Je hlavným stavebným prvkom raslavického (štruktúra KS1, príl. 1) a richvaldského (štruktúra KZ1, príl. 1) synklinória. Hrúbka súvrstvia v krynickej jednotke je podstatne väčšia (odhadom 1 500 – 2 000 m) ako vo vnútornej račianskej jednotke, pretože sedimentácia tohto súvrstvia sa v krynickej jednotke začala už v spodnej časti mladšieho eocénu (obr. 23). Hlavnou a plošne najrozsiahlejšou fáciou tohto súvrstvia sú sivé vápnité ílovce a prachovce s polohami kremenno-karbonátového pieskovca (flyšová fácia, 23). V niekoľkých polohách sú pieskovce s polohami vápnitého ílovca a prachovca (24) a lokálne aj zlepenca (24a). V spodnej časti súvrstvia sa vyvinuli pestré ílovce (26) a menilitové vrstvy (25) a vo vyšších častiach sa objavujú aj mladšie polohy menilitových vrstiev. Východne od Kobyl je známy výskyt globigerinových slieňov resp. vápnitých ílovcov zelených odtieňov, ktoré dosahujú hrúbku iba 2 m (Nemčok et al., 1990). V súčasnosti výskyt zakrývajú antropogénne skládky, a preto ho nemožno preskúmať. Pre malú hrúbku, ako aj pre uvedenú príčinu ho na geologickej mape nevyčleňujeme.



Typový profil menilitových vrstiev je v rokliach východne od Janoviec. Podľa niekoľkých nesúvislých odkryvov možno vrstvy charakterizovať ako rytmické striedanie tvrdých hrubolaminovaných až tenkolaminovaných (laminy hrubé 0,2 až 1,0 cm) hnedých, tmavohnedých až čokoládovhnedých ílovitých nevápnitých kremitých bridlíc, miestami až silicítov. V spodnej časti tohto profilu sú polohy hrubodoskovitých až tenkodoskovitých svetlosivých a hnedastých vápnitých pieskovcov, prachovcov a jemnozrnného piesčitého vápenca (hrubého až 1 m). Vyššiu časť vrstiev (hrubú cca 5 m) zastupuje striedanie sa vrstvičiek tmavohnedých až hnedých kremitých ílovcov hrubých 1,5 až 2 cm s ojedinelými tenkými doskami (do 2 cm) svetlých nevápnitých, jemnozrnných, zriedka strednozrnných pieskovcov, ktorých počet a hrúbka smerom do nadložia narastá. V tmavohnedých kremitých bridliciach sú ojedinele aj odtlačky šupín rýb alebo drobné pozostatky rýb. Intenzívne stlačené až mylonitizované bridlice menilitových vrstiev sú na plochách foliácie s povlakom kalcitu. Zriedka je na bridliciach povlak žltých až tehlovooranžových síranov a Mn oxidov.

Vyššiu časť vrstiev tvoria tenké vrstvy (2 až 7 cm) jemnozrnných pieskovcov so zriedkavou paralelnou lamináciou a s konvolútnymi textúrami (interval Tc), ktoré do nadložia prechádzajú do veľmi tenkovrstvovitých (1 – 2 cm) jemnozrnných vápnitých pieskovcov až silno vápnitých hrubolaminovaných pieskovcov a prachovcov. Najvyššiu časť vrstvomého sledu menilitových vrstiev zastupujú vápnité ílovce a prachovce s polohami pieskovca, ktoré tvoria bázu – prechod do spodnej časti flyšovej fácie malcovského súvrstvia.

Podobný vývoj menilitových vrstiev je aj medzi Kobylami a Kľušovom, kde v malom odkryve v podloží vápnitých ílovcov malcovského súvrstvia je cca 10 – 15 m hrubá poloha hnedých, svetlohnedých a sivých ostrohranných tenkovrstvičkovitých nevápnitých kremitých ílovcov, zriedka aj so žltlooranžovým povlakom.

Vek vápnitých ílovcov malcovského litotypu, odobraný z flyšovej fácie tesne nad menilitovými vrstvami, sa určil na NP-24 (starší až mladší oligocén) na základe výskytu druhov *Cyclicargolithus abisectus* (Müller) a *Helicosphaera recta* Haq (Žecová in Kováčik et al., 2010). Ale vo vzorkách je množstvo redeponovaných starších druhov vápnitého nanoplanktónu vekového rozsahu mladšia krieda až starší oligocén.

24 pieskovce s polohami vápnitých ílovcov a prachovcov

Pieskovce s polohami vápnitých ílovcov a prachovcov sa v richvaldskom synklinóriu vyskytujú v troch polohách nad sebou sv., južne a jz. od Kľušova a západne od Kobýl. V raslavickom synklinóriu sú v dvoch pruhoch – južnejší je južne od Lopúchova a severnejší východne od Raslavíc smerom na Buclovany. Táto fácia tvorí vo flyšovej fáci malcovského súvrstvia polohy hrubé od 50 do 200 m.

Šošovky nachádzajúce sa sv. od Kľušova a v bazálnych častiach malcovského súvrstvia prevažne zastupuje vysoký podiel vrstiev (hrúbka do 30 – 40 cm) svetlohnedých a hnedožltých strednozrnných až jemnozrnných pieskovcov s menším podielom žltlohnedých prachovcov, ktoré sú hrubo a tenko laminované a s občasným rastlinným detritom na vrstvomých plochách. Iba zriedka sú na bazálnych častiach vrstiev mechanoglyfy. Na základe

Obr. 27. Sedimentologický profil (log) pieskovcovej fácie (24) malcovského súvrstvia krynickej jednotky, Koprivnica (Kováčik); legenda pri obr. 13b.

makropozorovaní ide zvyčajne o kremenno-drobové pieskovce. V hornej časti cyklov nad prachovcami sú iba ojedinele vrstvičky zelenkastých vápnných ílovcov hrubé 2 – 3 cm. Vyššie časti fácie sú s nepravidelnými šošovkami hrubozrnných pieskovcov až mikrokonglomerátov a parazlepcov (24a). Prechod do nadložia je charakteristický stenčovaním vrstiev mikrokonglomerátov a hrubozrnných pieskovcov, striedaním sa hrubých vrstiev vápnných hnedozelenkastých aj sivých stredozrnných drobových, jemnozrnných, miestami laminovaných pieskovcov s vložkami hnedožltých prachovcov a sivých vápnných prachovcov až lastúrnato doštičkovitých kalovcov hrubých 10 – 50 cm. Striedanie cyklov do nadložia je s intervalom niekoľko metrov s postupnou prevahou prachovcov a piesčitých prachovcov nad pieskovcovými vrstvami.

V oblasti jz. od Kľušova sú nad vrstvami hnedých laminovaných jemnozrnných pieskovcov (Tb – 30 cm) časté konvolútne zvrstvené jemnozrnné pieskovce (Tc – 30 cm) a hnedastozelenkasté tenkolaminované prachovce (Td) a vápnné ílovce. Pre sz. pokračovanie pruhu pieskovcovej fácie, ktorá v skúmanom území tvorí najvyššie časti malcovského súvrstvia, sú charakteristické hnedé stredozrnné až hrubozrnné pieskovce, miestami až mikrokonglomeráty, ktoré sú po zvetraní rozpadavé, drobivé a vzhľadom pripomínajú strihovské pieskovce. Tmel týchto pieskovcov nie je výplňový, ale skôr dotykový. Horné časti cyklov sú zo žltohnedých a hnedých nevápnných arkózovitých pieskovcov a prachovcov.

Vek fácie nie je priamo biostratigraficky určený. V richvaldskom synklinóriu sú však šošovky tejto fácie v stratigrafickom nadloží menilitových vrstiev, ktorých vek sa stanovil do zóny NP-24, a podľa toho pokladáme vek tejto časti malcovského súvrstvia za mladooligocénny (obr. 23).

V raslavickom synklinóriu sa fácia vyskytuje južne od Lopúchova, v oblasti Bartošova stráň a južne od Abrahámoviec v pruhoch smeru V – Z až VSZ – VJV a hrúbke do 35 – 50 m. Pieskovce sú hrubozrnné až mikrokonglomeratické, svetlohnedasté, bežne vyvetrané do hrdzavočierna, miestami s mechanoglyfmi. Sú jemnozrnné, jemne sludnaté, majú povahu kremenno-drobových pieskovcov vo vrstvách hrubých do 20 až 40 cm. Menší výskyt je aj na S od Koprivnice, kde sme ho študovali detailnejšie (obr. 27).

24a pieskovce s polohami zlepcov

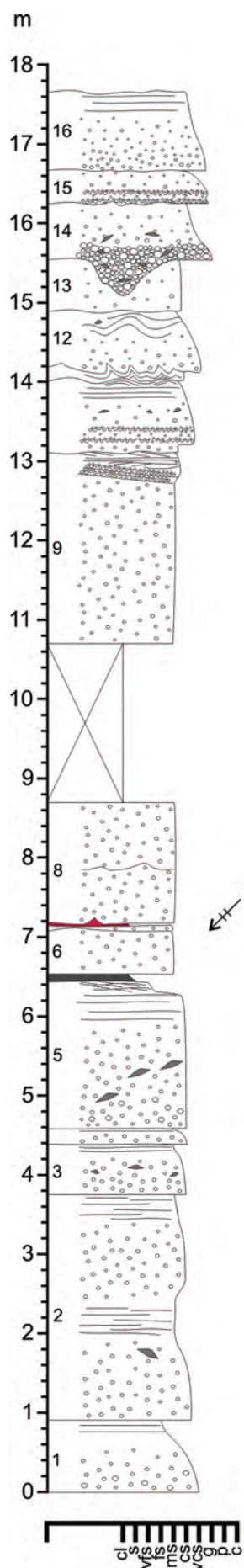
Pieskovce so zlepcovými polohami (resp. pieskovcovo-zlepcová fácia) sa nachádzajú sz., jz. a južne od Kľušova a tvoria tri šošovky na báze alebo vo vrchnej časti pieskovcovej fácie (24). Táto fácia sa podobá na hervartovské zlepenec (Świdziński, 1961).

V prvej, najspodnejšej šošovke sú pieskovce svetlohnedé, svetlohnedastozelenkasté stredozrnné, hrubozrnné až veľmi hrubozrnné, miestami až parazlepenec (mikrokonglomeráty s veľkosťou zrn kremeňa, miestami živcov 2 až 4 mm a závalkami zelených ílovcov). Pravidelne sa vyskytujú aj vrstvy (až do 1 m) svetlohnedastých stredozrnných drobových pieskovcov a pieskovcov s vysokým podielom živcov (typ ako subarkóza). Pomerne často majú po zvetraní sivočierny povlak (Mn oxidy).

Typový profil tejto fácie je v opustenom lome sz. od Kľušova (obr. 28). V profile je takmer stopercentná prevaha pieskovcov a zlepcov nad prachovcami a ílovcami. Pieskovce so zlepcami tvoria vrstvy hrubé do 3 m. Pieskovce sú stredozrnné až veľmi hrubozrnné s roztrúsenými obličkami kremeňa (s priemerom do 2 – 3 mm) a intraklastov zeleného ílovca (0,5 – 2, maximálne 10 cm) v piesčitej hmote (štrčikovitá resp. granulové pieskovce až parazlepenec). Textúra je masívna, miestami sa zachovala gradácia hrubej frakcie, alebo veľmi hrubozrnný pieskovec graduje do paralelne, šikmo čerinovo alebo konvolútne laminovaného jemnozrnného pieskovca (pozitívna distribučná gradácia). Bežné sú trakčné textúry (S1 a S2 intervaly sensu Lowe, 1982). Spodnú časť niektorých vrstiev tvorí zlepenec s podpornou štruktúrou obliakov veľkých 0,2 – 1, maximálne 3 cm. Bázy vrstiev sú erózne (obr. 28a) a bežné sú aj stopy po vtláčaní, ako aj plameňové textúry (obr. 28b). Z jemnozrnných sedimentov sú zriedkavé zelené prachové ílovce – masívne alebo paralelne laminované (Td). V profile sa zistila jedna nepriebežná poloha (šošovka) červenohnedého ílovca. Litofácie A2.4, A2.8, B1.1, B1.2 a C2.1 (sensu Pickering et al., 1986) vznikli pravdepodobne depozíciou z koncentrovaných gravitačných prúdov v kanáloch alebo v prechodných zónach medzi kanálmi a lalokmi.

Hrubozrnné klastiky z profilu majú prevažne charakter subarkóz a zriedkavejšie sú to sublitenity a arkózy (obr. 26, hnedé štvorce). Charakteristický je vyšší podiel živcov (Na-Ca živce 4 – 10 %, K živce 3 – 10 %) a hojný je kremeň (monokryštalický 14 – 67 %, polykryštalický 3 – 41 %). Z úlomkov hornín sú dominantne zastúpené karbonáty (4 – 10 %) a ojedinele vulkanity (do 2 %). Ostatnými zložkami sú sludy (biotit do 2 – 7 %, muskovit 2 – 3 %) a sporadicky glaukonit (do 3 %). Základná hmota je ílovito-sericitická (do 10 %) a cement prevažne vápnný (do 9 %).

V druhej šošovke jz. od Kľušova v odkryvoch hrubých až do 4,2 m je v spodnej časti vrstva (1 m) vápnných drobnozrnných zlepcov – mikrokonglomerátov, ktoré sú masívne a obsahujú prevažne kremenné obliaky veľké 2 – 4 mm, zriedka aj väčšie. Základná hmota je drobivá, piesčitá, tmel zvyčajne dotykový, na povrchu miestami vylúhovaný. Obliaky kremeňa sú polozaoblené až ostrohranné. Vyššiu časť šošovky (hrubú 1,5 m) tvoria mikrokonglomeráty s nevýraznou hrubou doskovitou odlučnosťou (8 až 20 cm) a najvyššiu zastupujú



Obr. 28. Sedimentologický profil (log) pieskovcovo-zlepenčovej fácie (24a) malcovského súvrstvia v opustenom lome pri Kľušove: **a** – erózný kontakt vrstiev č. 13 a 14 (kanálové fácie); **b** – plameňové textúry na báze vrstvy č. 11 (foto a spracovanie M. Kováčik).

hrubovrstvové veľmi hrubozrnné pieskovce. Mikrokonglomeráty a pieskovce sú svetlohnedé. Najvyššie časti tvoria vložky jemnozrnného pieskovca hrubé niekoľko dm, často laminované a krivolupenité, ako aj prachovcov, ktoré cyklus uzatvárajú. Charakteristické pre pieskovcové a zlepenkové vrstvy je, že sú prevažne monomiktné – kremenné. Hrúbka tejto šošovky je až 50 m.

V tretej šošovke jz. od Kľušova sa začína pieskovcovo-zlepenková fácia na báze dvoma vrstvami veľmi hrubozrnných až hrubozrnných pieskovcov hrubými 20 cm, vyššie sú 40 cm hrubé vrstvy mikrokonglomerátov a veľmi hrubozrnných masívnych pieskovcov s prechodom do strednozrnných pieskovcov s nevýrazným paralelným zvrstvením. Najvyššie sú neúplné pieskovcové polohy, miestami s vložkami veľmi hrubozrnných pieskovcov a mikrokonglomerátov a iba zriedka aj s polohami svetlozelených nevápnitých prachovcov. Vo vyšších častiach tejto šošovky je v pieskovcoch evidentný vyšší podiel živcov a pieskovce získavajú vzhľad arkóz až arkózovitých pieskovcov.

23 sivé vápnité ílovcy (malcovský litotyp) a prachovce s polohami kremenno-karbonátového pieskovca (flyšová fácia)

Flyšová fácia je – podobne ako v račianskej jednotke – hlavným stavebným prvkom malcovského súvrstvia. V richvaldskom a raslavickom synklinóriu tvorí výrazné pruhy sv., južne a jz. od Kľušova, západne od Kobýl a východne od Vaniškoviec až po Lužany pri Topli. Charakteristickým znakom fácie je veľká prevaha sivých vápnitých ílovcov (malcovský litotyp) a prachovcov nad vrstvami kremenno-karbonátových pieskovcov. Vo fácií možno od podložia po nadložie vyčleniť tri časti – spodnú, strednú a vrchnú.

Spodná časť flyšovej fácie

Východne od Kľušova sú na báze cyklov vrstvy strednozrnných nevýrazne zvrstvených pieskovcov (1,5 m) a nad nimi hnedé, sivohnedé rozpadavé hrubolaminované prachovce (1 m), ktoré sú po zvetraní až čierne. Vyššiu časť tvorí vložka (0,3 m) karbonátu (dolomit?) s hnedastozelenkastým odtieňom a hrubá poloha hnedých až svetlohnedých hrubolaminovaných prachovcov (1 m), ktoré sú vyššie pomerne ostro nahradené dvoma 0,5 a 0,3 m hrubými vložkami sivočiernych ílovitých bridlíc s vysokým podielom pravdepodobne organickej substancie. Obidve vložky prerušuje poloha hnedých prachovitých bridlíc hrubých 0,7 m. Nad druhou, tenšou vložkou čiernych bridlíc je cca 1,5 m hrubá poloha hnedých až sýtohnedých bridlíc a vyššie 0,3 m hrubá vložka prachovitých bridlíc oranžovočervenej farby, ktoré uzatvára cca 1,5 m hrubá poloha svetlohnedých až tmavohnedých ílovitých bridlíc so žltým povlakom na plochách rozpadu jednotlivých vrstvičiek. Charakteristickým znakom všetkých litotypov je, že sú nevápnité.

V tejto spodnej časti litofácie v odkryvoch južne od Kľušova je striedanie malých cyklov (cca 50 až 70 cm), kde sú na báze 10 – 20 cm hrubé vrstvy strednozrnných vápnitých pieskovcov, vyššie tenkovrstvovité až hrubolaminované jemnozrnné pieskovcov (20 – 30 cm) a hrubolaminované vápnité prachovcov, na vrstvových plochách miestami s rastlinným detritom a šupinkami sludy. Iba zriedka sú vo vrchných častiach cyklov aj sivé lastúrnato doštičkovité kalovce. Ojedinele sú aj tenké dosky zelenkastých laminovaných prachovcov (20 cm), nad ktorými sú hrubé vrstvy zelenkastých vápnitých ílovcov (cca 1 m). Vyššie je rytmické striedanie prachovcov a ílovcov s hrúbkou vrstiev od 15 do 40 cm. V spodnej časti fácie býva zriedka aj hnedastozelený ílovec (hrubý vyše 10 cm), vyššie je vrstva (15 cm) žltohnedého vápnitého prachovca s prechodom do vrstvy (20 cm) žltohnedého vápnitého ílovitého prachovca, nad ním je hnedožltý vápnitý ílovec (7 – 10 cm) a najvyššiu časť tvorí tmavohnedý krivolupenitý ílovec striedajúci sa s tenkými (1 – 2 mm) laminami prachovca (40 cm). Vek spodnej flyšovej fácie pod menilitovými vrstvami sa na základe nanoplanktónu stanovil na NP-23.

Stredná časť flyšovej fácie

Pre začiatok fácie sú charakteristické pieskovcové vrstvy, ktoré tvorí svetlosivý, zvetraný svetlohnedý strednozrnný pieskovec (40 cm) na báze s vlečnými ryhami a s vyšším podielom sludy na plochách vrstiev s prechodom do nadložia do jemnozrnného pieskovca (40 cm) s hrúbkou lamín cca 0,5 cm. Jemnozrnné pieskovce sú prevažne paralelne laminované. Vyššiu časť tvorí poloha (cca 140 cm) zelenkastých prachovcov a až nevýrazne laminovaných vápnitých ílovitých prachovcov s bielym povlakom. Cyklus končia zelenkasté až hnedasté prachovce až ílovce (40 cm).

Začiatok ďalšieho cyklu na báze tvorí 5 – 10 cm hrubá vrstva žltohnedého až hnedožltého jemnozrnného pieskovca s prechodom do prachovca. Vyššie je cca 30 cm hrubá vložka drobivého, doštičkovito rozpadavého hnedého ílovca so zelenkastým odtieňom a v hornej časti s vrstvičkou hnedého prachovca hrubou 2 – 5 cm. Vyššie je vrstva zelenkastého ílovca s hnedým povlakom hrubá 10 – 15 cm a nad ílovcom vložka ostrohranne

rozpadavého vápniteho dolomitu hrubá 5 cm. Najvyššiu časť tvoria (80 cm) zelenkasté vápnite ílovce s ostrohranným až lastúrnatým rozpadom, pričom v spodnej časti je vložka čiernych a hnedočiernych ílovcov s organickou substanciou (vzhľadom sú podobné bituminóznym resp. uhoľným bridliciam) hrubá 5 cm. Charakteristickým znakom hnedých, žltohnedých, ale aj sivých stredozrnných a jemnozrnných pieskovcov je, že sú v spodnej časti cyklov s vrstvami hrubými cca 30 až 70 cm pomerne masívne a majú znaky drobových pieskovcov. Vyššie vrstvy sú bežne tenkodoskovité až hrubolaminované, vytriedenejšie a pomerne často aj so šikmou čerinovou až zvlínenou lamináciou. Iba zriedka sú na báze stredozrnných vápnitých pieskovcov mechanoglyfy. Interval vystupovania bazálnych vrstiev pieskovcov v prachovcovo-ílovcovom vývoji je cca 7 až 10 m. Odhadovaný pomer pieskovcov k prachovcom a ílovcov je cca 1 : 5 až 1 : 10.

Vrchná časť flyšovej fácie

Pre flyšovú fáciu vrchnej časti malcovského súvrstvia (na Z od Kobýl) je typické striedanie sa pieskovcových vrstiev v bazálnej časti cyklov, prachovcových a ílovcových v hornej. Bázu cyklov tvoria prevažne hnedé hrubozrnné pieskovce masívnej textúry s hrúbkou vrstiev cca 40 – 50 cm, nad ktorými sú vrstvy hnedých, miestami aj svetlosivozelenkastých stredozrnných pieskovcov hrubé 15 – 30 cm. Vyššia časť cyklov je z tenkých vrstiev (5 – 7 cm) jemnozrnných pieskovcov s nevýraznou paralelnou lamináciou, nad ktorými sú tenké prachovcové vrstvy. Medzivrstvové plochy jemnozrnných pieskovcov a prachovcov sú obohatené o rastlinný detrit. Iba zriedka sú nad prachovcami cykly ukončené aj 20 – 30 cm hrubými vrstvami sivých až ocelovosivých vápnitých ílovcov s ojedinelou vložkou (10 – 20 cm) sivého piesčitého vápenca alebo sivozelenými, svetlohnedými vápnitými ílovcami. Charakteristickým znakom tejto fácie je aj výskyt hieroglyfových vápnitých až silno vápnitých pieskovcov na báze, pričom prevládajú mechanoglyfy.

Najvyššia časť flyšovej fácie západne od Kľušova je typická striedaním sa vápnitých ílovcov a prachovcov v malých cykloch s hrúbkou 60 až 80 cm. Sporadicky sú na báze hrubšie vrstvy (20 cm) hnedých a žltohnedých stredozrnných pieskovcov. Prevažná časť vrstiev stredozrnných a jemnozrnných pieskovcov je tenkodoskovitá až hrubolaminovaná, miestami čerinovo laminovaná s rýchlym prechodom do prachovcov a/alebo ílovcov. Jemnozrnné pieskovce sú miestami sivé až svetlosivé a majú črty pomerne dobre vytriedeného kremenno-drobového pieskovca s vápňitým tmelom. Podstatnú časť v cykloch tvoria sivé, svetlohnedé, sivohnedé a zelenkasté vápnite ílovce s drobovým tenkodoštičkovitým rozpadom. Pomer P : l je od 1 : 3 do 1 : 6. Najvyššia časť tejto fácie je typicky vyvinutá západne od Kľušova, kde vystupujú sivé a sivohnedé drobové lupenité ílovce s tenkými (niekoľko cm) vložkami prachovca. Podiel ílovcov k prachovcom je 6 : 1 až 10 : 1. Nápadným znakom prachovcových vrstvičiek je ich tenká až hrubá (2 až 5 mm) kontrastná laminácia, zvýraznená tmavosivým až sivočiernym povlakom na laminárnych plochách.

V raslavickom synklinóriu prevládajú sivé, sivohnedé a sivozelenkasté ílovce, ktoré tvoria polohy hrubé zväčša 20 – 200 cm a ojedinele aj nad 5 m. Zvetrávajú sivo až sivožlté. Sú vápnite, pomerne mäkké, nerovnako jemnopiesčité a jemne muskovitické. Pieskovce vo vrstvách hrubých 5 – 60 cm, ojedinele 1 – 2 m, sú jemnozrnné až stredozrnné a pozitívne gradačne zvrstvené. Pelity všeobecne prevládajú nad psamitmi v pomere 5 : 1 až 10 : 1. Ílovce sú lupenité, až doštičkovitej odlučnosti, s črepinovitým rozpadom, premenlivo prachovité a iba miestami pozvoľne prechádzajú do väčších a menších prachovcových polôh. Miestami sú v nich eliptické konkrécie s priemernou hrúbkou 3 – 5 cm. Najhrubšie bývajú v dolinách severne od Stredného vrchu, ako aj južne od Stulian.

V ílovcach flyšovej fácie sa našli spoločenstvá nanoplanktónu v rozsahu zóny NP-18 až NP-24 (mladší eocén až starší oligocén; Žecová in Kováčik et al., 2008a, 2010). Ale flyšová fácia (a tým aj ostatné sprievodné fácie malcovského súvrstvia, obr. 23) je aspoň v richvaldskom synklinóriu mladšieho alebo rovnakého veku ako NP-24, pretože sa vyvinula v stratigrafickom nadloží menilitových vrstiev (medzi Kobylami a Kľušovom), ktorých vek sa stanovil do tejto zóny.

KVARTÉR

Pleistocén

Starší pleistocén

Staropleistocénna akumulácia sa na mapovanom území nezachovala (cf. Kováčik et al., 2011c), resp. sa zistili len jej rudimentárne výskyty. Príčinou je jednak slabá morfológická odolnosť paleogénnych hornín vo flyšovej fáci voči intenzívnej erózii a denudácii a jednak náchylnosť terasových fluvialných a proluviálnych štrkov

na zvetrávanie a ich časté gravitačné „zliezanie“ až zosúvanie po svahoch do nižších polôh, miestami až takmer na úroveň holocénnych nív hlavných tokov. Pozostatky najstaršieho pliocénno-pleistocénneho zarovňavania (*biber*), ktoré dnes tvoria už len ploché chrbty niekdajšej poriečnej rovne alebo o niečo nižšej „plošinovej terasy“ v relatívnej výške cca 150 – 170 m, sú zo sledovaného územia známe, ale výskyt štrkov fluviálneho pôvodu sa na týchto miestach spoľahlivo nepotvrdil. Pozdĺž Tople a jej väčších prítokov sa erózne zvyšky pliocénno-pleistocénneho a najstaršieho staropleistocénneho zarovňavania zachovali v priestore Chmelová – Smilno – Zborov, medzi Dlhou Lúkou a Bardejovskou Novou Vsou, obojstranne na krátkych plochých chrbtoch medzi Hrabovcom a Dubinným, na ľavobreží v okolí Kučina, na pravobreží medzi Nemcovcami a Vyšným Kručovom, na úpätných plošinách v povodí Koprivničky v priestore Kochanovce – Abramovce – Lopúchov a na ľavobreží Tople v pásme Marhaň – Giraltovce. Pozdĺž Ondavy a jej väčších prítokov sú zvyšky stratigraficky zodpovedajúcich plošín medzi Vyšným a Nižným Mirošovom, na S od Jurkovej Vole, medzi Nižným Orlíkom a Nižnou Jedľovou, na S a V od Svidníka, na pravobreží pri Duplíne (chrbty Incovej hory – 303 m n. m. a Tisinskej stráne) a na ďalších lokalitách medzi tokmi Vojtovca a Brusničky.

Z uvedených príčin sa do súčasnosti nezachovali ani bezprostredne mladšie fluviálne štrkové akumulácie „vysokých terás“ mladšej časti staršieho pleistocénu (*donau – günz*). Na ich niekdajšiu prítomnosť poukazujú len morfológicky výrazné erózne stupne a zarovnané plošiny so zriedkavým výskytom zvyškov zvetraných až rozpadavých okruhliakov kremitých pieskovcov, ktoré sa sporadicky vyskytujú aj ako prímies deluviálnych sedimentov vo vyšších častiach svahov. Harčár (1995a) identifikoval erózne úrovne *vysokých terás* na ľavobreží Tople na malých izolovaných plochách medzi Hrabovcom a Dubinným, na S od Marhane (Lažianska a Marhanská hora, 272,8 resp. 292,3 m n. m.) a na jej pravobreží pri Giraltovciach medzi Kalništom a Lúčkou. Pozdĺž toku Ondavy sú zodpovedajúce úrovne ľavostranne medzi Vyšným a Nižným Orlíkom.

Výška erózneho povrchu *vysokých terás* je od 80 do 90 m nad riečnou nivou Tople a 70 – 80 m nad nivou Ondavy. Nikde neklesá pod 70 m.

Z mapovaného územia nie sú známe ani výskyt staropleistocénnych proluviálnych akumulácií v podobe vysokých náplavových kuželov.

Stredný pleistocén

Strednopleistocénna akumuláciu na skúmanom území zastupujú iba fluviálne sedimenty v terasovom vývoji. Z tohto regiónu nie sú doložené ani výskyt strednopleistocénnych proluviálnych akumulácií, ktoré inde vystupujú vo forme *vrchných* a *stredných* náplavových kuželov.

Pri fluviálnych sedimentoch ide o viac-menej izolované, zväčša maloplošné výskyt štrku až piesčitého štrku na medzidolinových chrbtoch alebo na chrbtoch v sútokových častiach bočných dolín s dolinou Ondavy. V doline Tople sa zachovali len plošne menšie erózne stupne, zväčša bez fluviálneho štrku. Piesčité štrky terás (v terasových stupňoch *mindelského* veku, hlavne erózne úrovne bez fluviálnych sedimentov) vystupujú v regióne v štyroch morfológických stupňoch. Dva vyššie patria v geologickej mape (Kováčik et al., 2011c) bližšie nečleneným *vrchným terasám* (*mindel*), ktoré Harčár (1995a) označuje ako vysoké terasy, a dva nižšie rozčleneným stupňom 1. a 2. *strednej terasy* (*starší a mladší riss*), ale z dvoch uvedených nižších stupňov *stredných terás* sa na skúmanom území zachovali iba morfo pozične nižšie – *mladšie stredné terasy*.

Mindel

22 fluviálne piesčité štrky a zahlinené štrky bližšie nečlenených vrchných terás

Tieto sedimenty sa zachovali v dvoch – v mape graficky nerozlíšených – morfológických výškových podstupňoch (úrovniah) *vrchných terás*. Terasy v súčasnosti väčšinou vystupujú len ako morfológické plošiny bez zachovaných sedimentov (ľavobrežie Tople medzi Hrabovcom a Poliakovcami, ľavobrežie Ondavy medzi Stročinom a Duplínom). Sedimenty v podobe silno zahlineného a hlinito-piesčitého štrku sa zachovali len na menších hrebienkoch na sútoku Kamenca a Tople v miestnej časti Košariská v Bardejove, na ľavom brehu Ondavy pri Duplíne, medzi Tisincem a Stropkovom pri sútoku s Chotčiankou a na väčšej ploche najmä medzi Sitníkom a Breznicou. Ďalšie výskyt štrku na ostatných erózných plošinách zodpovedajúcej morfo pozície sa na skúmanom území nezistili.

Subangulárne až suboválne obliaky s \varnothing 1 – 9 cm sú z monomiktného materiálu, prevažne z drobového pieskovca s glaukonitom a z kremenného pieskovca. Povrch obliakov je selektívne, ale koncentricky navetraný až zvetraný a po puklinách sú klasty často rozpadavé. V horných častiach sú premiešané s piesčitou hlinou, ktorá pochádza jednak zo zvetraného piesčitého štrku, úlomkov ílovcov (prachovcov) a z deluviálno-fluviálneho splachu.

Hrúbka štrkovej akumulácie pri Breznici je 2 – 3 m a hlinitý pokryv pri jej okrajoch je hrubý 1 – 3 m (Harčár, 1995a). Výška erózneho zrezu resp. bázy štrkov terasy vyššieho podstupňa je 45 – 58 m a povrch akumulácie 50 – 60 m nad nivou. Nižší podstupeň má erózny zrez v relatívnej výške 30 – 35 m a povrch fluvialnej akumulácie 35 – 40 m nad nivou.

Akumulácie obidvoch terasových stupňov do seba často plynulo prechádzajú, ale morfológický prechod je zväčša neidentifikovateľný. Pôvodné okraje (hrany) terás sú v súčasnosti v dôsledku erózie výrazne premodelované a zahladené. Lokality s výskytom štrku pod vplyvom gravitačných svahových procesov „zliezajú“, a preto sú morfometrické dáta o priamej hrúbke príslušnej fluvialnej akumulácie mierne skreslené.

Mladší riss

21 fluvialne piesčité štrky nižších stredných terás s pokryvom spraší a sprašových hlín

20 fluvialne piesčité štrky nižších stredných terás s pokryvom splachov a deluviálnych hlín

Z dvoch stupňov *stredných terás* všeobecne vyvinutých na území Slovenska sa na sledovanom území zachoval iba mladší, morfológicky nižší stupeň, ktorý sa označuje ako *nižšia stredná (sidelná) terasa* prislúchajúca najmladšiemu obdobiu stredného pleistocénu. Aj jej výskyty sú v porovnaní s inými regiónmi veľmi zriedkavé a s menšou plochou. Rozsiahlejšie akumulácie sa potvrdili len v doline Ondavy z jej ľavobrežia vo Svidníku, no najmä v Stropkove, kde fluvialne štrky pokrýva svahová hlina (20), a v menšej miere z jej pravobrežia v úseku medzi Stročinom a Mestiskom, kde sú piesčité štrky pokryté hrubými sprašovými vrstvami alebo aj sprašovou hlinou (21). V doline Tople sú takéto terasy len mimo územia regiónu. Podľa Harčára (1995a) ide o viaceré výskyty na jej hornom toku v Lukove, v Mokroluhu a na pravobreží v historickom jadre Bardejova.

Litologicky ide o stredné a hrubé (\varnothing 2 – 5 – 10 cm) dobre opracované suboválne štrky so zastúpením strednozrnných až hrubozrnných pri povrchu silno zahlinených pieskov. V nadložných hlinách terás v Stropkove sa piesky objavujú priebežne až po samotný povrch. Všetky štrky sú petrograficky monotónne. Úplne prevládajú rozmanité druhy paleogénnych pieskovcov nad prachovcami tvoriacimi úlomky. Z pieskovcov sú v prevahe strednozrnné glaukonitické a drobové pieskovce nad kremennými a arkózovými. Ojedinele sa vyskytujú obliaky kremeňa s \varnothing do 1 – 3 cm, uvoľnené pravdepodobne zo zlepcových facií. Karbonátové horniny sa nezistili. Všetky štrky sú selektívne, ale zväčša málo navetrané. Patinované sú najmä drobové pieskovce s kôrou navetrania od 1 – 5 mm. Pre štrkové faciie nachádzajúce sa na V od Mestiska je charakteristické časté striedanie polôh hrdzavého štrku a piesku bohatých na hydroxidy Fe s čiernymi polohami bohatými na hydroxidy Mn.

Akumulácie *nižších stredných terás* v dôsledku pokryvu eolických resp. deluviálnych sedimentov netvorí morfológicky výrazné terasové stupne. Báza štrkových vrstiev sa najčastejšie pohybuje vo výške 3 – 10 m nad strednou hladinou Ondavy. Zachovaná hrúbka akumulácie je variabilná, pri hranách terás sa pohybuje od 3 do 6 m a smerom do tylovej časti narastá na 6 – 10 m. Výška povrchu terás sa aj s nadložným pokryvom hlín a spraší pohybuje od 10 do 15 m nad nivou.

Pre pokryvné spraše v Mestisku sú na ich báze typické vložky piesčitých splachov, ktoré smerom do nadložia ubúdajú. Deluviálne až piesčité hliny v nadloží terás v Stropkove majú tmavohnedú až hrdzavú farbu a v umelých odkryvoch sa v nich na styku s podložnými štrkami zistili kryoturbačné formy, najčastejšie mrazové klíny.

Mladší pleistocén

Na rozdiel od už opísaných starších kvartérnych akumulácií mladopleistocénna akumuláciu na skúmanom území zastupuje viac genetických typov uloženín a zachovala sa na väčších a súvislejších plochách. Po stranách hlavných tokov sa priebežne v miestach vyústovania bočných prítokov objavujú proluviálne uloženiny vo forme *nízkych náplavových kuželov* a sporadicky striedavo obojstranne im vekovo zodpovedajúce fluvialne sedimenty *nízkych terás*, ktoré v podloží holocénnych aluviálnych nív zároveň tvoria sedimentárnu dnovú výplň hlavných tokov a niektorých ich väčších prítokov označovaných ako *dnová akumulácia* (cf. Kováčik et al., 2011c). V úpätných častiach svahov, ale i na väčších plochách, napr. na povrchu *stredných a nízkych* fluvialnych terás, sa vyvinuli a zachovali série spraší a ich derivátov tvorené najmä sprašovými hlinami a splachmi zo spraší – vápnitými aj nevápnitými sprašovitými hlinami.

Kvartérne uloženiny, ktoré sa začali akumulovať až vo finálnej časti mladšieho pleistocénu a ktorých akumulácia kontinuálne pokračovala do staršieho holocénu, sú opísané v samostatnej kapitole o prechodnom období pleistocén – holocén. Ide hlavne o proluviálne a deluviálne sedimenty s varietami.

19 **proluviálne piesčité hliny a zahlinené piesčité štrky s úlomkami hornín v nízkych náplavových kuželoch**

Významným fenoménom mladopleistocénnej akumulácie sú proluviálne sedimenty *nízkych náplavových kuželov*. Vystupujú v rozličných vejárovitých, prevažne morfológicky výrazných formách. V apikálnych častiach sú všeobecne strmšie a ich sklon sa postupne smerom k distálnej zóne znižuje. Všetky známe kužele z územia sú postgeneticky terasované a neskôr laterálne vymedzené tak vlastnými, ako aj hlavnými holocénnymi tokmi, do ktorých alúvií kužele vyúsťujú. Všetky identifikované *nízke kužele* sú v miestach vyúsťovania potokov bočných dolín do dolín hlavných tokov.

Na mapovanom území sa *nízke kužele* vyvinuli najmä na ľavobreží doliny Tople v Dubinnom, Kurime a Kučíne, ako aj v úseku Marhaň – Lascov – Brezov a na pravobreží v Kalništi. V doline Ondavy je známy súvekový kužel na jej pravobreží na S od Bokše a v doline Chotčianky pravostranný kužel v Krušinci. Z ostatných výskytov možno spomenúť paralelné kužele ľavostranných prítokov Cerninky z masívu Makovice (655 m n. m.), Širokej hory (574 m n. m.) a Čiernej hory (667 m n. m.) v Cernine v časti Kamenná lúka.

Materiál kuželov, ktorý všeobecne tvorí sivohnedá až hrdzavohnedá piesčitá hlina so striedavým obsahom chaoticky uložených vrstiev nevytriedeného, slabšie opracovaného štrku až angulárnych úlomkov hornín, je často uložený na sedimentoch dnovej akumulácie, alebo syngeneticky prstovite zasahuje do jej centrálnej a vrchnej časti. V doline Tople, napr. v pásme Marhaň – Brezov, sa paralelne vybiehajúce terasované *nízke kužele* spájajú a pozvoľna prechádzajú do súvekej *nízkej terasy*. V Cernine tvorí kužele hruboklastický, chaoticky uložený kamenitý materiál skladajúci sa z angulárnych až subangulárnych pieskovcových blokov a z hrubozrnných zahlinených pieskov.

Povrch kuželov zväčša prekrývajú svahové hliny a splachy v hrúbke 1 – 2 m. V alúviách Tople a Ondavy ich pokrývku občas tvoria aj spláchnuté spraše posledného štádiálu. Ich bázu, často totožnú s bázou dnovej akumulácie, tvoria vrstvy zahlineného piesku, štrku a úlomky hornín s \varnothing 5 – 10 cm, zväčša monotónneho petrografického zloženia lokálnych hornín znosových oblastí. Odhadnutá priemerná hrúbka telies je okolo 5 m, no najväčšie kužele v doline Tople dosahujú v centrálnych častiach hrúbku až 10 m.

18 **fluviálne piesčité štrky a zahlinené štrky dnovej akumulácie v nízkych terasách s pokryvom spraší a sprašových hĺn**

17 **fluviálne piesčité štrky a zahlinené štrky dnovej akumulácie v nízkych terasách s pokryvom splachov a deluviálnych hĺn**

16 **fluviálne piesčité štrky a zahlinené štrky dnovej akumulácie v nízkych terasách a v nivách bez pokryvu**

Fluviálne sedimenty posledného glaciálu tvoria súvislú, ale nerovnomernú výplň dnen dolín všetkých väčších tokov zobrazených v mape (Kováčik et al., 2011c) a označujú sa ako *dnová akumulácia*. Piesčité štrky tejto akumulácie majú takmer všade erodovaný povrch, ktorý je v rozsahu nív prevažne pokrytý superpozične uloženými holocénnymi náplavami povodňovej nivnej fácie (4). Spod holocénneho nivného pokryvu vystupujú na povrch vrstvy štrku a piesku iba v umelých odkryvoch štrkovísk (napr. niva Chotčianky v Stropkove) alebo častejšie v erózných zvyškoch povrchu ich pôvodnej akumuláčnej úrovne, ktorá sa dodnes zachovala vo forme 2 – 5 m (ojedinele až 6 m) vysokého a morfológicky výrazného stupňa *nízkej terasy* pri úpätných okrajoch nív Tople, Rosuckej vody, Kamenca, Cerninky, Ondavy, Ladomirky, Kapišovky, Hrišovho potoka, Mirošovca a Chotčianky. Štrkovopiesčité akumulácie terasy sú často pokryté deluviálnymi, deluviálno-proluviálnymi, deluviálno-fluviálnymi, ale aj eolicko-deluviálnymi a eolickými sedimentmi. Na povrch vystupujú len v terasových hranách, v nárazových brehoch meandrov a v orbou narušených pôdnych pokryvoch.

V doline Kamenca sa fluviálne akumulácie vystupujúce vo forme *nízkej terasy* zachovali pri obci Chmeľová od vyúsťenia Regetovskej vody, no najmä v Zborove v mieste sútoku Kamenca s Rosuckou vodou a v Dlhej Lúke. Priamo v doline Tople sa *nízke terasové akumulácie* zaznamenali striedavo obojbrežne, a to od ľavobrežia v Bardejovskej Novej Vsi a po kratšom prerušení pokračuje na pravobreží od Komárova cez Dubinné a Kurimu, kde sú terasy piesčitého štrku pokryté sprašovými a sprašovitými hlinami (18), pričom v nárazovom brehu meandra Tople je v nápadnej hrane viditeľne odkrytá celá sukcesia *nízkej terasy*. Na ľavobreží Tople je súveká terasa až v pásme medzi Marhaňou a Lascovom. V úseku Komárov – Kurima tvorí terasa ucelenejší úsek a morfológicky si zachováva charakteristický tvar s mierne zvlňneným, no prevažne rovným povrchom a s výraznou ostrou terasovou hranou.

V doline Ondavy sa vrstvy piesčitého štrku *nízkej terasy* objavujú už na jej hornom toku medzi Nižnou Poliankou a Mikulášovou a ďalej v intraviláne Cigly a Dubovej. Nižšie v smere toku sa identifikoval menší izolovaný výskyt pri sútoku s potokom Mirošovec na V od Nižného Mirošova. Lokálne výskyt strieda pomerne

súvislý pás *nízkej terasy* tiahnucci sa na ľavobreží Ondavy od Vyšného Orlíka až pod Svidník, kde sa terasa spája so súvekou pravobrežnou terasou Lodomirky. Po dlhšom úseku bez zachovania terasových sedimentov sa synchronne akumulácie vyskytujú najmä v Stropkove a na ľavobreží Chotčianky, kde ich pokrývajú polohy deluviálnej hliny hrubé až 5 m (17). Z pravobrežných výskytov sú známe bočnými prítokmi segmentované terasy oproti Duplínu a sprašami pokrytá terasa v mieste vyústenia potoka smerujúceho od Rakovčika do nivy Ondavy (18). Z ostatných výskytov možno spomenúť súveku a pomerne súvislú terasu v doline Lodomirky v úseku Krajné Čierne – Ladomirová, ktorú prerušuje prítok Vagrinčika, a izolované torzá terás Kapišovky a Hrišovho potoka.

Eróznno-akumulačná báza vrstiev piesčitého štrku je v dnách hlavných dolín nerovnomerne rozbrázená do lokálnych korýt a to spôsobilo, že jej hĺbka voči hladine súčasných tokov varíruje v rozmedzí –4 až –0,5 m. Na mnohých miestach, napr. v nárazových častiach meandrov alebo pri okrajoch nív, vystupuje flyšové podložie priamo na povrch, a tak hrúbka dosahuje 0 m. Hrúbka vrstiev piesčitého štrku dnovej akumulácie Tople a Ondavy kolíše v rozsahu nív v rozmedzí 0,5 – 2 – 6 m a na miestach so zachovanými *nízkymi terasami* 6 – 10 m. V dnách ostatných väčších tokov je hrúbka menšia a v smere toku veľmi kolíše, najčastejšie v rozmedzí 0 – 2 m v nive a do 6 m v *nízkej terase*.

Štrky dnovej akumulácie hlavných tokov sú z dobre opracovaných čerstvých stredozrnných až hrubozrnných obliakov s \varnothing 2 – 5 – 10, ojedinele aj do \varnothing 20 cm. V miestach prítokov sa v nivách hlavných tokov objavujú slabo opracované až angulárne klasty s výskytom balvanov až pieskovcových blokov. Stupeň zrnitostného vytriedenia je vcelku slabý až mierny, ale štrk sa všeobecne smerom na povrch zjemňuje a v miestach zachovania nivných piesčitých hĺn a hlinokalov prechádza i do hrubozrnného piesku.

Horské potoky majú odlišný charakter sedimentov dnovej akumulácie. Ak sa v nich mladopleistocénna akumulácia zachovala, tak väčšinou vo forme na povrchu aj globálne resedimentovaných piesčitých poloopracovaných štrkov s prímiesou klastík (kamence), často vystupujúcich na povrch spod holocénneho nivného krytu. Ale na väčšine územia sa sedimenty mladopleistocénnej dnovej akumulácie pri horských potokoch úplne nahrádzajú sedimentmi holocénu v piesčito-štrkovitom až piesčito-kamenitom vývoji.

Všetky piesčité štrky *dnových akumulácií* sú petrograficky monotónne. Úplne prevládajú rozličné druhy pieskovcov, menilitov, rohovcov nad siltovcami v úlomkoch. Prítomné sú aj ílovce a zlepenice. V niektorých zónach sú vrstvy a šošovky hrubozrnného piesku nahradené ílovými polohami. Ojedinele sa vyskytujú aj obliaky kremencov a žilného kremeňa \varnothing 2 – 3 cm, pravdepodobne uvoľnené zo zlepeníc. Karbonátové horniny (vápenec rozličného druhu) sa v *dnových akumuláciách* tokov nezistili.

15 eolické prachovité, podradne jemnopiesčité hliny – spraše až eolicko-deluviálne sprašové hliny a splachy zo spraší

Významným fenoménom mladopleistocénneho obdobia v celej skúmanej oblasti Nízkych Beskýd sú malé, ale pomerne časté lokálne výskyty denudačných zvyškov eolických až eolicko-deluviálnych sedimentov, ako je piesčité spraš a sprašová hlina alebo postgenetický vápnitý aj nevápnitý splach z nich, ktoré sa označujú ako sprašové hliny. Spraše a ich uvedené deriváty na území regiónu najčastejšie pokrývajú jv. a južné svahy resp. ich úpätia na okrajoch alúvií a tylových častí terás dolín hlavných tokov.

Najsevernejšie výskyty spraší s prechodom do sprašových hĺn sa zistili v doline Kamenca na jeho pravobreží medzi Zborovom a Dlhou Lúkou. V doline Tople sú to najmä výskyty v Dubinnom s pokračovaním do bočnej doliny na Šašovú a Ortuťovú, v Marhani a v Brezove. V doline Ondavy dominujú spraše (lokálne sprašové a sprašové hliny) na severnom okraji Svidníka, spraše a piesčité spraše jv. svahov v Mestisku, Duplíne, Tisinci, Stropkove a v Breznici.

Okrem úpätných častí svahov sú deriváty spraší deponované aj na fluviálne štrky *nízkych terás* pravobrežia Tople medzi Dubinným a Kurimou a na akumulácie *nízkych a stredných terás* pravobrežia Ondavy v Mestisku a na JV od neho (cf. Kováčik et al., 2011c). Z ostatných výskytov sú známe denudačné zvyšky spraší zo Štefurova, Giraltovec, Nižnej Polianky, Cigle a viaceré reziduálne výskyty medzi Svidníkom a Mestiskom.

Hrúbka sprašových návejev nie je na všetkých výskytoch rovnaká, ale často sa mení. Najčastejšie sa pohybuje od 2 – 10 m, no v Marhani dosahuje až 16,5 m (Mikita et al., 1970a). Rovnako rastie aj v zónach styku terás a úpätií svahov.

Spraše resp. sprašové deriváty posledného glaciálu sa skladajú zo svetložltej, hnedožltej až okrovožltej prevažne prachovitej zložky s premenlivým obsahom ílu, ale najmä s lokálne vyšším obsahom jemnozrnného piesku na báze, ako aj pri povrchu. Tam sú navyše hrdzavo šmuhované. Celkovo ide o pórovité, masívne, väčšinou pevné nevrstvovité zeminy s vertikálnymi puklinami a stĺpovitou odlučnosťou. Malakofauna je veľmi hojná. V horných častiach profilov sú cyklicky jemne zvrstvené (hrdzavé aj biele laminy), na báze je intraformačný splach s obsahom drobných úlomkov hornín zo svahovín a sutiny. Zastúpenie konkrécií CaCO_3

v sprašiach je pomerne nízke a pozoruhodne nízka je aj prítomnosť polymorfného CaCO_3 na niektorých profiloch. Na mnohých miestach sa dokonca v typických pevných svetložltých a hnedožltých sprašiach prítomnosť CaCO_3 vôbec nepreukázala. Príčiny tohto stavu sú v súčasnosti predmetom ďalšieho výskumu.

Na exponovanejších svahoch v menších lokálnych výskytoch sú v sprašiach hojné znaky pôsobenia ronu a gravitačného „zliezania“.

Sprašové hliny sa identifikovali najmä v okolí Tisinca. Sú svetlohnedé až hrdzavohnedé, nevápňité, uľahnutejšie a bez malakofauny. Majú časté náznaky zvrstvenia s prímiesou jemnopiesčitej frakcie.

V sprašiach a sprašových hlinách sú medzivrstvy alochtónneho materiálu v podobe intraformačného splachu, ktorý sa skladá z drobných úlomkov hornín a hrubozrnného piesku pochádzajúcich z deluviálnych sedimentov.

Na súčasných odkryvoch sa v sprašiach ani sprašových hlinách nepodarilo identifikovať náznaky fosílnych pôdnych horizontov. Sedimenty naopak na povrchu často prechádzajú do polygenetických svahových hlín a deluviálnych splachov s úlomkami hornín. Sedimenty sa v nedávnej minulosti ťažili ako tehliarska surovina (Marhaň, Tisinec).

Pleistocén – holocén

V prechodnom období neskorého glaciálu a raného postglaciálu boli pre sledované územie typické procesy svahovej modelácie a s tým spätý vývoj širokého spektra prechodných typov deluviálnych sedimentov – svahovín, sutín a ich kombinácií s proluviálnymi a fluviálnymi sedimentmi. Tento vývoj bol zároveň sprevádzaný priebežnou tvorbou eluviálnych zvetranín, ale najmä procesmi epizodálneho intenzívneho gravitačného pohybu svahových hmôt v podobe enormného počtu zosuvov.

Z hľadiska objemu hmoty a plochy výskytu na území regiónu dominujú deluviálne sedimenty. Okrem nich sa do tohto prechodného obdobia zaraďujú aj niektoré proluviálne sedimenty tzv. *nadnivných kuželov* lemujúcich nivy hlavných i vedľajších tokov v miestach vyúsťovania menších bočných prítokov.

Akumulácia uvedených typov sedimentov sa začala už vo finálnej časti mladšieho pleistocénu, dokázateľne kontinuálne pokračovala do staršieho holocénu a trvá až do recentu.

14 zosuvy: hlinité, hlinitopiesčité, ílovité a hlinítokamenité sedimenty

Celé územie regiónu je silno poznačené svahovými deformáciami gravitačného charakteru (cf. Kováčik et al., 2011c). Zosuvy sa viažu najmä na územia budované flyšovými súvrstviami s vyšším obsahom ílovcov a prachovcov. Predispozíciu destabilizácie svahov a vzniku zosuvov netvorí len strmší reliéf, ale najmä štruktúrne pomery, ako je smer sklonu vrstiev voči spádnicí, svahy destabilizované laterálnou eróziou, tektonické porušenie, klimatické faktory a i. (Nemčok, 1982).

Väčšinou ide o potenciálne plošné až prúdové zvlnené zosuvy v latentnom štádiu, no v poslednom období sa zistil enormne zvýšený počet plošných až prúdových zosuvov v aktívnom štádiu.

Zosuvné telesá sú z blokových balvanitých zahlinených sutín a zo zvetranín, ktoré sú v odlučných zónach hrubé len niekoľko, no v zónach akumulácie aj 20 – 30 m. V pozdĺžnom profile sa zloženie hmoty najmä v dôsledku triedenia transportom mení: V čelovej zóne sú nehomogénne zahlinené bahnité sutiny, v odlučnej oblasti prevládajú zahlinené kamenité a blokové sutiny.

Vek zosuvov možno odhadnúť podľa ich pozície voči súčasným lokálnym eróznym bázam. Najstaršie zosuvy sa zrejme tvorili ešte v pleistocéne. Sú to napr. zosuvy na svahoch v doline Riečky na S od Becherova, zosuvy medzi Stebnikom a Zborovom, na západnom úbočí masívu Makovice (655 m n. m.) medzi Kurimkou a Cerninou, po obvode masívu Kaštielika (648 m n. m.) v priestore Mikulášová – Dubová – Nižná Polianka, v okolí Jurkovej Vole, Svidníka, Hrabovčika, pri Vyšnej a Nižnej Olšave a na mnohých ďalších miestach (cf. Kováčik et al., 2011c). Mladé, morfológicky výrazné zosuvy sú známe napr. zo Želmanoviec alebo z ľavobrežia Tople medzi Brezovom a Giraltovcami.

13 eluviálno-deluviálne piesky a piesčité hliny s úlomkami vo zvetraninových plášťoch

Zvetraniny patria medzi primárne zdroje materiálu deluviálnych sedimentov, ktorými sa zaoberáme ďalej. Primárne zvetraniny resp. zvetraninová kôra sa v dôsledku silnej denudácie spätéj so širokým spektrom gravitačných a fluviálnych procesov na flyšových horninách mapovaného územia zachovali len rudimentárne. Identifikovali sa prevažne na kratších hrebienkoch viažucich sa na bezprostredné výstupy vápňitých a sludnatých alebo kremitých drobových pieskovcov. Zaberajú len malé plochy na ľavobreží Radomky východne od Valkoviec, severne od Giraltovcov a na ľavobreží Ondavy sz. od Duplína.

V umelých odkryvoch na obidvoch lokalitách možno identifikovať hrdzavohnedú, žltohnedú až žltosivú kôru zvetrania hrubú 3 – 4 m vizuálne pripomínajúcu sprašové hliny. Silno zvetrané až rozvetrané a rozpadavé pieskovce (miestami až piesky) si zachovávajú náznak pôvodného zvrstvenia s merateľným smerom sklonu. Polohy prachovcov sú zvetrané do prachu.

Na základe geomorfologických indícií možno v nadloží dnešných výskytov elúvií predpokladať niekdajšiu prítomnosť fluviálnych piesčito-štrkových terasových sedimentov. Upozorňujú na to dodnes zachované erózne plošiny na povrchu elúvií so sporadicky sa vyskytujúcimi pieskovcovými obliakmi. Dá sa predpokladať, že zvetraninová kôra odolala erózii a denudácii práve pre pôvodný výskyt nadložných fluviálnych uloženín.

12 deluviálne sedimenty vcelku, litofaciálne nečlenené svahoviny a sutiny

Ide o najčastejší a plošne i objemovo najrozšírenejší typ sedimentov na celom území študovaného regiónu. Hliny a piesčité hliny svahovín obsahujú premenlivé množstvo skalných úlomkov a v exponovaných častiach až skalných blokov, ktoré dovedna miestami prevažujú. Sedimenty sa vyvinuli a deponovali na rozsiahlejších nie veľmi strmých plochách vnútrohorských svahov a na ich úpäť, na úpäť svahov po okrajoch dolinných nív a terás, prípadne v plytkých záveroch dolín, v dnách suchých dolín resp. dolín s občasným tokom (cf. Kováčik et al., 2011c). Akumulácie svahovín a sutín tvoria zriedka aj celé vnútrohorské pokryvy, ale v záujme väčšej výpovednej hodnoty podložných hornín sú ich plochy výskytu v mape účelovo zredukované.

Hrúbka nečlenených delúvií je variabilná a do veľkej miery závisí od členitosti kvartérneho podložja (iniciálneho reliéfu), strmosti a priebehu svahov. Strmsšie svahy majú priemernú hrúbku sedimentov 0,3 – 3,5 m (veľmi zriedka až 6,5 m), miernejšie 0,5 – 7,5 m.

Striktne vzaté svahoviny tvoria takmer kompaktný pokryv podložja, ale na mape sa zobrazujú, len ak sa odhadujú na hrubšie ako 2 m.

Deluviálne sedimenty sa na skúmanom území vyskytujú v monotónnom druhovom zastúpení, ale zväčša ako hlinito-kamenité, deluviálno-soliflukčné svahoviny. Na hladšie modelovanom reliéfe Stropkovskej a Giraltovskej brázdy vystupujú ako žltohnedé, žltozelenohnedé, svetlohnedé, ílovité, premenlivo piesčité polygenetické svahové hliny s úlomkami pieskovcov, zlepcov a ílovcov, prípadne ako deluviálno-fluviálne splachové hliny pokrývajúce časti strednopleistocénnych a mladopleistocénnych terás Tople a Ondavy v Stropkove.

Z účelového hľadiska sa deluviálne sedimenty bližšie nerozdeľujú a jednotlivé variety sú v mape sústredené do jednej fácie. Sutiny vo forme plošných zosuvov s aktivitou až v recente sú veľmi časté najmä v záveroch dolín a ich situácia je rovnako v mape (l. c.) zaznamenaná.

11 deluviálne hlinito-kamenité, piesčito-kamenité, občas až balvanovité svahoviny a sutiny

Ide o osobitne vyčlenený subtyp deluviálnych uloženín, ktorý sa prejavuje nápadnou resp. výrazne odlišnou litofaciálnou náplňou, charakteristickou prevahou kamenitej až blokovitej zložky nad hlinitou a piesčitou. Vyskytujú sa najmä v horných a strmých častiach svahov hlavných hrebeňov, v sedlách, pod občasnými výstupmi skalného podložja resp. v uzáveroch dolín a všade tam, kde prevláda hrubovrstvovitá až hrubolavicovitá zložka pieskovcov v podložných horninách (cf. Kováčik et al., 2011c).

Zloženie tohto subtypu svahovín závisí od materskej horniny. Materiál je neusporiadaný, frakčne nevytriedený a tvoria ho prevažne pieskovcové úlomky (ojedinele drobné zlepence) najčastejšie dosahujúce Ø do 10 cm, zriedkavejšie aj úlomky až väčšie bloky (Ø do 35 – 50 cm) a v extrémnych prípadoch až bloky väčšie ako 1 m. Smerom nadol po svahu sedimenty postupne prechádzajú do kamenito-hlinitých sutinových sedimentov náchylných na skĺzavanie. Na podklade, ktorý tvoria pevné pieskovce a ílovce, sú bežné drobné ostrohranné úlomky. V kombinácii „zliezania“ s neskoršou soliflukciou a fluviálnou činnosťou občasných silných privalových vôd vznikajú lokálne blokoviská menších rozmerov aj na dne dolín horských potokov. Hrúbka hlinito-kamenitých sedimentov je variabilná a závisí od stavu iniciálneho reliéfu, ale prevláda hrúbka 1 – 4 m.

V spodných úpätných častiach svahov tieto sedimenty postupne prechádzajú do deluviálno-fluviálnych uloženín.

10 deluviálne hliny a piesčité hliny s ojedinelými úlomkami hornín

Tieto sedimenty sú reprezentované prevažne rozličnými druhmi hlín – od humusových cez ílovité, prachovité až po jemnopiesčité s detritom. Genéza svahových hlín skúmaného územia je výsledkom kombinácie viacerých procesov.

Spodnú, jemnopiesčitú časť tvoria produkty zvetrávania materskej horniny *in situ* (elúvium) a neskôr je narušená gravitačnými procesmi, najmä soliflukciou. Takéto prípady sú hojné najmä na hladko modelovanom

reliéfe, ktorý tvoria prevažne ílovce a prachovce v okolí Kochanoviec, Hankoviec, Porúbky, Kukovej, Giraltovec, Mestiska, Tisínca a i.

Stredná (hlinito-ílovitá) časť má spráším podobnú morfológiu i habitus ako spráše, ale odlišnú genézu. Z litologickej charakteristiky a úložných pomerov vyplýva, že postsedimentačné prostredie bolo vlhkejšie. Nastalo zahlinovanie, pričom prevládali pedogenetické zmeny so zvyšovaním podielu ílovej hmoty a so súčasným odvápnovaním. CaCO_3 bol nahradený hydroxidom Fe. Na rozdiel od spráše táto nevápnitá žltohnedá až hrdzavohnedá hlina nie je presadavá, má malú pórovitosť a v spodnej časti obsahuje aj vločky soliflukčných svahovín. Vrchná humusovhlinitá časť je výsledkom pôsobenia subrecentných pedogenetických procesov.

Okrem uvedeného sa sedimenty vyskytujú aj v miestach vyústovania postranných dolín do rádovo väčších dolín, ako aj v distálnych zónach priúpätných zosuvov a prejavujú sa výraznou zložkou dotácie pelitického materiálu pochádzajúceho z ronou. Hrúbka svahových hlin je variabilná, najčastejšie 2 – 5 m.

9 deluviálno-proluviálne piesčité hliny s úlomkami hornín v dejekčných, ronových a výmoľových kuželoch

Tieto sedimenty tvoria prechodný typ medzi deluviálnymi a proluviálnymi sedimentmi. Nachádzajú sa priebežne na celom území regiónu (cf. Kováčik et al., 2011c), a to najmä v miestach vyústovania kratších a strmších, často suchých dolín s občasným tokom do dolín hlavných tokov resp. do tokov vyššieho rádu. Akumulácie vznikajú pri náhlych epizodických intenzívnych privaloch vody. Občasné toky vynášajú a v kratších časových intervaloch deponujú nesený pôvodne soliflukčno-deluviálny materiál v kombinácii s gravitačným pohybom svahovín a so splachom. Takéto kužele sú často pomerne strmé a priemerne hrubé 3 – 7 m. Obsahujú chaoticky uložený, bežne piesčitými hlinami a organickými sedimentmi prevrstvený deluviálny štrkovo-úlomkovitý až blokovitý materiál krátkeho transportu s veľmi slabým pôdnym pokryvom na povrchu. Medzi najmohutnejšie patria dejekčné kužele v priestore Cigla – Dubová – Nižný Mirošov, kužele na pravobreží Ondavy v Nižnom Orlíku, na ľavobreží na J od Duplína, v južnej časti Stropkova, medzi Sitnikom a Miňovcami, ako aj kužel na ľavobreží Tople medzi Kurimou a Kučínom.

Prevalu hlinitej zložky s menšími úlomkami hornín majú dejekčné kužele menších rozmerov nachádzajúce sa v distálnych častiach priúpätných zosuvov. Vznikli prevažne splachom a ronou. Takéto kužele sa vyvinuli napr. na ľavobreží Tople medzi Brezovom a Giraltovcami a na J od Giraltovec.

Petrografické zloženie hornín kuželov zodpovedá horninovej skladbe znosovej oblasti príslušných tokov. Ich celková hrúbka býva 7 – 10 m.

8 deluviálno-fluviálne splachové (ronové) piesčité hliny so štrkami alebo úlomkami hornín

Ide o prechodnú faciú sedimentov medzi fluviálnymi nivnými a svahovými sedimentmi. Väčšinou sú to akumulácie plošne (ronovo) spláchnutých častí vyššie položeného pôdneho pokryvu a jeho materského substrátu (hlina, piesok, úlomky hornín), v menšej miere svahové sedimenty fluviálne premiestnené na krátku vzdialenosť (hlina, hrubozrnný piesok, väčšie úlomky hornín, ojedinele štrk).

Takéto akumulácie sa na skúmanom území zistili hlavne na úpätných častiach hladko modelovaných svahov brázd a okrajov dolín (Kurima, Nemcovce, Abrahámovce, Lužany pri Topli, Koprivnica, Bakša, Stropkov a Miňovce) alebo v ich záveroch, prípadne v dnách dolín bez aktívneho toku (Hankovce a i.).

Sedimenty sú vrstvitité, tenkolaminované, obsahujúce drobné preplástky ílu a organických humusových zvyškov. Občas sú v nich hrubšie vrstvy piesku. Na povrchu sú spravidla hlinité a pokryté recentnou pôdou. Farebný rozsah sedimentu je veľmi široký, varírujúci od žltej cez okrovú s rozličnými odtieňmi sivej až po tmavohnedú. Hrúbka sedimentov je 0,5 – 8 m.

Zobrazené geologické hranice rozšírenia sedimentov majú zvýšiť výpovednú hodnotu mapy (Kováčik et al., 2011c) s dôrazom na predkvartérne podložie flyšových horninových komplexov.

7 proluviálne hliny, piesčité hliny až hlinité štrky vo vyšších nivných náplavových kuželoch (neskorý würm – holocén)

Do prechodnej pleistocénno-holocénnej sedimentácie sa zaraďujú aj niektoré proluviálne akumulácie tzv. vyšších nivných kuželov, ktoré sú prechodným typom medzi mladopleistocénnymi *nížkymi* (19) a holocénnymi *nivnými* (5) kuželmi. Ide najmä o akumulácie bočných prítokov Tople a Ondavy. V doline Tople sú najvýraznejšie a najvýznamnejšie vyššie nivné kužele v Komárove, Hrabovci, Poliakovciach, Nemcovciach, Porúbke a v doline Ondavy v Nižnom Orlíku, Stročine, Duplíne, Bakši, Lomnom a pri vyústení Jedľovského potoka do nivy Ondavy. Všetky majú pomerne veľký plošný rozsah, sú plytké a na rozdiel od starších obsahujú hlavne hlinito-piesčitú frakciu s ojedinelými obliakmi a úlomkami. Aj na vyšších nivných kuželoch možno na krátkych

úsekoch vidieť náznaky neskoršej laterálnej erózie Tople či Ondavy, čím z morfológického hľadiska vzniká dojem *nadnivej terasy*.

Ostatné súveké kužele kratších horských tokov s nevyrovnanou spádovou krivkou ústiach do dolín väčších potokov majú zväčša malý plošný rozsah, sú pomerne plytké a na rozdiel od starších obsahujú hlavne hlinito-piesčítu frakciu s ojedinelými obliakmi či úlomkami. Kužele pri Duplíne obsahujú prevažne chaoticky uložené úlomky až bloky hornín a hlinito-piesčítá frakcia je podradná. To svedčí o genéze silno ovplyvnenej krátkotrvajúcimi, ale intenzívnymi privalovými vodami.

Priemerná hrúbka v centre telesa je 2 – 5 m. Na povrchu kuželov je zväčša „surový“ pôdny horizont.

Holocén

Okrem holocénnej fázy kontinuálneho vývoja už opísaných deluviálnych a proluviálnych sedimentov prechodného obdobia neskorého glaciálu až raného postglaciálu podstatnú časť holocénnej akumulácie skúmaného územia tvoria najmä fluviálne sedimenty nív všetkých tokov v geologickej mape (l. c.) zobrazenom plošnom rozsahu. S uvedenými sedimentmi sú geneticky úzko späté proluviálne sedimenty *nivných* kuželov, fluviálno-organické sedimenty mŕtvych ramien a mokradí prechádzajúcich až do organogénnych sedimentov slatinných rašelinísk, ktoré sa prevažne tiež viažu na povrch dnovej akumulácie v rozsahu riečnych nív.

Prehľad holocénnej akumulácie dopĺňajú pomerne časté, ale maloplošné výskyty chemogénnych sedimentov vystupujúcich v dnách i na svahoch malých horských dolínok v podobe penovcov a almov v okolí pramenísk, čo môže indikovať neotektonickú predispozíciu ich tvorby a tým i recentný geodynamický vývoj územia regiónu.

V holocéne pokračuje pôsobenie procesov svahovej modelácie tvorbou deluviálnych svahovín, sutín a zosuvov. Zanedbateľné nie sú ani recentné antropogénne uloženiny deponované vo forme skládok, násypov a hald, ktorých interakcia s prírodným prostredím vyvoláva rastúce environmentálne záťaž.

6 chemogénne sladkovodné (pramenné) vápence – penovce

Významným fenoménom najmladšieho obdobia kvartéru na skúmanom území sú pomerne hojné maloplošné výskyty pramenných sladkovodných vápencov. Geologická mapa (Kováčik et al., 2011c) zobrazuje všetky zistené lokality bodovo. Väčšina výskytov je v okolí drobných výverov podzemnej vody, najmä v dnách a na okrajoch dien menších dolín, ale aj pri prameništiach vo svahoch. Časté sú aj výskyty v miestach styku menších dolínok.

Najčastejšie ide o almy – penovcom inkrustované trávy v podmáčanom okolí pramenísk. Pri údolných kaskádach a kôpkach premenlivého tvaru, plošného rozsahu a výšky sú to biele, sivé až žltosivé penovce a piesčité až štruktúrne drobné penovce s odtlačkami rastlín. Okraje výskytov prechádzajú do inkrustovaných pôd. V niektorých penovcoch sa nájdu tenké polohy tenkovrstvovitého sivého, sivožltého až svetložltého slabospevneného travertínu. Hrúbka sedimentov dosahuje maximálne 4 m.

Prítomnosť penovcov môže indikovať neotektonickú aktivitu resp. mladé tektonické zlomy s hlbším základom.

Z radu výskytov penovcov možno uviesť lokality na S od Becherova na úpätí svahu Pleskanky (576,4 m n. m.) v doline Kamenca, na okraji nivy Regetovskej vody, na pravobreží Kamenca pri Dlhej Lúke, na pravobreží Tople pri Kurime pod kótou 367 m n. m. v časti Hložková, na ľavobreží Tople v zosuvnom svahu na J od Brezova, na južnom svahu Studničnej hory (278 m n. m.) pri sútoku Brusničky s Ondavou a mnohé ďalšie plošne menšie lokality.

Výskyty sladkovodných vápencov, ktoré uvádza Kovanda (1971) z okolia minerálnych prameňov v Šarišskom Štiavniku, sa mapovaním nepotvrdili.

5 proluviálne hliny, piesky, piesčité hliny a hlinité štrky v nivných náplavových kuželloch

Aj holocénna sedimentácia sa na skúmanom území prejavila vznikom proluviálnych akumulácií vystupujúcich vo forme plytkých *nivných* neterasovaných kuželov zväčša menších plošných rozmerov na okrajoch nív Tople, Ondavy, Kamenca, Radomky, Ladomirky a nív niektorých ich väčších prítokov, napr. Rosuckej a Šibskej vody, Cerninky, Kožianskeho potoka, Koprivničky, Valkovského potoka, Topole, Lužianskeho potoka, Mirošovca, Harišovho potoka, Chotčianky, Vojtovca, Olšavky, Kručovského potoka, Brusničky a nív iných menších tokov. Do tejto skupiny sú zaradené aj niektoré strmšie a morfológicky výraznejšie ronové kužele nachádzajúce sa v miestach vyúsťovania kratších dolínok do hlavných. Tieto kužele však môžu prechádzať do už opísaných deluviálno-proluviálnych dejekčných kuželov (9).

Sedimenty *nivných* kuželov sa laterálne zastupujú s nivným pokryvom dnových akumulácií tokov (4) a tvoria ich vrstvené ílovité hliny, humus alebo piesčité hliny, šošovky i piesok s okruhliakmi alebo úlomkami hornín. V súlade s mierkou sú v mape zobrazené iba plošne väčšie kužele.

Medzi najväčšie *nivné* kužele mapovaného územia v nive Tople zaraďujeme obojstranné kužele medzi Hrabovcom a Poliakovcami, pravobrežný kužeľ v Nemcovciach a v nive Ondavy kužele v Bokši, Stropkove a v Miňovciach. Priemerná hrúbka *nivných* kuželov je okolo 3 m a maximálna 5 m.

4 fluviálne, litofaciálne nečlenené hliny, piesčité hliny, hlinité piesky až štrky dolinných nív riek a potokov

4a fluviálne, litofaciálne nečlenené hliny, piesčité hliny, hlinité piesky až štrky dolinných nív riek a potokov (mladší holocén)

Postglaciálna sedimentácia sa na študovanom území prejavila hlavne vývojom fluviálnej akumulácie v podobe dolinných nív riek a potokov. Nivné sedimenty tvoria aluviálny jemnozrnný 0,5 – 2,5 (3,0) m hrubý sedimentačný pokryv už opísanej piesčito-štrkovej fácie mladopleistocénnej *dnovej akumulácie* (16) v geologickej mape (Kováčik et al., 2011c) zobrazených častí nív Tople, Ondavy a dolných úsekov nív ich väčších prítokov, ako sú Kamenec, Radomka, Ladomirka, Cerninka, Koprivnička, Topoľa, Valkovský potok, Chotčianka, Vojtovec, Kručovský potok a Brusnička. Pri väčšine ostatných potokov tvoria nivné sedimenty len samostatnú výplň dno dolín v celom priečnom profile tak, ako to zobrazuje geologická mapa (l. c.).

Sedimentmi sú väčšinou vrstvené ílovité sivohnedé nevápnité nivné hliny, humus, prípadne až slatinná rašelina alebo piesčité hliny aj piesky, v spodnej časti s resedimentovanými obliakmi alebo úlomkami hornín blízko distálnych častí už opísaných *nivných* kuželov, do ktorých nivy laterálne prechádzajú.

V dnách dolín horských potokov, kde dnová akumulácia chýba, sú tieto sedimenty z hrubších hlinito-štrkových až balvanovito-štrkovitých alebo len z piesčito-kamenitých až blokovitých, málo vytriedených a slabšie opracovaných akumulácií v celom priečnom profile. V záveroch dolín sú už balvanovito-štrkovito-hlinité sedimenty privalových vôd (8).

Postglaciálne fluviálne náplavy tvoria v reliéfe úroveň nivy, ktorá je pri hlavných tokoch rozčlenená na pozíčne vyššiu hlinitú až hlinito-piesčitú nivnú terasu, označovanú aj ako *vyššia niva* (4), a na pozíčne nižšiu úroveň, ktorá tvorí samotnú prikorytovú štrkovú zónu najmladšej holocénnej korytovej fácie, označovanú ako *kamence* (4a).

Povrchové nivné sedimenty riek vrátane celej výplne dno dolín horských potokov, ako aj *nivných* a dejekčných kuželov sú podľa ich charakteru a uloženia mladšie ako štrková *dnová akumulácia* riek (16).

Kamence (4a) tvoria najvrchnejšiu časť *dnovej akumulácie* (16) štrkov premiestnených v holocéne aktívnym tokom Ondavy a Tople. Vyskytujú sa najmä v nánosových častiach meandrov. Tvorí ich premytý štrk strednej a nižšej zrnitosti triedy s materiálom pieskovcov flyšu. Štrkový materiál kamencov je v riečisku deponovaný vo forme pozdĺžnych vyvýšení siahajúcich do výšky až 1,3 m.

3 fluviálne až fluviálno-organické kalové a hnilokalové humózne piesčité hliny v reliktoch mŕtvych ramien a v iných zníženinách reliéfu

Výskyty tohto typu sedimentov sú zväčša fragmentálne a sústreďujú sa v zníženinách poznačených pokročilým štádiom eutrofizácie. V nivách Tople a Ondavy sa ojedinele zachovali nivné kalové a hnilokalové veľmi humózne sedimenty starších mŕtvych ramien. Podľa zrnitostného zloženia sú to väčšinou piesčité hliny až íly čiernosivej až čiernej farby s veľkým množstvom nedostatočne rozloženej organickej hmoty. Tieto sedimenty sa vyčlenili v tých reliktoch mŕtvych ramien, kde glejový horizont narastá na hrúbku okolo 0,5 – 1,5 m a v nadloží pribúda humózných až rašelinových hĺn, ktoré sú často zamociarené a pokryté stojatými vodami (niva Radomky na JV od Valkoviec).

Najmladšie hnilokalové piesčité hliny sa usádzajú aj v miestach prechodu nív do stojatých vôd lokálnych vodných nádrží. Príkladom môže byť územie horného okraja Domaše a rybníky pri Smilne. Z ostatných menších výskytov možno uviesť lokalitu pri sútoku Kapišovky s potokom tečúcim od obce Dobroslava.

2 organogénne sedimenty: humózne rašelinové hliny, slatiny, slatinné pôdy (humolity)

Z tohto územia je známych niekoľko plošne rozsiahlejších v mape zobraziteľných výskytov rašelinovej hliny, slatín a slatinnej pôdy. Najznámejšia je lokalita v nive Radomky na J od Šarišského Štiavnika, kde sedimenty vypínajú silno zamociarené dno doliny v mieste výveru minerálnej vody. Odhadovaná hrúbka tmavohnedých až čiernych humolitov a rašelinových hĺn tu dosahuje cca 3 m. Z ostatných výskytov je známe slatinisko

v nive Svidničanky medzi Svidničkou a Kapišovou a slatinisko v doline ľavostranného prítoku Ondavy medzi Nižným Mirošovom a Vyšným Orlíkom. Hrúbka tmavohnedých až čiernych humolitových a rašelinových hĺn tu dosahuje cca 1,5 m.

1 antropogénne navážky, násypy, skládky

Geologická mapa (Kováčik et al., 2011c) zaznamenáva súčasný stav rozšírenia významnejších a plošne rozsiahlejších akumulácií, ako sú stavebné navážky a násypy, skládky priemyselného a domového odpadu a ťažobné haldy. Vyskytujú sa hlavne po okrajoch väčších lomov, pozdĺž hlavných komunikačných ťahov ako stavebné navážky a násypy súvisiace s komunikáciami a tiež v intravilánoch obcí ako skládky domového odpadu.

Antropogénne sedimenty sú vyznačené len v miestach najväčšieho rozšírenia. Ide o skládky domového a priemyselného odpadu. Rozsiahlejšie pozdĺžne navážky súvisiace s cestnými a železničnými komunikáciami, rovnako ako stavebné úpravy terénu v sídlach a v intravilánoch obcí sa z účelového hľadiska v mape (l. c.) neberú do ohľadu.

V súčasnosti sa pri výstavbe rýchlostného obchvatu Svidníka v okolí mesta zakladajú dočasné skládky kameniva.

CHARAKTERISTIKA TEKTONICKÝCH POMEROV

Východoslovenský úsek flyšového pásma Vonkajších Západných Karpát predstavuje zvrásnený komplex príkrovových jednotiek kolíznej terciérnej akrečnej prizmy, ktorej litologickú náplň tvoria mladokriedovo-oligocénne hlbokomorské, prevažne siliciklastické sedimenty. Z hľadiska výrazného vplyvu syndepozičnej, ako aj postdepozičnej tektoniky je geologická stavba tohto úseku veľmi komplikovaná.

Región Nízke Beskydy-západná časť patrí do magurského príkrovu* (sensu Menčík a Pesl, 1963; Matějka et al., 1964b; Leško a Samuel, 1968) resp. do magurskej skupiny príkrovov (cf. Roth, 1980; Biely et al., 1996b; Lexa et al., 2000; Potfaj** in Bezák et al., 2004b; Potfaj in Bezák et al., 2009).

V tejto práci sa prikláňame k termínu magurská jednotka = magurský (strižný) príkrov, ktorý sa pozdĺž strižnej príkrovovej plochy (cf. Menčík a Pesl, 1963) s meniacim sa sklonom (z jeho jz. do jv. krídla) a s pomerne veľkou amplitúdou presunul na vzdialenosť niekoľko desiatok km (generálne na S) na externejšie jednotky Vonkajších Západných Karpát. Podľa aktuálnych poznatkov ide minimálne o 50 km presun (cf. Oszczyk, 2004).

Podľa členenia v západnej časti flyšových Karpát (Matějka a Roth, 1950, 1956) sa magurská jednotka rozdeľuje na tri faciálno-stratigrafické celky (v našom chápaní tektonicko-litofaciálne čiastkové jednotky) podmienené aj tektonicky. Od S na J sú to tieto čiastkové jednotky (cf. Matějka et al., 1964b; Leško et al., 1964): račianska, bystrická a krynická (syn. *kochanovská*, *čerhovská* a *udavská*).

Tieto čiastkové tektonicko-litofaciálne jednotky predstavujú samostatné štruktúrne oddelené (násunovými strižnými plochami) litofaciálne zóny, ale pravdepodobne nespĺňajú (v študovanom regióne) úplne všetky kritériá, ktoré definoval Deniss et al. (1981), a teda nemajú charakter individuálnych príkrovov***.

Pri riešení vnútornej stavby magurskej jednotky je nevyhnutné vysvetliť množstvo stratigrafických a tektonických otázok a problémov. Podmienky na vznik spomenutých čiastkových tektonicko-litofaciálnych jednotiek boli už pri sedimentácii v členitom priestore magurského bazéna. Pre túto sedimentačnú oblasť sú charakteristické pozdĺžne zóny s rozličnými faciálnymi vývoji. Príbuznosť a podobnosť litotypov, ako aj laterálne prechody z jednej flyšovej fácie do druhej v stratigraficky rovnakom období a zreteľné zjemňovanie tých istých stratigraficko-faciálnych členov smerom k vonkajšiemu okraju magurského flyšového pásma sa prihovára za jednotný geneticko-paleogeografický vývoj celej magurskej oblasti na východnom Slovensku (Leško a Samuel, 1968). Preto autori (l. c.) jednotlivé vývoje v rámci magurského pásma (východné Slovensko) nepokladajú za paleogeograficky osobitné, ako na to v západnej časti flyšových Karpát upozorňujú Matějka a Roth (1956).

Navyše je namieste uviesť aj fakt, že magurský príkrov neprekonával svoj tektonický vývoj naraz a jednotne (cf. Leško a Samuel, 1968). Kým v paleogéne sa v južnej časti tektonicky vyvíjal s bradlovým pásmom, na stredné, ale hlavne na severné okrajové časti vplývali horotvorné pohyby formujúce externejšie zóny flyšového pásma.

Významným a dominantným tektonickým fenoménom skúmaného regiónu je prítomnosť grybowskej jednotky (cf. Lexa et al., 2000) vystupujúcej v smilnianskom tektonickom okne medzi Smilnom a Nižným Mirošovom (sv. od Bardejova). Táto štruktúra vystupuje v osovej elevácii zborovskej šupiny. Keďže oporný vrt Smilno-1 (Leško et al., 1987) a ani vrt Zborov-1 (Wunder et al., 1990) „smilnianske sekvencie“ nezachytili, štruktúra sa interpretovala ako odtrhnutá vrásová šupina. Na možnosť interpretovať túto štruktúru ako tektonický útržok poukázal už Świdziński (1958) resp. Stráník (1960) a Stráník a Hanzlíková (1963).

Štruktúrne členenie grybowskej jednotky

V *smilnianskom tektonickom okne* (v osovej elevácii smeru ZSZ – VJV) spod račianskej jednotky magurského príkrovu vystupuje grybowská jednotka patriaca do predmagurskej skupiny príkrovov (napr. Książkiewicz, 1956; Oszczyk et al., 2008).

* Potfaj in Potfaj et al. (2003; s. 90) pri tektonických interpretáciách stavby kysuckého regiónu použil termín magurská jednotka = magurský „strižný“ príkrov a členil ho na tri základné čiastkové litostratigraficko-tektonické jednotky.

** Potfaj in Bezák et al. (2004b; s. 24) uvádza „magurskú skupinu príkrovov“, ale ďalej v texte (s. 26; l. c.) už charakterizuje „magurský príkrov“ a členil ho na račiansky, bystrický, oravskomagurský (krynický) čiastkový príkrov. Z kontextu vyplýva, že autor termíny uvedené v úvodzovkách považuje za synonymá.

Z uvedeného textu, ako aj z poznámok pod čiarou je zrejmé, že názory na tektonický charakter vnútornej stavby magurskej jednotky nie sú jednotné.

*** Tu sa ako celkom výstižná ukazuje charakteristika, ktorú použil Plašienka et al. in Grecula et al. (1997; s. 4), podľa ktorej sa magurské pásmo skladá z niekoľkých rozsiahlych „násunových“ jednotiek.

Pôvodne sa v tomto priestore uvažovalo o morfolologickej elevácii „vonkajšieho flyšu“ (duklianska jednotka – pozn. autorov) resp. o jeho tektonickom útržku, ktorý sa odtrhol a zavrásnil do račianskej jednotky pri presune magurského príkrovu cez externejšie jednotky flyšového pásma (napr. Stráník a Hanzlíková, 1963; Matějka et al., 1964b; Leško a Samuel, 1968). Stavba štruktúry sa interpretovala ako brachyantiklinála (cf. Stráník, 1960, 1961) generálne smeru SZ – JV so značne redukovaným severným krídlom.

Pre lepšiu zrozumiteľnosť uvádzame, že grybowskú jednotku vystupujúcu v osovej elevácii smilnianskeho tektonického okna považujeme za „odtrhnutú vrásovú šupinu“, ktorej brachyantiklinálny charakter lokálne komplikuje prítomnosť vrásovošupinovej stavby nižšieho rádu (cf. geol. rez 1 – 2; Kováčik et al., 2011c). Táto štruktúra bola tektonicky implementovaná – zavrásnená do stavby vnútornej račianskej jednotky pri presune magurského príkrovu generálne smerom na S cez externejšie flyšové zóny. Jej priebeh priečne segmentujú zlomy smeru SSZ – JJV až SV – JZ smerne posuvného a/alebo poklesového charakteru (napr. *cigliansky zlom*, *dubovský zlom*).

Na styku pozdĺžnych a priečných porúch sú pramene minerálnych vôd typu Na-HCO₃-Cl (Mikulášová, Dubová) a pravdepodobne sú geneticky späté s akumuláciami uhľovodíkov v priestore predmagurských jednotiek. Tieto minerálne vody sa viažu na hlboko siahajúce zlomové štruktúry a v rámci flyšového pásma majú najnižší obsah deutéria (Bačová, 2009).

Štruktúrne členenie račianskej jednotky

Račianska jednotka je okrajovou – vonkajšou (čiastkovou) tektonicko-litofaciálnou jednotkou magurského príkrovu. Odlišujeme v nej dve čiastkové pásmové štruktúry (hierarchicky nižšieho rádu) resp. štruktúrne zóny – *vnútornú* a *vonkajšiu račiansku jednotku* (zónu – v poľskej časti flyšových Karpát sa označuje ako Siary). Naša koncepcia vychádza z odlišností vo faciálnom vývoji uvedených štruktúr v eocéne – oligocéne a z povahy ich tektoniky. Na základe týchto kritérií autori už v minulosti rozčleňovali račiansku jednotku na vnútorné (brezovské a zborovské) a vonkajšie pásmo (cf. Matějka et al., 1964b; Stráník, 1965) resp. na zborovské a havajské pásmo (cf. Leško a Samuel, 1968). Vnútnú a vonkajšiu račiansku jednotku navzájom oddeľuje krivooččianska tektonická (násunová) línia smeru SZ – JV (línia Krivej Olky, cf. Menčík a Pešl, 1958; Pešl a Menčík, 1959; Pešl, 1960; Matějka et al., 1964b). Južnú hranicu račianskej jednotky tvorí tektonický kontakt (väčšinou násun strmý 70 – 80°) bystrickej jednotky. Na rozdiel od starších mapovacích prác (cf. Matějka et al., 1964a; Nemčok, 1990; Žec et al., 2006) preferujeme významnejšie uplatnenie sa polyfázového vrásoprešmykového režimu (tvorby tektonických šupín) na geologickej stavbe račianskej jednotky. Každá identifikovaná a definovaná tektonická šupina má svoj osobitý štýl tektoniky (charakter vrásovej antiklinálnej či synklinálnej stavby resp. čiastkových prešmykov), ktorý väčšinou odráža litologickú náplň a nemusí byť konštantný v celom priebehu opisovanej štruktúry.

Štruktúrne členenie vonkajšej račianskej jednotky

Dominantný smer tektonických štruktúr zúčastňujúcich sa na stavbe *vonkajšej račianskej jednotky* je SZ – JV (ZSZ – VJV). Od S na J definujeme sedem čiastkových tektonických jednotiek – šupín (cf. štruktúrno-tektonická schéma; Bóna et al., príl. 1) – *vyšnokomárnickú* (štruktúra RE1), *príkraniskú* (štruktúra RE2), *krajnoporubskú* (štruktúra RE3), *vyšnopisanskú* (štruktúra RE4), *korejovskú* (štruktúra RE5), *dlhonskú* (štruktúra RE6) a *hunkovskú* (štruktúra RE7).

Vyšnokomárnická šupina (štruktúra RE1)

Šupina má priebeh SZ – JV a v študovanom regióne vystupuje na relatívne malom území (na jeho sv. okraji). Tvorí ju zlínske súvrstvie, ktoré je v tomto úseku vyvinuté v glaukonitovo-pieskovcovej fácií.

Tiahne sa z oblasti (chotára) Biely kopec smerom na JV cez južný okraj Vyšného Komárnika, kótu Matovka (519 m n. m.) do oblasti na S od Príkrej (mimo územia mapovaného regiónu). V jadre šupiny vystupujú „inoceramové“ a paleocéne vrstvy (sensu Matějka et al., 1964a) resp. staršie členy belovežského súvrstvia sformované do šikmej* antiklinály (cf. geol. rez 1 – 1'; Žec et al., 2006) so zovretou až izoklinálnou vrcholovou

* Nomenklatúra vrásových štruktúr použitá tu aj v nasledujúcom texte sa aj s príslušnými klasifikáciami uvádza v podkapitole Vrásy.

** V monografii Matějku et al. (1964b) je tektonická schéma, z ktorej sa v našom texte používa pomenovanie pásiem a štruktúr. Autormi schémy sú Buday, Fusán a Matějka (1961). Keďže títo autori sú spoluautormi spomenutej monografie, v ďalšom texte na príslušných miestach (na zjednodušenie) odkazujeme len na monografiu Matějku et al. (1964b).

časťou. Sv. časť štruktúry sa pôvodne chápala ako antiklinálne pásmo Vyšného Komárnika (Matějka a Kodym, 1939) alebo ako *komárnické antiklinálne pásmo* (Matějka a Kodym, 1952; Matějka** et al., 1964b). Na jz. bolo situované synklinálne pásmo Stavlinca (cf. Matějka a Kodym, 1952; Matějka et al., 1964b). Od JZ je na opisovanú šupinu nasunutá *príkranská šupina*. Na tento tektonický vzťah (prešmyk) upozornil už Matějka a Kodym (1952).

Príkranská šupina (štruktúra RE2)

Šupina má priebeh smeru SZ – JV a možno ju sledovať od kóty 676 (m n. m.) smerom na JV po severný okraj Krajnej Porúbky až do oblasti na JV od obce Príkra (mimo územia mapovaného regiónu). V sv. časti šupiny sa pôvodne vyčlenilo antiklinálne pásmo Príkraj (Matějka a Kodym, 1939, 1952; Matějka et al., 1964b) resp. v jej jz. časti synklinálne pásmo Krajnej Bystrej (cf. Matějka a Kodym, 1952; Matějka et al., 1964b).

Sv. od kóty Lipovina (645 m n. m.) vystupuje belovežské súvrstvie s pruhmi pestrých ílovcov, ktorých priebeh (cf. geol. mapa; Kováčik et al., 2011c) môže naznačovať ich antiklinálne usporiadanie (úložné pomery sa pre slabú odkrytosť terénu nedali detailne študovať). Na V od Krajnej Porúbky možno pozorovať výraznú tektonickú redukciu sv. ramena opisovanej štruktúry. Smerom na JZ sa fácie belovežského súvrstvia plynulo ponárajú pod detailne zvrásnené fácie zlínskeho súvrstvia. Stratigraficky najvyššie sú tmavosivé a olivovozelené ílovce („papínskeho“ litotypu; v tomto území zasahujú až do zóny NP-23) vystupujúce v relatívne úzkom, ale priebežnom pruhu. Vo vnútornej stavbe šupiny v čelnej časti pruhu predpokladáme násunovú štruktúru nižšieho rádu, ktorá sa jv. od *lipovinského zlomu* transformuje do jeho tylovej časti.

Os opisovanej šupiny sa na JV (na S a V od kóty Čierťaž 558 m n. m.; cf. Kováčik et al., 2011c) diagonálne ponára pod násunovú plochu *krajnoporúbskej šupiny*, ktorá je na ňu nasunutá z JZ.

Krajnoporúbska šupina (štruktúra RE3)

Šupina má generálne priebeh SZ – JV a tiahne sa od kóty Lysý vrch (698 m n. m.) smerom na JV cez kótu Murinčiak (524 m n. m.) a Čierťaž (558 m n. m.) do oblasti Krajnej Bystrej a odtiaľ pokračuje (mimo územia mapovaného regiónu) ďalej na JV.

Dominantná časť priestoru šupiny sa v minulosti (Matějka a Kodym, 1952; Matějka et al., 1964b) chápala ako jz. krídlo synklinálneho pásma Krajnej Bystrej a v sv. časti tejto štruktúry (oblasť Krajnej Porúbky) pôvodne (Matějka et al., 1964b) vyčlenili antiklinálnu štruktúru Krajnej Porúbky, stýkajúcu sa tektonicky so severnejším pásmom.

Belovežské súvrstvie je pomerne dobre odkryté v čelnej časti násunu šupiny (j. okraj Krajnej Porúbky), ale smerom na JV tektonicky vyklinuje. Smerom na SZ (z. a sz. od Šarbova) je situácia obdobná a na tektonickom kontakte so severnejšou šupinou už vystupujú sedimenty glaukonitovo-pieskovcovej fácie zlínskeho súvrstvia.

V sz. segmente je šupina výraznejšie redukovaná, deformovaná – zvrásnená do sústavy vrás, smerom na JV sa rozširuje a dominuje v nej skôr monoklinálne uloženie vrstvomého sledu (cf. Kováčik et al., 2011c). Pri tektonickom kontakte s južnejšou štruktúrou (*vyšnopisanskou šupinou*) vystupujú sedimenty ílovcovej fácie zlínskeho súvrstvia, ktoré sú miestami až izoklinálne zvrásnené, čo názorne dokumentuje náhla zmena polarít strmo sklonených vrstiev.

Vyšnopisanská šupina (štruktúra RE4)

Šupina má priebeh SZ – JV a tiahne sa od kóty Nástavok (752 m n. m., štátna hranica s Poľskom) smerom na JV cez kótu Skalné (715 m n. m.) do oblasti Vyšnej Pisanej, odtiaľ pokračuje severným okrajom Korejoviec (kóta Za bučkom 518 m n. m.) do oblasti Krajnej Poľany a ďalej smerom na JV mimo územia mapovaného regiónu.

V sv. časti (v čele) opisovanej šupiny sa pôvodne vyčlenilo antiklinálne pásmo Kamjanca (Matějka a Kodym, 1952) resp. antiklinálne pásmo Lysý vrch – Kamjanec (cf. Matějka et al., 1964b). Do jz. (tylovej) časti opisovanej šupiny zasahuje *hunkovské synklinálne pásmo*, ktoré pôvodne v tomto priestore definoval Matějka a Kodym (1952), čo neskôr prevzal aj Matějka et al. (1964b).

Fácie belovežského súvrstvia vystupujúce v čele násunu šupiny (na V od kóty Skalné 715 m n. m.) sú evidentne prešmyknuté na severnejšiu štruktúru (na JZ od Krajnej Bystrej na to poukázal Matějka a Kodym, 1952), smerom na JV tektonicky vyklinujú a znovu sa objavujú až na JV od obce Medvedie. Sz. segment tejto šupiny má zložitejšiu stavbu. Fácie zlínskeho súvrstvia sú v ňom zvrásnené do sústavy synklinál a antiklinál (miestami s „odškrtými“ jadrami). Smerom na JV (v rámci šupiny) je vrstvomý sled prevažne monoklinálne uložený s normálnou polaritou vrstiev (cf. Kováčik et al., 2011c).

Korejovská šupina (štruktúra RE5)

Šupina má priebeh SZ – JV, je sledovateľná od kóty Tepajec (697 m n. m.; štátna hranica s Poľskom) na kótu 602 (m n. m.), cez kótu Javorie (534 m n. m.) pokračuje ďalej do oblasti Korejoviec a smerom na JV mimo územia mapovaného regiónu.

Opisovaná štruktúra je v priestore severnej časti pôvodne definovaného *hunkovského synklinálneho pásma* (cf. Matějka a Kodym, 1952; Matějka et al., 1964b). Doložením pruhu belovežského súvrstvia vystupujúceho medzi kótou 657 a 529 m n. m. sa pohľad na stavbu tejto časti územia zásadne mení (cf. Kováčik et al., 2011c).

V čelnej časti *korejovskej šupiny* (na Z a J od kóty 657 m n. m.) vystupuje zvrásnené belovežské súvrstvie a smerom na JV (na S od kóty 529 m n. m.) tektonicky vyklinuje. Ide o výrazne komprimovanú antiklinálnu štruktúru s pretrhnutým a deformovaným jz. ramenom. Násun na severnejšiu *vyšnopisanskú šupinu* možno charakterizovať ako vrásový prešmyk so stredným až strmým (60 – 80°) sklonom na JZ. Tektonický kontakt je až do oblasti Vyšnej Pisanej priebežný a tam ho porušujú priečne zlomy. Na V od údolia Kapišovky (*kapišovský zlom**) je kontakt so severnejšou štruktúrou imbrikovaný**.

Charakterizovanú štruktúru dominantne tvorí glaukonitovo-pieskovcová a v menšej miere ílovcová fácia zlínskeho súvrstvia. V sz. časti, kde je šupina najširšia, sa pozorovala vrásová stavba, ktorá sa smerom na JV vytráca, a tak šupina nadobúda monoklinálnu stavbu s normálnou polaritou vrstiev.

Dlhonská šupina (štruktúra RE6)

Šupina má smer SZ – JV a tiahne sa od slovensko-poľskej štátnej hranice (chotár Havranca) smerom na JV cez obec Havranec, Dlhoňa, Nižná Pisaná až na kótu Kobyliačov vrch (482 m n. m.) a odtiaľ jv. od Krajného Čierneho pokračuje mimo územia skúmaného regiónu. Táto štruktúra (*dlhonská šupina*) je v centrálnej časti pôvodne definovaného *hunkovského synklinálneho pásma* (cf. Matějka a Kodym, 1952; Matějka et al., 1964b).

Charakteristickým znakom šupiny je striedanie sa pruhov glaukonitovo-pieskovcovej a ílovcovej fácie zlínskeho súvrstvia. Sz. od Dlhone je medzi spomínanými fáciami pruh hrubozrnných pieskovcov a zlepcov, ktorý smerom na JV (na Z od *širokohorského zlomu*) vyklinuje.

Pre štruktúru je v sz. časti typický monotónny, prevažne stredný sklon vrstiev na JZ s normálnou polaritou. V oblasti Dlhone a Nižnej Pisanej bola pozorovaná lokálne vrásová stavba. Priebeh šupiny segmentujú priečne zlomy (napr. *širokohorský, kapišovský, lipovinský* a i.).

Hunkovská šupina (štruktúra RE7)

Je to najjužnejšia šupina vonkajšej račianskej jednotky a prebieha v smere SZ – JV. Štruktúra je sledovateľná od slovensko-poľskej štátnej hranice (chotár Roztocký les) na kótu Pomierka 667 (m n. m.), ďalej na JV cez obec Svidnička a Dobroslava na kótu Kyjovec 474 (m n. m.) a jv. od Šemetkoviec sa z územia mapovaného regiónu vytráca.

Štruktúra vystupuje v území južnej časti pôvodne definovaného *hunkovského synklinálneho pásma* (cf. Matějka a Kodym, 1952; Matějka et al., 1964b). Smerom na SV je so stredným sklonom nasunutá na severnejšiu štruktúru (*dlhonská šupina*), z jz. strany sa tektonicky stýka s niekoľkými šupinami vnútornej zóny račianskej jednotky (*roztockou, ladomirovskou a chotčianskou*). Šupinu tvoria najmä fácie zlínskeho súvrstvia (striedanie sa pruhov ílovcovej a glaukonitovo-pieskovcovej fácie). Výskyt najmladších sedimentov (zóna NP-23) sa zistil v oblasti Šemetkoviec. Belovežské súvrstvie vystupuje iba v úzkom pruhu (v sz. časti, jz. od kóty 665 m n. m.) v čele násunu (čiastkovej šupiny) nižšieho rádu. Toto územie sa pôvodne definovalo ako jv. časť *antiklinálnej zóny Ondavka – Roztoky* (cf. Matějka et al., 1964b).

Vnútoraná stavba štruktúry je pomerne komplikovaná. V oblasti Svidničky je šupina výrazne tektonicky redukovaná (vrstvom sled je monoklinálne uložený), smerom na SZ resp. JV sa niekoľkonásobne rozširuje a v tých miestach prevláda vrásová stavba (lokálne sa tam pozoroval výskyt necylindroidálnych – kónických vrás).

* *Kapišovský zlom* je situovaný v údolí potoka Kapišovka medzi s. okrajom obce Kapišová a Vyšnou Pisanou. Pre nesúhlas jedného z recenzentov sa zlom na aprobovanej geologickej mape (Kováčik et al., 2011c) neuvádza a jeho priebeh môže čitateľ vysvetliviek porovnať s priloženou štruktúro-tektonickou schémou (Bóna et al., príl. 1), kde ho ponechávame.

** Podľa Gazdačka a Kobulského (in Kováčik et al., 2010) v čele tektonických šupín nižšieho rádu (na J od Vyšnej Pisanej) vystupujú úzke pruhy sedimentov belovežského súvrstvia – zóna NP-16 (na geologickej mape Kováčika et al., 2011c, nie sú zobrazené). Kováčik a Bóna podľa litofaciálnych kritérií tento vrstvom sled pokladajú za spodnú časť zlínskeho súvrstvia, čo uvedený vek nevylučuje.

Štruktúrne členenie vnútornej račianskej jednotky

Priebeh tektonických štruktúr zúčastňujúcich sa na stavbe *vnútornej račianskej jednotky* je generálne SZ – JV (ZSZ – VJV). Definujeme tam desať čiastkových tektonických jednotiek – šupín (cf. štruktúrno-tektonická schéma; Bóna et al., príl. 1) – *roztockú* (štruktúra RI1), *svidnícku* (štruktúra RI2), *vyšnopoliansku* (štruktúra RI3), *zborovskú* (štruktúra RI4), *mestištiansku* (štruktúra RI5), *radomskú* (štruktúra RI6), *poliakovskú* (štruktúra RI7), *hankovské šupinové pásmo* (štruktúra RI8), *miňovskú šupinu* (štruktúra RI9) a *muchovohorské šupinové pásmo* (štruktúra RI10)

Vnútrotnú račiansku jednotku resp. jej priebeh porušuje priečna zlomová tektonika smeru SSZ – JJV až SV – JZ laterálneho až poklesového charakteru (napr. *nižnopoliansky*, *roztocký*, *makovický*, *širokohorský*, *rovnianský*, *stročínsky*, *potocký*, *porubský*, *krušínský*, *tisinský*, *ondavský zlom* a i., cf. štruktúrno-tektonická schéma; Bóna et al., príl. 1, a geol. mapa; Kováčik et al., 2011c).

Roztocká šupina (štruktúra RI1)

Priebeha v smere ZSZ – VJV a je najsevernejšou štruktúrou v sz. a strednej časti vnútornej račianskej zóny. Je sledovateľná od slovensko-poľskej štátnej hranice (na S od Varadky) smerom na Roztoky, Kečkovce a ďalej na VJV cez kótu Obšar (533 m n. m.) do oblasti Kružlovej a tam sa v údolí bezmenného potoka na *lipovinskom zlome* smeru SSV – JJZ končí.

Štruktúra je pozdĺž *krivoolčianskej línie* smerom na SSV nasunutá na vonkajšiu račiansku jednotku, a to na *hankovskú šupinu* (štruktúra RE7). Keďže makovické pieskovce* chápeme len ako súčasť vnútornej račianskej jednotky, priebeh *krivoolčianskej línie* (cf. Kováčik et al., 2011c) nie je totožný s priebehom, aký uvádzajú staršie práce (cf. napr. Matějka et al., 1964a, b). Preto zsz. osová časť charakterizovanej štruktúry vystupuje v južnej časti pôvodne definovaného *hankovského synklinoriálneho pásma* (vonkajšia račianska zóna, Matějka a Kodým, 1952; l. c.) a vjv. úsek *roztockej šupiny* je naopak situovaný v území *ladomirovského antiklinória* (vnútrotná račianska zóna; sensu Matějka et al., 1964b).

Štruktúra má synklinálnu, miestami až synklinoriálnu stavbu (cf. Kováčik et al., 2011c) s tektonicky amputovaným jz. ramenom. V severnom ramene sa zachovalo belovežské súvrstvie v nadloží s makovickými pieskovicami a vyššie v jadrovej časti vystupuje ílovcová alebo glaukonitovo-pieskovcová fácia zlínskeho súvrstvia. Sedimenty belovežského súvrstvia tu kopírujú násunovú plochu *krivoolčianskej línie* prakticky v celom jej priebehu a na mnohých miestach sú veľmi deformované a detailne zvrásnené.

Svidnícka šupina (štruktúra RI2)

Má smer ZSZ – VJV a je sledovateľná od priečného zlomu sv.-jz. smeru (na V od Nižného Mirošova) smerom na VJV cez Nižný Orlík, kótu Hrabníky (348 m n. m.) až do oblasti Lodomirovej a Svidníka (podľa ktorého je pomenovaná). Odtiaľ je sledovateľná do oblasti Novej Polianky a smerom na J (na V od *ondavského zlomu*) cez Stropkov pokračuje až do oblasti Sitníka. Jej zsz. „výbežok“ (na S od Šarišského Čierneho, lemujúci z J smilnianske tektonické okno) je niekoľkonásobne imbrikovaný, sformovaný do tektonických šupín nižšieho rádu, v ktorých na povrch vystupujú najstaršie litostratigrafické jednotky (kurimské súvrstvie) vnútornej račianskej zóny. Na SV sa štruktúra tektonicky stýka s *hankovskou šupinou* (štruktúra RE7) na *krivoolčianskej línii* pri strednom, prípadne až strmom sklone násunu.

V rámci vnútornej stavby tejto štruktúry odlišujeme od SZ na JV *kalinecko-rohuľskú synklinálu štruktúru* (synklinálna štruktúra Kalinec – Rohuľa), *ladomirovské antiklinorium*, *chotčianske antiklinálne pásmo* (antiklinálne pásmo Chotče), *novopolianske synklinorium* (cf. Matějka et al., 1964b), ďalej *stropkovské antiklinorium* a *sitnícku synklinálu*.

Kalinecko-rohuľskú synklinálnu štruktúru (štruktúra RI2-1) pôvodne definoval Pesl (1959, 1960) ako synklinálu Rohule. Tvoria ju makovické pieskovce zvrásnené do asymetrickej „zvlnenej“ brachysynklinály s mierne až stredne sklonenými ramenami. V jej stavbe sa pozorovali prvky lokálneho zvrásnenia (napr. na J od Belejoviec resp. v záreze potoka Mostovka; cf. Kováčik et al., 2011c), a tak štruktúra miestami dostáva synklinoriálny charakter. *Širokohorský zlom* (smeru SSV – JJZ) ju segmentuje na dve časti – západnú – oblasť kóty Kalinec, a východnú, na V od zlomu – oblasť kóty Rohuľa.

Ladomirovské antiklinorium (štruktúra RI2-2) pôvodne definoval Matějka a Kodým (1952) a Pesl (1959). Ide o pomerne rozsiahlu elevačnú štruktúru, ktorú tvoria fácie belovežského súvrstvia výrazne zvrásnené (často

* Máme tu striktno na mysli litostratigrafickú jednotku, ktorá je priamym nadloží belovežského súvrstvia vo vnútornej račianskej zóne, nie faciálne podobný typ resp. faciálny ekvivalent makovických pieskovicov, ktorý sa môže vyskytovať v zlínskom súvrství (v asociácii s glaukonitovými pieskovicami) aj vo vonkajšej račianskej zóne.

detailne) do zovretých alebo až zavretých a izoklinálnych, šikmých až prevrátených vrás (geol. rez 3 – 4 – 5; Kováčik et al., 2011c). Zložitosť stavby dokresľujú pestré ílovce belovežského súvrstvia, ktoré zvyrazňujú prítomnosť súboru heteroaxiálnych, v menšej miere disharmonických vrás (Kováčik et al., l. c.).

Chotčianske antiklinálne pásmo (štruktúra RI2-3) definoval Pesl (1960). V mapovanom regióne vystupuje iba okrajovo ako úzky antiklinálny pruh belovežského súvrstvia v čele *svidníckej šupiny* na styku s *vonkajšou račianskou jednotkou* (*hunkovská šupina*, štruktúra RE7). Je pravdepodobné, že jv. od Vagrinca (v údolí Vagrinčika) tektonicky vyklinuje (pod kvartérnym pokryvom) na *krivoolčianskej línii* a jv. od Vislavy pokračuje mimo študovaného územia regiónu.

*Novopolianske synklinórium** (štruktúra RI2-4) pôvodne definoval (Pesl, 1960) ako synklinálne pásmo Nižnej Polianky vystupujúce na JZ od *chotčianskeho antiklinálneho pásma*. Zo SZ ho od *ladomirovského antiklinória* ohraničuje *jedlinský zlom* (smeru SV – JZ). Smerom na JV od Krušince pokračuje mimo územia študovaného regiónu. Synklinórium je tvorené zlínskym súvrstvom vystupujúcim v niekoľkých tektonických blokoch oddelených priečnymi zlomami. V sz. časti sa na stavbe štruktúry zúčastňujú dve synklinály odlišného charakteru, ktoré navzájom oddeľuje zovretá antiklinála so sedimentmi belovežského súvrstvia v jadre (nevystupujúcimi na povrch) a s čiastočne prešmyknutým sv. ramenom (cf. geol. rez 9 – 10; Kováčik a Kobulský in Kováčik et al., 2010). Synklinála v sv. časti synklinória (údolie Vislavky) je zavretá a šikmá s vergenciou na SV, v oblasti Novej Polianky je otvorená a priama. V okolí kóty Kozia brada (472 m n. m.) na SZ od *vyškovského zlomu* je synklinórium zo zväzku lokálnych synklinál a antiklinál smeru SZ – JV až Z – V. Litologickú náplň tu tvoria makovické pieskovce. Medzi *tisinským a krušinským zlomom* sa v poklesnutom bloku (na S od Stropkova) zachovala vrchná časť zlínskeho súvrstvia zasahujúca do staršieho oligocénu (zóna NP-21) so sklonom vrstvom sledu prevažne na JZ.

Stropkovské antiklinórium (štruktúra RI2-5) je v rámci stavby *svidníckej šupiny* štruktúrou, ktorá má priebeh ZSZ – VJV a smerom na V od Stropkova sa z územia mapovaného regiónu vytráca. Na SZ sa s *novopolianskym synklinóriom* tektonicky stýka (v oblasti Stropkova) na *krušinskom zlome* (smeru SSV – JJZ). Od *radomskej šupiny* (štruktúra RI6) ho zo západnej strany oddeľuje *ondavský zlom* (smeru S – J) prebiehajúci údolím Ondavy. Antiklinórium tvoria makovické pieskovce a v jeho južnom krídle sa zachovala ílovcová fácia zlínskeho súvrstvia. Na J je späté so štruktúrou označovanou ako *sitnícka synklinála*.

Sitnícka synklinála (štruktúra RI2-6) je štruktúra smeru SZ – JV až ZSZ – VJV a jej najmladšou výplňou sú sedimenty malcovského súvrstvia. Vo vrstvom slede sa v nej identifikovali úzke pruhy menilitových vrstiev (cf. Pesl, 1960). Na tektonickú príslušnosť malcovského súvrstvia v okolí obce Sitník je viac odlišných názorov. Pesl (l. c.) uvažuje o sitníckom tektonickom okne, v ktorom vystupujú fácie vonkajšieho flyšového pásma (duklianska jednotka – poznámka autorov textu) spod račianskej jednotky presunutej na S. Matějka et al. (1964a, b) chápu flyšové sedimenty sitníckeho okna ako súčasť brezovského pásma račianskej jednotky, ktoré vystupuje spod spätne presunutého zborovského pásma. Nemčok (1961) tektonickú príslušnosť malcovského súvrstvia a menilitových vrstiev generálne interpretuje ako výplň synklinálnych depresií vystupujúcich na rozhraní hlavných tektonických jednotiek. Nemčok (1990), Nemčok et al. (1990) a Žec et al. (2006) považujú tento výskyt malcovského súvrstvia za normálnu súčasť stratigrafického sledu račianskej jednotky, čo potvrdzuje aj naša predstava o stavbe tejto časti územia (cf. Kováčik et al., 2011c).

Podľa našich pozorovaní sa na túto štruktúru z J nasunula *miňovská šupina* (štruktúra RI9). Podľa Pesla (1960) možno v stavbe tejto štruktúry (majoritná časť je mimo územia študovaného regiónu) rozlíšiť zóny prevrásnenia a čiastkové šupiny s prešmykovými tendenciami na SV. Vrtom NBJ-1, situovanom pri východnom okraji obce Breznica (cf. Žec et al., 2006) sa v tesnej blízkosti v okraja študovaného regiónu doložil vek sedimentov v rozsahu zóny NP-18 až NP-24 (Žecová in Žec et al., 2005a). Prechod zo zlínskeho do malcovského súvrstvia sa interpretuje ako pozvoľný. Vrstvy vo vrte sú veľmi strmo uložené až vztyčené. Tento fakt v danom prípade nepotvrdzuje predstavu Nemčoka (1961) o úložných pomeroch malcovských facií (relatívne mierny až stredný sklon vrstiev) na zvrásnenom staršom podloží, ktorým je zlínske súvrstvie.

Vyšnopolianska šupina (štruktúra RI3)

Tiahne sa (v smere SZ – JV) zo západnej časti regiónu od slovensko-polskej štátnej hranice pri obci Ondavka jv. smerom na Vyšnú Polianku (podľa ktorej je pomenovaná) cez kótu Briežky (482 m n. m.) a Stavenec (460 m n. m.) až do údolia potoka Mostovka (jjz. od Kečkoviec) a tam sa končí na zlome smeru SV – JZ.

* Pesl (1960) blízko Novej Polianky na JV od Svidníka definoval synklinálne pásmo a nazval ho – nevedno prečo – synklinálne pásmo Nižnej Polianky. Iba na spresnenie uvádzame, že sa Nižná Polianka nachádza na SV od Smilna v sz. časti mapovaného regiónu.

Štruktúra vystupuje v priestore južnej časti pôvodne definovaného hunkovského synklinoriálneho pásma (vonkajšia račianska zóna, Matějka a Kodým, 1952; Matějka et al., 1964b). Antiklinálna zóna vystupujúca v jej sz. časti sa označovala ako sz. úsek antiklinálnej zóny Ondavka – Roztoky (l. c.). Dôvody a kritériá na príslušnosť aj tejto štruktúry do vnútornej račianskej zóny sme už uviedli (cf. charakteristika *roztockej šupiny*, štruktúra RI1).

Sz. od *nižnopolianskeho zlomu* sa šupina rozširuje a má charakter asymetrickej antiklinály. V jej jadre vystupujú výrazne deformované (zvrásnené) fácie belovežského súvrstvia a v ramenách zlínske súvrstvie v spodnej časti s makovickými pieskovecami. Smerom na SZ (v oblasti Ondavky) štruktúra dostáva antiklinoriálny charakter. Jv. od *nižnopolianskeho zlomu* sa v štruktúre, podobne ako pri severnejšej *roztockej šupine*, pozorovala synklinálna až synklinoriálna stavba (fácie zlínskeho súvrstvia) s tektonicky amputovaným jz. ramenom (cf. geol. rez 1 – 2; Kováčik et al., 2011c).

Zborovská šupina (štruktúra RI4)

Má pomerne komplikovanú štruktúru. Do jej stavby výrazne zasahuje štruktúra *smilnianskeho tektonického okna* vystupujúca v jej centrálnej časti, zároveň „rozdeľujúca“ štruktúru šupiny na severnú a južnú časť. Severnú časť možno sledovať od Becherova cez Jedlinku až do oblasti na V od Nižného Mirošova, kde sa končí na *roztockom zlome* a na zlome smeru SV – JZ. Južná časť sa tiahne od Zborova cez Šarišské Čierne do oblasti Kurimky a tam sa končí na *makovickom zlome*.

Vo vnútornej stavbe šupiny možno odlíšiť niekoľko čiastkových tektonických štruktúr. V severnej časti vystupuje *smilnianskovrchová štruktúra*, *mirošovské antiklinálne pásmo* a *kaštielická synklinála*, v južnej *zborovské antiklinórium*, *kačalovské synklinórium*, *antiklinála Ostrej*, *jedlinská synklinála* a *dľholúcke synklinálne pásmo*.

Smilnianskovrchová štruktúra (štruktúra RI4-1) je orientovaná v smere VSV – ZJZ (SV – JZ) a z toho vyplýva, že má odlišný priebeh ako väčšina už uvedených štruktúr. Pôvodne sa definovala ako synklinálna štruktúra smilnianskeho vrchu (Matějka et al., 1964b).

Úložné pomery (oblasť kóty Smilniansky vrch 750 m n. m.) v rámci tejto štruktúry, ktorú tvoria makovické pieskovce, v súlade so Stránikom (1960) chápeme ako dominantne monoklinálne s prevahou miernych až stredných sklonov. Vrásová stavba pozorovaná sz. a severne od Jedlinky (cf. Kováčik et al., 2011c) nie je priebežná a pokladáme ju za lokálnu záležitosť.

Fácie belovežského súvrstvia tvoriace podložie makovických pieskovecov sú na južnom okraji štruktúry (spojnica Jedlinka – Chmeľová) miestami voči nadložíu disharmonicky vrásnené. Tam, kde ich vrstvový sled vystupuje vzájomne v nesúhlasnej (inverznej) pozícii, interpretujeme tektonické obmedzenie (čiastkový prešmyk), resp. na SZ od Jedlinky presnú povahu tektonického styku nepoznáme. Stránik (1960) túto situáciu charakterizuje ako „tektonické odlúčenie“, ktoré vzniklo pre rozličnú mechanickú homogenitu vrstiev.

Mirošovské antiklinálne pásmo (štruktúra RI4-2, sensu Matějka et al., 1964b) je štruktúra medzi *nižnopolianskym zlomom* na SZ (oblasť Nižnej Polianky) a *roztockým zlomom* na JV (oblasť Nižného Mirošova). Pásmo tvoria fácie belovežského súvrstvia, ktoré sú z väčšej časti prekryté kvartérnymi sedimentmi. Na SV sa tektonicky stýka so severnejšou *vyšnopolianskou šupinou* (štruktúra RI3). Niektorí autori (napr. Matějka et al., 1964a, b) túto násunovú plochu (so stredným sklonom; cf. geol. rez 1 – 2; Kováčik et al., 2011c) považujú za hranicu medzi vnútornou a vonkajšou račianskou zónou.

Kaštielická synklinála (štruktúra RI4-3, synklinála Kaštielika sensu Matějka et al., 1964b) je štruktúra tiahnuca sa generálne v smere SZ – JV. *Cigliansky zlom* (smeru SV – JZ) ju delí na západnú časť, okolie kóty Kaštielik (648 m n. m.), a východnú – oblasť kóty Jackova hora (543 m n. m.), kde sa stáča do smeru VSV – ZJZ. Štruktúru tvoria makovické pieskovce sformované do mierne asymetrickej, priamej – otvorenej až roztvorenej synklinály (cf. geol. rez 1 – 2; Kováčik et al., 2011c). Stránik (1960b) resp. Matějka et al. (1964b) tu upozorňujú na brachysynklinálnu stavbu. V podložnom belovežskom súvrství (na JJZ od Nižnej Polianky) sa pozorovali prvky disharmonického vrásnenia (cf. geol. rez 1 – 2; Kováčik et al., 2011c).

Zborovské antiklinórium (štruktúra RI4-4, sensu Matějka et al., 1964b resp. zborovské antiklinoriálne pásmo sensu Leško a Samuel, 1968) je nosnou a zároveň najrozsiahlejšou časťou *zborovskej šupiny*. Tvoria ho predovšetkým fácie belovežského súvrstvia so známami výraznej deformácie. Na J od *smilnianskeho tektonického okna* (medzi Smilnom a Kurimkou) je v podloží belovežského aj staršie kurimské súvrstvie (cf. Kováčik et al., 2011c). Vnútnu stavbu antiklinória, hlavne jeho severnú časť silno ovplyvňuje tektonické „zavlečenie“ *vrásovej šupiny grybowskej jednotky* medzi štruktúru *zborovskej šupiny*.

Ďalej opísané štruktúry vystupujú v priestore sz. osovej časti pôvodne definovaného beňadikovského synklinálneho pásma (Matějka et al., 1964b). Smerom na JZ *zborovské antiklinórium* plynule nadväzuje na *kačalovské synklinórium* (štruktúra RI4-5) smeru SZ – JV, ktorého priebeh možno sledovať medzi Zborovom a *makovickým zlomom* (na SZ od Hažlína). Jv. od zlomu (smeru S – J) v údolí Andrejovho potoka synklinórium tvoria makovické pieskovce zvrásnené do sústavy zovretých až otvorených, priamych až šikmých vrás

nižšieho rádu. Smerom na SZ v jeho osovej časti vystupuje relatívne úzky pruh deformovaných (antiklinálne zvrásnených) facií belovežského súvrstvia.

V *antiklinále Ostrej* (štruktúra RI4-6), sledovateľnej vjv. od kóty Jedlina (620 m n. m.) približne po *makovický zlom* (sv. od Beloveže), vystupujú na povrch výrazne deformované fácie belovežského súvrstvia (tenkovrstvovitý flyš miestami s polohami pestrých ílovcov). Sv. od kóty Ostrá (456 m n. m.) sú sedimenty detailne disharmonicky zvrásnené a sz. od Andrejovej sformované do otvorenej antiklinály (cf. geol. rez 1 – 2; Kováčik et al., 2011c).

Jedlinská synklinála (štruktúra RI4-7) má charakter priamej otvorenej synklinály. Tvoria ju makovické pieskovce, ktoré sú z jz. strany (medzi Dlhou Lúkou a Andrejovou) v tektonickom kontakte s malcovským súvrstvom *dľholúckeho synklinálneho pásma*.

Dľholúcke synklinálne pásmo (štruktúra RI4-8) je relatívne úzka a deformovaná zóna smeru SZ – JV, v ktorej medzi bystrickou jednotkou na JZ a *jedlinskou synklinálou* (*zborovská šupina*) na SV vystupujú zvrásnené starooligocénne fácie malcovského súvrstvia. Opisované pásmo možno chápať ako „pokračovanie“ *brezovského synklinória* (*radomská šupina*, štruktúra RI6) smerom na SZ od *makovického zlomu*.

Mestištianska šupina (štruktúra RI5)

Tiahne sa v smere ZSZ – VJV (SZ – JV). Možno ju sledovať od *makovického zlomu* smerom na VJV cez kótu Makovica (655 m n. m.), Čierna hora (667 m n. m.), Ostrý vrch (599 m n. m.), za *rovnianskym zlomom* sa stáča jv. smerom na obec Mestisko (podľa ktorej je pomenovaná) a Duplín a tam sa končí na *vyškovskom zlome*.

Zo SV sa tektonicky stýka so *svidníckou* (štruktúra RI2) a na JZ s *radomskou šupinou* (štruktúra RI6). Na Z od *rovnianskeho zlomu* vzájomný tektonický kontakt s *radomskou šupinou* nie je viditeľný (nedostatok vhodných odkryvov spôsobený rozsiahlym kvartérnym pokryvom). V rámci stavby tu predpokladáme (cf. geol. rez 3 – 4; Kováčik et al., 2011c) násunovú plochu so stredným sklonom na SV, na čo by mohla poukazovať asymetria *synklinálneho pásma Makovica – Ostrý vrch* (makovické pieskovce) resp. nápadná redukcia pruhu belovežského súvrstvia medzi Cerninou a Rovným. Je pravdepodobné, že v tomto úseku má násun povahu tzv. iniciálneho prešmyku*.

Šupinu v celom jej priebehu úplne alebo sčasti segmentujú priečne zlomy smeru S – J až SV – JZ (napr. *rovnianský, stročínsky zlom* a i.), ale hlavne *širokohorský zlom*, ktorý sa prejavuje aj výrazne morfológicky (obr. 36c).

Na vnútornej stavbe tejto štruktúry sa zúčastňuje niekoľko čiastkových tektonických jednotiek. Od SV na JZ je to *synklinálne pásmo Makovica – Ostrý vrch*, pôvodne definované ako zsz. osová časť *synklinálneho pásma Nižnej Polianky* (sensu Pešl, 1960; Matějka et al., 1964b), *mestištianske antiklinórium*, v minulosti označované ako *antiklinálne pásmo Mestiska* (sensu Pešl, 1960) resp. *antiklinálne pásmo Kazimír – Mestisko* (Matějka et al., 1964b), *duplínska synklinála*, *incovohorská antiklinála* a *rajsovohorská synklinála*.

Synklinálne pásmo Makovica – Ostrý vrch (štruktúra RI5-1) má priebeh ZSZ – VJV a tvar asymetrickej otvorenej až roztvorenej synklinály, v jadre tvorenej makovickými pieskovcami, ktoré sa morfológicky prejavujú tvorbou nápadných hrebeňov (obr. 36c). V ramenách vystupujú aj fácie belovežského súvrstvia.

Mestištianske antiklinórium (štruktúra RI5-2) tvoria hlavne fácie belovežského súvrstvia medzi pásmami makovických pieskovcov (*synklinálne pásmo Makovica – Ostrý vrch* a *rajsovohorská synklinála*). Rozprestiera sa medzi *rovnianskym zlomom* na SZ a *štiavnickým* na JV. Bližšiu geometrickú charakteristiku sťažuje výrazný kvartérny pokryv v širšej oblasti Hrabovčička a Mestiska (cf. Kováčik et al., 2011c). Tektonický kontakt (prešmyk so strmým sklonom na JZ, cf. geol. rez 9 – 10; Kováčik a Kobulský in Kováčik et al., 2010) so severnejšou *svidníckou šupinou* (sv. od Stročina) je sprevádzaný niektorými tektonickými fenoménmi, ako je hustá sieť puklín v „drvených“ pieskovochoch (sporadicky s kalcitovou výplňou) alebo S-C? stavba pozorovaná v ílovcach.

Duplínska synklinála (štruktúra RI5-3) je štruktúra sz.-jv. smeru s osou ponorenou na JV. V spodnej časti ju tvoria makovické pieskovce. Jej brachysynklinálne uzatvárajúce sa jadro, vystupujúce jjz. od kóty Kamenec (326 m n. m.), tvorí mladšia ílovcová fácia zlínskeho súvrstvia (zóna NP-21). Severné rameno synklinály je strmo (cca 80°) sklonené na JZ, južné plynulo nadväzuje na severné rameno južnejšej štruktúry (*incovohorská antiklinála*) a tak tvoria stredné rameno vrásky.

Incovohorská antiklinála (štruktúra RI5-4) má sz.-jv. priebeh. Budujú ju makovické pieskovce sformované do otvorenej antiklinály. Južné rameno štruktúry (j. svah Incovej hory 303 m n. m. na Z od Duplína) je stredne (50 – 65°) sklonené na JJZ, severné mierne sklonené (10 – 30°) na SV a možno ho pozorovať v izolovaných odkryvoch ssv. od Duplína.

* V štruktúrno-tektonickej schéme (cf. Bóna et al., príl. 1) túto hranicu vyznačujeme schematicky (bodkovaná čiara), lebo v geologickej mape (Kováčik et al., 2011c) jej priebeh na povrchu nie je kartograficky zobrazený.

Rajsovhorská synklinála (štruktúra RI5-5) je štruktúra s osou orientovanou v smere SZ – JV. Je sledovateľná medzi kótou Rajsova hora (485 m n. m.) a severným okrajom Rakovčika. Má tvar otvorenej synklinály vyplnenej makovickými pieskvcami.

Radomská šupina (štruktúra RI6)

Šupina je najrozsiahlejšou štruktúrou vnútornej račianskej zóny. V študovanom území je vyvinutá v pásme širokom 8 – 12 km. Má sz.-jv. priebeh, ktorý možno sledovať na línii (Hažlín – Ortuťová – Radoma – Šandal). Tiahne sa od *makovického zlomu* (medzi Belovežou a Kurimkou) smerom na JV do údolia Ondavy a tam na *ondavskom zlome* končí. Charakteristickou črtou štruktúry je prítomnosť najmladších súvrství račianskej jednotky (malcovské súvrstvie) zachovaných v jadrovej časti širokého synklinoriálneho pásma situovaného v jej jz. časti.

Vnútornú stavbu šupiny tvorí niekoľko čiastkových tektonických jednotiek. Od SV na JZ je to *cerninské antiklinálne pásmo*, *hažlínska synklinála*, *poholodiakovská antiklinála*, *ostrohorská synklinála*, *banská synklinála*, *bokšianska* a *mlynárovská antiklinála*, *brezovské* a *olšavské synklinórium*. Tieto štruktúry vystupujú v priestore pôvodne definovaného beňadikovského synklinálneho pásma (Matějka et al., 1964b). Šupinu priečne porušujú zlomové štruktúry – *širokohorský*, *štiavnický* a *tisinský*, zlom v oblasti Hrabovca a niekoľko menších zlomov.

Cerninské antiklinálne pásmo (štruktúra RI6-1) sa pôvodne definovalo ako antiklinálne pásmo Mestiska (sensu Pešl, 1960) resp. antiklinálne pásmo Kazimír – Mestisko (Matějka et al., 1964b). Tvoria ho fácie belovežského súvrstvia a jeho antiklinálnu stavbu zvyrazňujú polohy pestrých ílovcov tiahnuce sa v priebežných pruhoch. Má charakter priamej, otvorenej antiklinály s tektonicky zhrubnutým (zvrásneným) jz. ramenom (cf. geol. rez 3 – 4; Kováčik et al., 2011c). Predpokladáme, že má pomerne komplikovanú stavbu, a nevylučujeme prítomnosť čiastkových prešmykov, ktorých identifikáciu sťažuje rozsiahly kvartérny pokryv medzi Kurimkou a Rovným (cf. l. c.).

Hažlínsku synklinálu (štruktúra RI6-2) budujú makovické pieskovce. Sú zvrásnené do asymetrickej, priamej a otvorenej synklinály (cf. geol. rez 3 – 4; Kováčik et al., 2011c). Štruktúra sa v oblasti Hažlína styka s *brezovským synklinóriom* na poklesovom zlome smeru SZ – JV.

Poholodiakovskú antiklinálu (štruktúra RI6-3; je pomenovaná podľa kóty Poholodiak 365 m n. m. na S od Ortuťovej) tvoria v jadre makovické pieskovce. Má tvar otvorenej a smerom na JV až roztvorenej antiklinály. V jz. ramene sa zachovali nadložné vrstevné sledy zlínskeho súvrstvia (ílovcová a glaukonitovo-pieskovcová fácia).

Ostrohôrčanská synklinála (štruktúra RI6-4) je pomenovaná podľa kóty Ostrá hôrka (408 m n. m.), ktorá je zsz. od Rakovčika. Štruktúra má priebeh ZSZ – VJV a tvoria ju fácie zlínskeho súvrstvia.

Banská synklinála (štruktúra RI6-5; pomenovaná podľa kóty Baňa 526 m n. m.) prebieha medzi *štiavnickým* a *tisinským zlomom* generálne v smere SZ – JV. Na stavbe štruktúry sa zúčastňujú makovické pieskovce vystupujúce v nadloží belovežského súvrstvia, ktoré sa zachovalo hlavne v jej sv. ramene. V centrálnej časti (oblasť obce Baňa) má miestami synklinoriálny charakter. Blízko styku opisovanej štruktúry s *tisinským zlomom* sa zistila rotácia horninových pruhov do smeru SV – JZ (cf. Kováčik et al., 2011c).

Bokšianska antiklinála (štruktúra RI6-6) je smerovo anomálna (SV – JZ) štruktúra vystupujúca v tektonickom bloku ohraničenom voči okolitým jednotkám výraznými zlomami, a to *ondavským* na V, *tisinským* na SZ a *šandalským* (prešmyk?) na J. Tvorí ju ílovcová fácia zlínskeho súvrstvia a jej jv. rameno je zavrásnené do sústavy antiklinál a synklinál generálne smeru SV – JZ.

Mlynárovská antiklinála (štruktúra RI6-7) je štruktúra smeru SZ – JV sledovateľná smerom na SZ od *štiavnického zlomu* cez Mlynárovce až do oblasti Lipovej. Miestami je v jadrovej časti antiklinály odkrytá glaukonitovo-pieskovcová fácia a v ramenách v celom priebehu štruktúry vystupuje ílovcová fácia zlínskeho súvrstvia.

Brezovské synklinórium (štruktúra RI6-8) je rozsiahla štruktúra smeru SZ – JV. Pôvodne sa definovalo ako synklinála Brezovky (Nemček, 1961) resp. synklinálna štruktúra Brezovka – Okružle – Olšava (Matějka et al., 1964b). Synklinórium budujú fácie malcovského súvrstvia. V rámci vrstevného sledu vystupujú nepriebežné výskyty menilitových vrstiev (najmenej v troch polohách), ale ich tektonické opakovanie (šupinová stavba sensu Jankowski et al., 2004) sa nepotvrdilo.

Os synklinória je sledovateľná od *štiavnického zlomu* (oblasť Okružleho) smerom na SZ do oblasti Brezovky, kde sa štruktúra brachysynklinálne uzatvára. V oblasti kóty Baňa (388 m n. m. zsz. od Brezovky) má štruktúra povahu otvorenej synklinály, na SV a JJV od Kožian sa názorne vyvinula synklinoriálna stavba, ktorú tvorí sústava antiklinál a synklinál. Južnú resp. jz. hranicu tvorí tektonický kontakt s bystrickou jednotkou.

Olšavské synklinórium (štruktúra RI6-9) má charakter asymetrickej štruktúry smeru SZ – JV s vergenciou na SV. Na JV od *štiavnického zlomu* je pokračovaním *brezovského synklinória* smerom do okolia Nižnej Olšavy, kde sa na *ondavskom zlome* končí. Severným ramenom synklinória je niekoľko 100 m hrubý vrstevný

sled zlínskeho súvrstvia vyvinutého prevažne v ílovcovej fáci. V južnom ramene je tento horizont výrazne tektonicky redukovaný. Jadro synklinória tvorí malcovské súvrstvie s polohami menilitových vrstiev. Štruktúru zo S ohraničuje *šandalský zlom* a južnú hranicu tvorí tektonický styk (smeru SZ – JV) s *muchovohorským šupinovým pásmom*.

Faciálne rozdiely voči susedným štruktúram, katakláza a zvýšený výskyt kalcitových žíl viedli niektorých autorov k odlišným tektonickým interpretáciám. Pesl (1960) zaradil fácie malcovského súvrstvia do vonkajšieho flyšového pásma (duklianska jednotka – poznámka autorov textu), ktoré vystupuje spod na S presunutej račianskej jednotky vo forme tektonického okna (olšavské tektonické okno, l. c.). Matějka et al. (1964a, b) považuje fácie vystupujúce v „olšavskom tektonickom okne“ za súčasť brezovského pásma račianskej jednotky, ktoré vystupuje spod spätne (na J) presunutého zborovského pásma.

Poliakovská šupina (štruktúra RI7)

Šupina sa tiahne v smere SZ – JV (na línii Hrabovec – Poliakovce – Dubinné) medzi *volianskym zlomom* na Z a *olšavským* na V. Tvorí ju fácie malcovského súvrstvia račianskej jednotky tektonicky zavlečené medzi čiastkové štruktúry západnej časti bystrickej jednotky. Má charakter relatívne úzkeho, najviac 500 m širokého pásu, ktorého dominantnú časť prekrývajú kvartérne sedimenty v údolí Tople. Na povrch vystupuje iba v zárezoch priečných potokov medzi Hrabovcom a Poliakovcami.

Hankovské šupinové pásmo (štruktúra RI8)

Je štruktúrou zloženou z dvoch šupín smeru SZ – JV, ktorú zo SZ ohraničuje výrazný *olšavský* a z JV výrazný *porubský zlom* (smeru SV – JZ). Z južnej strany prebieha *dubienský zlom* (podľa obce Dubie) smeru VSV – ZJZ.

Severnú hankovskú šupinu (štruktúra RI8a) na povrchu tvorí iba malcovské súvrstvie dosunuté na SV na belovežské súvrstvie bystrickej jednotky. Kontakt s bystrickou jednotkou tvorí strmo sklonená násunová plocha.

Južná hankovská šupina (štruktúra RI8b) je v okolí Hankoviec a Kochanoviec. Jej severnú časť buduje ílovcová fácia zlínskeho súvrstvia, ktoré smerom do nadložia pozvoľne prechádza do malcovského súvrstvia. Takýto vrstvový sled zachytil aj vrt N-1 (Nemčok a Koráb, 1961) západne od Kochanoviec. Vzájomný tektonický styk obidvoch charakterizovaných štruktúr sprevádzajú vrásové mezoštruktúry smeru SV – JZ až V – Z.

Názory na stavbu tejto časti regiónu nie sú jednotné. Podľa Matějku et al. (1964a, b) malcovské súvrstvie v okolí Hankoviec patrí do krynickej jednotky a vystupuje vo forme tektonického okna (hankovské tektonické okno sensu Matějka et al., 1964b) spod spätne, na J presunutej bystrickej jednotky. V zhode s náhľadmi niektorých ďalších autorov (napr. Nemčok, 1961; Nemčok, 1990; Nemčok et al., 1990; Leško a Samuel, 1968) považujeme malcovské súvrstvie tohto pásma za súčasť vrstvového sledu račianskej jednotky.

Miňovská šupina (štruktúra RI9)

Je v jv. časti regiónu, kde sa pôvodne definovalo synklinálne pásmo Miňoviec (sensu Matějka et al., 1964b). Má priebeh SZ – JV a tiahne sa v úseku medzi Breznicou a Mrázovcami smerom na JV od *ondavského zlomu* (smeru S – J) prebiehajúceho údolím Ondavy. V mapovanom území je iba najzápadnejšia časť *miňovskej šupiny* a smerom na JV pokračuje mimo územia sledovaného regiónu. Štruktúru tvoria hlavne fácie vyššej časti zlínskeho súvrstvia (ílovcová a glaukonitovo-pieskovcová fácia) sformované do synklinály. V severnej časti šupiny pri styku so *sitníckou synklinálou* je aj najstarší člen zlínskeho súvrstvia – makovické pieskovce, ktoré boli nasunuté na S na malcovské súvrstvie *sitníckej synklinály*. Južnú hranicu *miňovskej šupiny* tvorí stredný až strmý násun *muchovohorského šupinového pásma*.

Muchovohorské šupinové pásmo (štruktúra RI10)

V starších prácach sa označuje ako antiklinálne pásmo Muchovej hory (cf. Pesl, 1960; Matějka et al., 1964b). Tvorí ho skupina štyroch šupín (štruktúry RI10a – d) smeru SZ – JV situovaných pri južnom okraji račianskej jednotky. Na SZ je sledovateľné od južného okraja kóty Kamenná (423 m n. m.). Pokračuje smerom na JV cez kótu Muchova hora (472 m n. m.), Vysoký vrch (423 m n. m.) a ďalej naprieč údolím Ondavy do oblasti na J od Mrázoviec (okolie kóty Čierťaž, 400 m n. m., mimo územia študovaného regiónu) a tam sa na zlome smeru SSZ – JJV končí (cf. Žec et al., 2006).

Severné šupiny (štruktúry RI10a – c) sú z generálne na JZ sklonených vrstiev spodnej časti vrstvového sledu račianskej jednotky – zo starších mrázovských vrstiev (sv. frontálna časť šupín) a z mladších facií belovežského súvrstvia (jz. tylová časť šupín). Najjužnejšia *južná šupina* (štruktúra RI10d) je najrozsiahlejšou

štruktúrou opisovaného pásma a ako jediná je zastúpená v celom jeho priebehu. Má širší stratigrafický rozsah. V bazálnej časti ju tvoria mrázovské vrstvy, smerom do nadložia belovežské a zlínske súvrstvie (makovické pieskovce s nadložnou flocovou faciou).

Šupinové pásmo segmentujú nápadné priečne poruchy smeru S – J, v menšej miere SV – JZ. Zlomy sú často sprevádzané prizlomovými vlečnými vrásami (obr. 35a, c).

Štruktúrne členenie bystrickej jednotky

Bystrická tektonicko-litofaciálna jednotka je ďalšou čiastkovou jednotkou magurského príkrovu. Tiahne sa v smere SZ – JV resp. ZSZ – VJV medzi severnejšou račianskou a krynickou jednotkou na J. Ich vzájomný vzťah je tektonický. Prítomnosť „bystrickej fácie“ vo východoslovenskom úseku flyšového pásma konštatoval už Matějka a Roth (1950). V skúmanom regióne je najrozšírenejšia v sz. (bardejovskej) časti, kde býva široká cca 9 km, no smerom na JV je tektonicky redukovaná na 2 km (v oblasti Kručova).

Jednotka sa vyznačuje výraznou pozdĺžnou pásmovou (šupinovou) stavbou, dobre viditeľnou hlavne v jej frontálnej časti. V priečnom reze má charakter štruktúrneho vejára (cf. geol. rez 3 – 4; Kováčik et al., 2011c), čo sa prejavuje juhovergentnou stavbou pozorovanou v jej južnej resp. jz. časti. Šupiny navzájom oddelené vrásovo-prešmykovými zlomami nie sú vyvinuté priebežne a to poukazuje na tektonicky komplikovaný vývoj jednotlivých častí jednotky. Preto sme ju v študovanom regióne rozdelili do troch štruktúrne homogénnych častí (západnej, strednej a východnej; cf. tektonická schéma; Bóna et al., príl. 1 a geol. mapa; Kováčik et al., 2011c). Západnú časť tvoria štyri šupiny (štruktúry BZ1 až BZ4), strednú päť (štruktúry BS1 až BS5) a východnú šesť (štruktúry BV1 až BV6).

Všeobecne sú pre vnútornú stavbu tektonických šupín charakteristické úzke, často zovreté antiklinálne pásma facií belovežského súvrstvia vystupujúce prevažne v severných – frontálnych častiach šupín s čiastočne alebo aj s úplne tektonicky amputovanými ramenami.

Relatívne širšie synklinálne pásma sú v južnejších častiach šupín a budujú ich prevažne fácie zlínskeho súvrstvia. Väčšinou sa zachovali len ako neúplné synklinály s „uťatým“ južným ramenom.

Západnú časť bystrickej jednotky tvorí menej šupín, čo súvisí s tým, že je menej komprimovaná ako jej stredná a východná časť.

Pri jz. okraji je bystrická jednotka „prešmyknutá“ na malcovské súvrstvie krynickej jednotky. Nemčok (1990) a Nemčok et al. (1990) považuje malcovské súvrstvie *raslavického synklinória* za súčasť bystrickej jednotky a v podloží súvrstvia vyčleňuje pozvoľný prechod cez menilitové súvrstvie a pestré súvrstvie až do zlínskeho súvrstvia. Podľa Nemčoka (1990) je styk krynickej a bystrickej jednotky na tektonickej línii (zlome) tiahnucej sa od Hervartova cez Fričkovce až po Osikov (mimo územia študovaného regiónu) smerom na JV až do oblasti Želmanoviec a Dukoviec. Matějka et al. (1964a) tento tektonický styk situujú generálne na líniu Kľušovská Zábava, Kľušov a cez Kobyly až po Janovce.

Redefiníciou tzv. pestrého súvrstvia (vrchný eocén) bystrickej jednotky (sensu Nemčok et al., 1990) na belovežské súvrstvie (Kováčik et al., 2008a) sa zásadne mení chápanie stavby územia a posunutie stykovej línie medzi spomenutými tektonicko-litofaciálnymi jednotkami smerom na SV (cf. Kováčik et al., 2011c).

Na SV je bystrická jednotka nasunutá na malcovské súvrstvie račianskej jednotky. V širšej oblasti Hankoviec, kde je geologická stavba územia pomerne zložitá, je voči račianskej jednotke ohraničená niekoľkými významnými zlomami (*olšavským* pri kontakte s *hankovským šupinovým pásmom*, *porubským zlomom* v údolí Tople pri kontakte s *brezovským synklinóriom* a *dubianskym zlomom*).

BYSTRICKÁ JEDNOTKA-ZÁPADNÁ ČASŤ

Západnú časť bystrickej jednotky tvoria štyri šupiny vystupujúce na SZ od *dubianskeho zlomu* smeru VSV – ZJZ resp. *porubského zlomu* smeru SV – JZ.

Od SV na JZ v tejto časti bystrickej jednotky definujeme nasledujúce štruktúry – *hurinkovskú* (štruktúra BZ1); *rimbarovskú* (štruktúra BZ2); *kračinovskú* (štruktúra BZ3) a *lukavickú šupinu* (štruktúra BZ4). Stavba vymedzeného územia sa pôvodne chápala ako vrásová – pásmová, iba lokálne boli jednotlivé pásma oddelené tektonickými líniami (cf. Matějka et al., 1964a, b; Leško a Samuel, 1968). Z aktuálneho pohľadu možno stavbu tejto časti regiónu chápať ako vrásovo-šupinovú porušovanú priečnymi zlomami smeru S – J až SV – JZ.

Hurinkovská šupina (štruktúra BZ1)

Je to najsevernejšia šupina v západnom úseku bystrickej jednotky. Má priebeh SZ – JV a tiahne sa od údolia potoka Kamenec cez kótu Za Chotárnou (422 m n. m.), Vrch (410 m n. m.) až na kótu Hurinková (338 m n. m.; podľa nej je šupina pomenovaná) sz. od Dubinného. Z JV ju ohraničuje olšavský zlom smeru SV – JZ.

Litologickou náplňou šupiny je prevažne pieskovcová fácia (spodná časť) belovežského súvrstvia v jadrovej časti *magurského antiklinálneho pásma* (štruktúra BZ1-1; cf. Matějka et al., 1964b – pásmo Magury) s drobnorytmickým flyšom a s polohami pestrých ílovcov v ramenách. Táto antiklinálna štruktúra na SZ od *makovického zlomu* tvorí externú časť bystrickej jednotky, v oblasti na JV od Dlhej Lúky má celá štruktúra vergenciu na JZ a jej sv. rameno nie je úplne zachované (geol. rez 1 – 2; Kováčik et al., 2011c). V oblasti kóty Uhlisko (364 m n. m.) a Veľká Obyčka (367 m n. m.) je v synklinálach zachované zlínske súvrstvie vyvinuté v pieskovcovej fáci.

Fácie belovežského súvrstvia sú v opisovanej šupine často výrazne deformované a majú premenlivú geometriu vrásových štruktúr. V niektorých prípadoch sa pozorovali vrásky s vergenciou na JZ (napr. na V od Hrabovca) a medzi Belovežou a Hrabovcom je doložená čiastková imbrickovaná stavba.

Tektonický styk bystrickej a račianskej jednotky prostredníctvom kontaktu *hurinkovskej šupiny* (pestré ílovce belovežského súvrstvia) s *brezovským synklinóriom* (menilitové vrstvy) je názorne odkrytý v záreze doliny na SV od Poliakoviec.

Rimbarská šupina (štruktúra BZ2)

Štruktúra smeru SZ – JV je pomenovaná podľa kóty Rimbarová (385 m n. m.) na Z od Poliakoviec. Na SV sa stýka s *poliakovskou šupinou* (štruktúra RI7) a jv. od *olšovského zlomu* s *banskou šupinou* (vnútorná račianska jednotka, malcovské súvrstvie). Násunová línia štruktúry (medzi Hrabovcom a Kurimou) z JZ lemuje údolie Tople.

Šupinu na JV ohraničuje porubský zlom a smerom na SZ (územie medzi kótou Rimbarová a *volianskym zlomom*) sa tektonický kontakt s južnejšou štruktúrou (*kračinovskou šupinou*) stráca. V čelnej časti šupiny dominujú fácie belovežského súvrstvia a smerom na JZ ju tvorí zlínske súvrstvie.

Kračinovská šupina (štruktúra BZ3)

Má priebeh SZ – JV a je pomenovaná podľa kóty Kračínová (463 m n. m. na SV od Vyšnej Vole). Tektonický kontakt so severnejšou štruktúrou (*rimbarovskou šupinou*) sa interpretuje ako vrásový prešmyk. V sv. čelnej časti šupinu tvoria výrazne tektonicky redukované fácie belovežského súvrstvia, miestami sformované do zavretej antiklinály tiahnucej sa na SZ do údolia Tople (na SZ od Poliakoviec). Táto štruktúra sa pôvodne definovala ako *komárovská antiklinálna štruktúra* (Matějka et al., 1964b; štruktúra BZ3-1).

Jz. časť šupiny tvorí zlínske súvrstvie vyvinuté prevažne v pieskovcovej fáci. Na Z od *volianskeho zlomu* má táto časť šupiny synklinálny charakter – *polianske synklinálne pásmo*; štruktúra BZ3-2; synklinálne pásmo Polianky, sensu l. c.), pričom v jadre synklinály vystupuje ílovcová fácia zlínskeho súvrstvia.

Lukavická šupina (štruktúra BZ4)

Je to plošne najrozsiahlejšia šupina západnej časti bystrickej jednotky s výrazne vyvinutými synklinálnymi a antiklinálnymi pásmami generálne smeru SZ – JV. Kontakt so severnejšou *kračinovskou šupinou* tvorí strmo na SV sklonená násunovo-prešmyková plocha, pričom smerom do hĺbky sa sklon zmierňuje a je orientovaný na JZ (cf. geol. rez 3 – 4; Kováčik et al., 2011c). Tento tektonický vzťah je spoľahlivo identifikovaný po *voliansky zlom* resp. po jeho západnejší ekvivalent smeru SSZ – JVV (Kováčik et al., l. c.) a smerom na SZ už tektonická hranica nie je na povrchu viditeľná* (nedostatok vhodných odkryvov). Matějka et al. (1964a) tento kontakt (styk belovežského a zlínskeho súvrstvia) interpretujú ako tektonické rozhranie.

Od SV na JZ v rámci vnútornej stavby šupiny vystupujú nasledujúce štruktúrne pásma. V čelnej časti je to *vyšnovolianske antiklinálne pásmo* (štruktúra BZ4-1; antiklinálne pásmo Vyšnej Vole sensu Matějka et al., 1964b), ktoré tvoria zvrásnené fácie belovežského súvrstvia. V štruktúre sa identifikovali zavreté, šikmé mezovrásky, miestami angulárneho typu. Zo SZ do študovaného územia čiastočne zasahuje *sveržovské synklinálne pásmo* (Matějka et al., l. c.), skladajúce sa zo *sosoninskej* (štruktúra BZ4-2) a *stráňanskej synklinály* (štruktúra BZ4-3), ktorého výplňou je zlínske súvrstvie. Smerom na JZ sa rozprestiera *tarnovské synklinóriom*, pôvodne chápané ako tarnovské synklinálne pásmo (Matějka et al., 1964b). Tvorí ho sústava zavretých až zavretých synklinál a antiklinál so sklonom osovej roviny prevažne na SV (vergencia na JZ; cf. geol. rez 3 – 4; Kováčik et al., 2011c). Na ich stavbe sa zúčastňuje zlínske súvrstvie vyvinuté v pieskovcovej resp. v ílovcovej fáci. Ako hlavné sa odlišili nasledujúce synklinálne štruktúry: *mlyniská* (štruktúra BZ4-4), *šipotskohorská* (štruktúra BZ4-5), *rovienska* (štruktúra BZ4-6), *andrejovohorská* (štruktúra BZ4-7) a *hrančovská synklinála* (štruktúra BZ4-8).

* V štruktúrno-tektonickej schéme (cf. Bóna et al., príl. 1) túto hranicu vyznačujeme schematicky (bodkovanou čiarou).

Južný okraj *lukavicekej šupiny* (styk s krynickou jednotkou) je lemovaný úzkym pruhom belovežského súvrstvia (zovretá antiklinála), ktoré sa ďalej z podložia vynára až sz. od *olšavského zlomu* (oblasť Olšaviec).

BYSTRICKÁ JEDNOTKA-STREDNÁ ČASŤ

Strednú časť bystrickej jednotky tvorí päť šupín vystupujúcich medzi *dubianskym* (smeru VSS – ZJZ) resp. *stulianskym zlomom* (smeru SZ – JV, oblasť Koprivnice) na Z a zlomom smeru SSV – JJZ a *lužianskym zlomom* smeru S – J na V. Od S na J definujeme *lazčicku* (štruktúra BS1), *marhanskú* (štruktúra BS2), *červelicku šupinu* (štruktúra BS3), *šupinu kóty 304* (štruktúra BS4) a *splazinskú šupinu* (štruktúra BS5).

Stavba tohto vymedzeného priestoru sa pôvodne pokladala za vrásovú – pásmovú (cf. Matějka et al., 1964a, b), až neskôr (geol. mapa sv. Slovenska in Leško a Samuel, 1968) boli jednotlivé pásma oddelené tektonickými líniami. Stavbu tejto časti regiónu možno chápať ako vrásovo-šupinovú porušenú niekoľkými priečnymi zlomami smeru SSZ – JJV až SSV – JJZ.

Lazčicka šupina (štruktúra BS1)

V strednom úseku bystrickej jednotky je to najsevernejšia šupina. Má priebeh ZSZ – VJV a tiahne sa od údolia potoka Magdanec (*dubianský zlom*) cez kótu Lazčik (361 m n. m.; podľa nej je pomenovaná) východne od Marhane na kótu Potoky (337 m n. m.), odtiaľ výrazne tektonicky redukovaná pokračuje smerom na VJV a tam sa končí na zlome smeru SSV – JJZ.

Vnútoraná stavba šupiny má charakter asymetrickej antiklinály a jej litologickou náplňou sú fácie zlínskeho súvrstvia. Pôvodne sa tento priestor nesprávne interpretoval ako južné sobošské synklinálne pásmo (Matějka et al., 1964b).

Tektonický styk bystrickej a račianskej jednotky resp. kontakt *lazčickej šupiny* s *brezovským synklinóriom* (štruktúra RI6-8), ktorého sedimentárnu výplň tvorí malcovské súvrstvie, je výrazne komprimovanou zónou sprevádzanou zavretými až zovretými, často asymetrickými, šikmými až priamymi mezovrásami, ktoré sú v oboch štruktúrach. Deformácie sú zreteľne viditeľné v záreze potoka ssv. od Lascova. Násunová plocha bystrickej jednotky sa v pripovrchovej zóne interpretuje (cf. geol. rez 3 – 4; Kováčik et al., 2011c) ako strmo sklonená, ale smerom do hĺbky sa sklon zmiernuje na JZ.

Marhanská šupina (štruktúra BS2)

Je plošne najrozsiahlejšou šupinou strednej časti bystrickej jednotky. Jej západnú hranicu tvorí *dubianský zlom* (severne od Vaniškoviec), odtiaľ je sledovateľná cez kótu Kochanovské (386 m n. m.) a Hora (365 m n. m.) do oblasti Vyšného Kručova, ďalej do Marhane a smerom na VJV sa na zlome smeru SSV – JJZ a na *lužianskom zlome* (východne od Lascova) končí.

Vo vnútornej vrásovej stavbe sa pozorovali synklinály vyplnené pieskovcovou fáciou zlínskeho súvrstvia a antiklinály, ktoré tvorí belovežské súvrstvie resp. ílovcová fácia zlínskeho súvrstvia. Matějka et al. (1964b) z tohto priestoru pôvodne uvádzali synklinálne pásmo kóty 343 (na S) a západný výbežok francovského synklinálneho pásma (na J).

Vrásové štruktúry definovanej šupiny majú priebeh Z – V až ZSZ – VJV. Na V od kóty Hora (365 m n. m.) sa náhle ponára (na Z) os antiklinály, ktorú tvoria fácie belovežského súvrstvia, čo poukazuje na osovú eleváciu východnej časti štruktúry. V čelnej časti šupiny vystupuje zovretá antiklinála (belovežské súvrstvie), miestami s tektonicky amputovaným ssv. ramenom. Opisovaný kontakt so severnejšou *lazčickou šupinou* sa interpretuje ako strmo na JJZ sklonená násunovo-prešmyková plocha (cf. geol. rez 4 – 5; Gazdačko a Kováčik in Kováčik et al., 2008a).

Červelicka šupina (štruktúra BS3)

Má priebeh ZSZ – VJV. Pomenovaná je podľa kóty Červelík (383 m n. m. východne od Stulian). Tiahne sa od údolia Koprivničky (zlom smeru SV – JZ) smerom na VJV cez kótu Račková (392 m n. m.), Červelík (383 m n. m.) až do údolia Tople, kde sa na *lužianskom zlome* končí.

Šupina má synklinálnu stavbu a tvorí ju najmä zlínske súvrstvie vyvinuté v pieskovcovej fáci. Ílovcová fácia je iba v úzkom pruhu vystupujúcom v južnom ramene synklinály v západnej časti. V čelnej časti šupiny vystupuje zovretá antiklinála (belovežské súvrstvie) s amputovaným ssv. ramenom, a preto sa tektonický kontakt so severnejšou *marhanskou šupinou* interpretuje ako vrásový prešmyk (cf. geol. rez 4 – 5; Gazdačko a Kováčik in Kováčik et al., l. c.).

Šupina kóty 304 (štruktúra BS4)

Má tiež priebeh ZSZ – VJV. Je pomenovaná podľa kóty 304 (m n. m.), ktorá je severne od Kalnišťa. Dá sa sledovať od údolia Stulianskeho potoka (*stuliansky zlom*) smerom na VJV na kótu 304 (m n. m.) až do údolia Tople, kde sa na lužianskom zlome končí.

Šupina má vo východnej časti doloženú synklinálnu stavbu. Tu je najširšia a tvorí ju hlavne pieskovcová fácia zlínskeho súvrstvia. V strednej časti je tektonicky redukovaná. Ílovcovú fáciu možno pozorovať len v úzkom pruhu na ZSZ (na V od Stulian). V jej frontálnej časti vystupuje zovretá antiklinála, ktorú tvoria fácie belovežského súvrstvia resp. len jej pretrhnuté (južné) rameno. Tektonický kontakt so (severnejšou) *červelickou šupinou* interpretujeme ako vrásový prešmyk (z JJZ na SSV) amputujúci južné rameno synklinály (pieskovcová fácia zlínskeho súvrstvia) severnejšej štruktúry (cf. geol. rez 4 – 5; Gazdačko a Kováčik in Kováčik et al., 2008a).

Splazinská šupina (štruktúra BS5)

Je najjužnejšou šupinou strednej časti bystrickej jednotky. Má priebeh ZSZ – VJV. Pomenovaná je podľa kóty Splaziny (411 m n. m.) východne od Stulian. Zo Z je sledovateľná od údolia Stulianskeho potoka (*stuliansky zlom*) smerom na VJV, na kótu Splaziny (411 m n. m.) až po západný okraj Kalnišťa, kde šošovkovite tektonicky vyklinuje.

Štruktúra je pomerne komprimovanou zónou s generálne synklinálnou stavbou, čo je viditeľné v jej strednej časti (pieskovcová fácia zlínskeho súvrstvia). Úzke pruhy facií belovežského súvrstvia sú sformované resp. „valcované“ do zovretých antiklinálnych pásov. Vrásové štruktúry (zovreté až otvorené antiklinály a synklinály), pozorované v sedimentoch belovežského súvrstvia na Z od Kalnišťa, možno geneticky spájať s násunom opisovanej šupiny (resp. bystrickej jednotky) na *raslavické synklinórium* (štruktúra KS1) krynickej jednotky. Sprievodnými štruktúrami sú vrásové prešmyky, tektonické brekcie s kalcitovou výplňou a častá zmena polarita vrstiev.

BYSTRICKÁ JEDNOTKA-VÝCHODNÁ ČASŤ

Východnú časť bystrickej jednotky tvorí šesť šupín vystupujúcich na V od *stulianskeho zlomu*. Smerom na JV (oblasť Lomného) časť štruktúr pokračuje do údolia Ondavy a tam sa na *ondavskom zlome* (mimo územia študovaného regiónu) končia. Od S na J sa tu odlišila *valkovská* (štruktúra BV1), *sobošská* (štruktúra BV2), *fircovská* (štruktúra BV3), *dúbravská* (štruktúra BV4), *brezovská* (štruktúra BV5) a *francovská šupina* (štruktúra BV6).

Starší autori, podobne ako strednú časť bystrickej jednotky, chápali stavbu tohto priestoru skôr ako pásmovú – vrásovú (Matějka et al., 1964a, b). Leško a Samuel (1968) vo svojej mape oddelili jednotlivé vrásové pásma tektonickými líniami. Len pre úplnosť uvádzame, že Koráb (1978) v teréne na Z od zlomov v údolí Ondavy konvenčné členenie magurského príkrovu na čiastkové jednotky spochybnil.

Z nášho pohľadu možno stavbu jv. okraja bystrickej jednotky chápať ako vrásovo-šupinovú. Jej priebeh je segmentovaný množstvom priečných zlomov generálne smeru SZ – JV až SV – JZ.

Valkovská šupina (štruktúra BV1)

Je najsevernejšou štruktúrou východného okraja bystrickej jednotky. Generálne má priebeh SZ – JV. Zo Z je sledovateľná od jz. okraja obce Valkovce (podľa ktorej je pomenovaná), kde ju ohraničuje zlom smeru SSV – JJZ. V tomto území je silno redukovaná a získava smer V – Z. Na JV sa končí (na V od Soboša) na zlome smeru SSZ – JJV situovanom medzi kótou Chrašť (468 m n. m.) a Muchova hora (472 m n. m.).

Šupina má pomerne komplikovanú vnútornú stavbu. V sv. časti ju tvoria fácie zlínskeho súvrstvia (prevažne ílovcová fácia) so známkami výraznej komprimácie. V jz. časti sa vyvinulo belovežské súvrstvie zvrásnené do zovretých priamych mezovrás. Kontakt s račianskou jednotkou na SV sprostredkúva strmá násunová plocha s premenlivým sklonom na JZ resp. SV. Na V od údolia Radomky je šupina dosunutá jz. smerom na južnejšiu, *sobošskú šupinu* (cf. Kováčik et al., 2011c).

Sobošská šupina (štruktúra BV2)

Zo Z ju ohraničuje zlom smeru SSV – JJZ (východne od Lascova), kde má priebeh V – Z. Odtiaľ je smerom na V sledovateľná cez chotár Lipiny (južne od Štefurova) do údolia Radomky, tam sa oblúkovite stáča do smeru SZ – JV (zároveň je najširšia) a výrazne tektonicky redukovaná sa končí na ssz-jjv. zlome východne od Soboša (podľa ktorého je pomenovaná).

Štruktúru tvorí zlínske súvrstvie vyvinuté v pieskovcovej a ílovcovej fácií v približne rovnakom pomere. Na SZ (Lipiny), ale aj na JV (sv. od Soboša) sú v jej frontálnych častiach úzke pruhy belovežského súvrstvia (dominantne pestré ílovce). V priestore štruktúry sa pôvodne vyčlenilo *severné sobošské synklinálne pásmo* (cf. Matějka et al., 1964b).

Na J od Štefurova je šupina na S nasunutá (vergencia na S až SV) na račiansku jednotku (*brezovské synklinórium*, malcovské súvrstvie), východne od údolia Radomky je v tektonickom kontakte so severnejšou *sobošskou šupinou* a tam sa jej vergencia mení na JZ.

Fircovská šupina (štruktúra BV3)

Má priebeh ZSZ – VJV a rovnako ako severnejšiu *sobošskú šupinu* ju zo Z ohraničuje zlom smeru SSV – JJZ. Smerom na VJV sa tiahne na kótu Fircová (402 m n. m.; južne od Valkoviec), podľa ktorej je pomenovaná. Tam je aj najširšia. Silno redukovaná a segmentovaná priečnymi zlomami sa stáča na JV, pokračuje až po *kručovský zlom*, kde tektonicky vyklinuje.

Štruktúru v západnej časti (oblasť kóty Fircová) tvorí zlínske súvrstvie (s prevahou pieskovcovej fácie) a tam je zároveň najširšia. Smerom na VJV od údolia Radomky (zlom smeru SV – JZ) sa pomer pieskovcovej a ílovcovej fácie (zlínske súvrstvie) vyrovnáva. Úzky pruh fácií belovežského súvrstvia v západnej časti šupiny lemuje kontakt so severnejšou štruktúrou (*sobošská šupina*).

Na J resp. JV od Muchovej hory (472 m n. m.) sa šupina tektonicky stýka priamo s račianskou jednotkou (*muchovohorské šupinové pásmo*, štruktúra RI10; zlínske súvrstvie). Smerom na ZSZ je doložená vrásová stavba. V oblasti Soboša ju reprezentujú priame až šikmé zavreté antiklinály.

Dúbravská šupina (štruktúra BV4)

Možno ju sledovať generálne v smere SZ – JZ v celom priebehu východnej časti bystrickej jednotky. Západne od kóty 294 m n. m. ju ohraničuje zlom smeru SSV – JJZ resp. *lužiansky zlom* a odtiaľ pokračuje na kótu Dúbrava (348 m n. m.), podľa ktorej je pomenovaná. Smerom na JV je sledovateľná cez kótu Sobošská (342 m n. m.) jv. od Soboša, Vrch (358 m n. m.) až do oblasti Lomného a tam sa na *ondavskom zlome* končí.

Štruktúru v celom jej priebehu tvoria fácie belovežského súvrstvia (severná časť), v južnej časti sa vyskytuje zlínske súvrstvie v pieskovcovej fácií. Na V od údolia Radomky (zlom smeru SV – JZ) je potvrdená vrásová, prevažne synklinálna stavba (zlínske súvrstvie). V tomto priestore sa pôvodne definovala jv. časť synklinálneho pásma kóty 343 (Matějka et al., 1964b). Zsz. od Soboša sa vrásová stavba vytráca (oblasť kóty Dúbrava) a vrstvový sled získava monoklinálny charakter so stredným až strmým (50 – 90°) uložením vrstiev. Šupina je nasunutá (stredný až strmý sklon) na severnejšiu *fircovskú šupinu*. Medzi nimi je ssz. od kóty Dúbrava (348 m n. m.) „zakliesnená“ tektonická šošovka (drobná šupina), ktorú tvoria sedimenty malcovského súvrstvia. Tento výskyt má analogickú tektonickú pozíciu ako na SZ (medzi Dubinným a Hrabovcom; *poliakovská šupina*, štruktúra RI7), a preto ho možno pokladať za súčasť račianskej jednotky.

Brezovská šupina (štruktúra BV5)

Má priebeh SZ – JV (ZSZ – VJV). Je sledovateľná od *lužianskeho zlomu* v údolí Tople, kde je najširšia, od Brezova (podľa ktorého je pomenovaná) pokračuje smerom na VJV po Matovce, ďalej sa stáča do jv. smeru cez Fijaš a Kručov na jz. okraj Lomného, opäť sa stráca z mapovaného územia a pravdepodobne sa končí na *ondavskom zlome*.

Šupinu podobne ako severnejšiu štruktúru (*dúbravskú šupinu*) v celom jej priebehu tvoria fácie belovežského súvrstvia koncentrované v jej sv. časti. Zlínske súvrstvie, zastúpené prevažne pieskovcovou a v menšej miere ílovcovou fáciou, je v jz. časti štruktúry.

Sedimenty belovežského súvrstvia sú nápadne deformované a často možno pozorovať (napr. na V od Brezova) asymetrické necylindroidálne mezovrásky s prevládajúcim smerom b osí SZ – JV. V zlínskom súvrství sú vrstvy stredne až strmo monoklinálne uložené s normálnou polaritou.

Francovská šupina (štruktúra BV6)

Je sledovateľná v smere V – Z od údolia Tople (*lužiansky zlom*) do oblasti obce Francovce (podľa ktorej je pomenovaná) a odtiaľ pokračuje smerom na JV (v smere SZ – JV) mimo študovaného územia regiónu.

Ide o najjužnejšiu štruktúru vo východnej časti bystrickej jednotky. V jej frontálnej časti sa koncentrujú fácie belovežského súvrstvia a nadložné zlínske súvrstvie vystupuje v južnej tylovej časti šupiny.

Na západe medzi údolím Tople a Francovcami je štruktúra silno tektonicky redukovaná, smerom na JV (jz. od Kručova) sa postupne rozširuje a je sformovaná do dvoch čiastkových šupín nižšieho rádu. Tak ako v severnejších štruktúrach aj tu je podobný štýl deformácie a charakter stavby.

Štruktúrne členenie krynickej jednotky

Krynická jednotka je najjužnejšou tektonicko-litofaciálnou jednotkou magurského príkrovu. Jej stavba v rámci študovaného regiónu nie je homogénna, a preto podobne ako v bystrickej jednotke rozlišujeme jej západnú, strednú a východnú časť. Je zaujímavé a nápadné, že východná časť tejto jednotky má sčasti odlišnú litostratigrafickú náplň aj vnútornú (tektonickú) stavbu ako stredná a západná.

Vo východnej časti krynickej jednotky sa nepozorovala taká faciálna pestrosť ako v strednej alebo západnej. Tvorí ju výhradne strihovské súvrstvie, v ktorom dominujú dve základné fácie – pieskovcová (strihovské pieskovce) a flyšová. Pre vnútornú stavbu tejto časti jednotky je charakteristické striedanie antiklinálnych a synklinálnych paralelných pásiem smeru ZSZ – VJV (štruktúra KV1 až KV5), v ktorých stavbe chýba malcovské súvrstvie.

Pre západnú časť a severný úsek strednej časti krynickej jednotky je charakteristická prítomnosť relatívne plytkých, otvorených až roztvorených menej deformovaných synklinórií vyplnených fáciami malcovského súvrstvia – *richvaldské synklinórium* (štruktúra KZ1) v západnej a *raslavické* (štruktúra KS1) v strednej časti jednotky.

Pre južný úsek strednej časti je charakteristická šupinová stavba (aj nižšieho rádu), tam časť šupín získava anomálny smer SV – JZ. Staršie fácie strihovského súvrstvia, napr. *stredohorské šupinové pásmo* (štruktúra KS2), sú nasunuté (smerom na S) na fácie malcovského súvrstvia *raslavického synklinória*. Štruktúry sú priečne segmentované zlomami smeru SSZ – JJV až SV – JZ.

V zhode s interpretáciou Potfaja (in Žec et al., 1997) pokladáme pročské súvrstvie za súčasť magurského príkrovu resp. krynickej čiastkovej jednotky, a to vzhľadom na jeho prepojenie so strihovským súvrstviem, doloženým aj v strednej časti Nízkych Beskýd (jasenovské vrstvy, Potfaj in Žec et al., 2005b).

KRYNICKÁ JEDNOTKA-ZÁPADNÁ ČASŤ

Západný úsek krynickej jednotky je z V ohraničený dubianskym zlomom smeru VSV – ZJZ. Sv. od Vaniškoviec sa priebeh vrstiev sigmoidálne stáča zo smeru V – Z do smeru SV – JZ až SZ – JV. Ohyb vrstiev zvyrazňuje štruktúra *dubianskeho zlomu*.

Richvaldské synklinórium (štruktúra KZ1)

Má priebeh SZ – JV a pôvodne sa vyčlenilo ako synklinórium Richvald – Bartošovce (sensu Matějka et al., 1964b). Tvorí ho pomerne pestrá paleta facií malcovského súvrstvia (cf. Kováčik et al., 2011c). V mapovanom území (medzi Klušovom a Janovcami) vystupuje jeho sv. zvrásnené krídlo generálne monoklinálne uložené (sklonené) na JZ.

KRYNICKÁ JEDNOTKA-STREDNÁ ČASŤ

Strednú časť krynickej jednotky, ako sme už uviedli, z východu ohraničujú zlomy situované na V od údolia Tople a na západ tvorí hranicu *dubiansky zlom*.

Raslavické synklinórium (štruktúra KS1)

Má priebeh ZSZ – VJV a tvoria ho fácie malcovského súvrstvia. Pôvodne sa definovalo ako synklinórium *Raslavice – Kračúnovce* (sensu Matějka et al., 1964b). Jeho os prebieha približne na čiare Kalnište – Stulaň – Lopúchov (severne) – Nižné Raslavice. Jz. od Lopúchova južné rameno opisovanej štruktúry tvorí pieskovcová fácia malcovského súvrstvia zvrásnená do sústavy niekoľkých čiastkových synklinál a antiklinál. Na styku s južnejšou štruktúrou – so *stredohorským šupinovým pásmom* (štruktúra KS2) – sú zvrásnené menilitové vrstvy sformované do antiklinálneho pásma (jz. a jv. od Lopúchova).

Stredohorské šupinové pásmo (štruktúra KS2, čiastkové šupiny a – d)

Generálne má priebeh V – Z a tvoria ho fácie strihovského súvrstvia. Jeho pokračovanie smerom na VJV nie je dobre viditeľné*. Je pravdepodobné, že tektonickú hranicu kolmatovali kvartérne sedimenty v údolí rieky Topoľa (medzi Dukovcami a Kukovou).

Medzi kótou Stredná hora (516 m n. m.), Dukovcami a Kukovou sa v rámci stavby južného okraja krynickej jednotky vyčlenili čiastkové prešmykové jednotky – šupiny – smerovo rotované od hlavného priebehového smeru cca 30° a v dĺžke priemerne niekoľko 100 m. Každá šupina má podobnú litologickú náplň a stratigrafické rozpätie. Ich prítomnosť a orientácia pravdepodobne súvisia s komprimáciou a dextrálnym transpresným režimom opísaným v oblasti bradlového pásma (Ratschbacher et al., 1993).

Pročská šupina (štruktúra KS3)

Na geologickej mape (cf. Kováčik et al., 2011c) resp. v tektonickej schéme (Bóna et al., príl. 1) je *pročská šupina* zobrazená okrajovo, pretože relevantné dáta nám mapovaný terén neposkytol. Jej litologickou náplňou sú sedimenty pročského súvrstvia. Štruktúrna analýza s interpretáciou (Gazdačko in Kováčik et al., 2008a) sa vykonala na umelom skalnom defilé** situovanom severne od obce Proč (mimo územia mapovaného regiónu) a jej výsledky sa na základe analógie prijali aj pre blízke územie, ktoré sme hodnotili my.

KRYNICKÁ JEDNOTKA-VÝCHODNÁ ČASŤ

Východnú časť krynickej jednotky zo Z ohraničujú zlomy smeru SSZ – JJV a SV – JZ prebiehajúce na V od údolia Tople (okolie Gíraltoviec). Na Z od týchto štruktúr sa na povrchu objavujú fácie malcovského súvrstvia patriace už do strednej časti krynickej jednotky. Na V od uvedených zlomov krynickú jednotku tvoria priebežné antiklinálne (štruktúry KV1, KV3 a KV5) a synklinálne pásmové štruktúry (KV2 a KV4) smeru ZSZ – VJZ (cf. Bóna et al., príl. 1). Jadrá antiklinál tvorí flyšová fácia, kým jadrá synklinál vyplňa pieskovcová fácia strihovského súvrstvia (cf. geol. rez 6 – 7; Kováčik et al., 2011c). Vrásové štruktúry odvodené z mapy a geologickeho rezu sú zovreté až zavreté s vergenciou na SV. Ich vlnová dĺžka je niekoľko desiatok až niekoľko 100 m.

Vrásy

Vrásová resp. vrásovo-šupinová stavba v skúmanom regióne, či už ide o magurský príkrov alebo o grybowskú jednotku vystupujúcu v smilnianskom tektonickom okne, je dávno známa (cf. Nemčok a Koráb, 1963; Stráník a Hanzlíková, 1963; Matějka in Matějka et al., 1964b; Stráník, 1965; Nemčok in Nemčok et al., 1990). Naším cieľom je podať stručnú informáciu o charaktere a geometrických parametroch pozorovaných vrásových štruktúr resp. o ich väzbe na horninové prostredie.

Vlnová dĺžka základných vrásových štruktúr zúčastňujúcich sa na stavbe smerných pásiem je cca 500 – 2 100 m (cf. geol. rezy; Kováčik et al., 2011c). Vrásy nižšieho rádu sa tvoria hlavne v mechanicky menej odolných, plastickejších členoch vrstvového sledu (cf. napr. Potfaj et al., 2003), čo je typické najmä pre belovežské (obr. 30b, e, f; 31c, d) a kurimské súvrstvie vyvinuté vo flyšovej fácií (obr. 30a, c, d) resp. pre flyšovú a pelitickú fáciu zlínskeho súvrstvia (obr. 29e, f; 31b). Podobná situácia sa zistila v sedimentoch krosnianskeho (obr. 29d) resp. podsmilnianskeho súvrstvia (obr. 29b) grybowskej jednotky.

V uvedených litostratigrafických jednotkách alebo v ich už spresnených fáciách sa bežne vyskytujú zavreté (obr. 29b; 30a, c, d, e; 31b) a otvorené (obr. 29d; 31a, d) vrásy (sensu Fleuty, 1964***). Redšie sa pozorovali zovreté (obr. 30b; 31e) alebo až izoklinálne (obr. 30a – jadro) vrásy. Vlnová dĺžka vrásových mezoštruktúr je od 0,1 do 2,5 m, ojedinele aj niekoľko metrov. V ich ramenách sa lokálne identifikovali parazitické vrásy typu Z (obr. 31f) a typu S (obr. 29f; sensu McClay, 1988).

O roztvorených typoch vrás (Fleuty, 1964; obr. 29c; 30b – horné rameno) resp. o miernych otvorených kolenovitých ohyboch v mechanicky nekompetentných súvrstviach predpokladáme, že sú zrejme súčasťou ramien komprimovanejších vrásových štruktúr (vyšších rádov), ktorých zámkové časti väčšinou nie sú odkryté (obr. 31d).

Podľa vzťahu osovej roviny k horizontálnej (Máška, 1954) možno pozorované vrásy klasifikovať ako priame (obr. 29c, d; 30c; 31a, b, c, e) a šikmé (obr. 29e; 30a), zriedkavejšie ako prevrátené (obr. 29b; 30b, d, e), ležaté (obr. 31d) až ponorené.

Geologickú stavbu miestami komplikuje prítomnosť synformných antiklinál a antifformných synklinál (obr. 31c), čo by mohlo poukazovať na viacnásobné zvrásnenie súvrství. Tieto štruktúry sú typicky vyvinuté

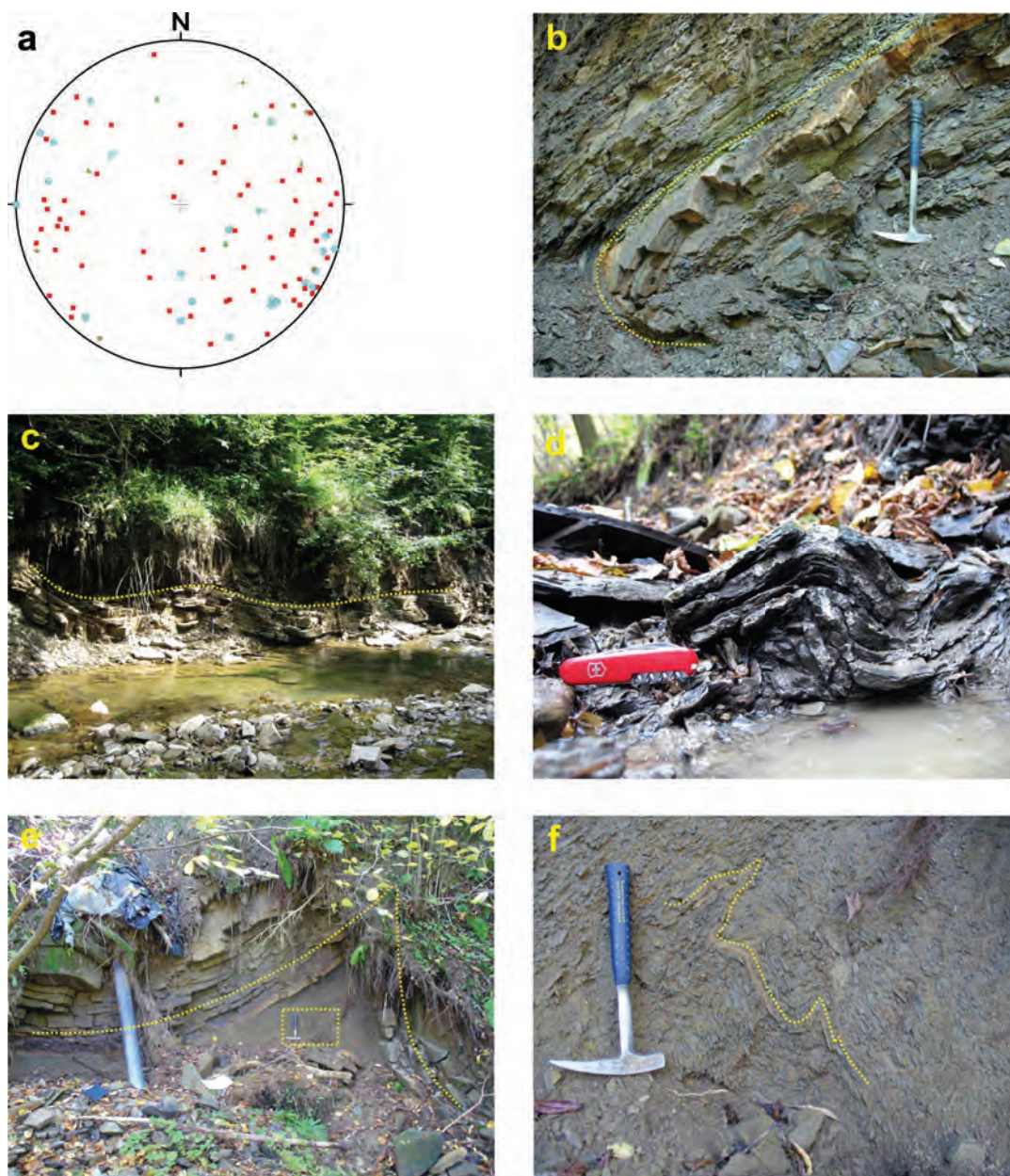
* V štruktúrno-tektonickej schéme (cf. Bóna et al., príl. 1) túto hranicu vyznačujeme schematicky (bodkovaná čiara).

** Umelý skalný odkryv resp. výkop realizovaný pri stavbe vodojemu severne od obce Proč v súčasnosti už nejestvuje.

*** Fleutyho klasifikácia vrás podľa veľkosti medziramenného uhla má niekoľko používaných (rozličných) prekladov do slovenčiny resp. do češtiny v závislosti od autora publikácie. V texte sa pridriavame prekladu Nemčoka et al. (1995).

v mechanicky nekompetentných súvrstviach s dominanciou drobnorytmického flyšu. Vystupujú v zónach výraznej redukcie, akými sú komprimované tektonické šupiny identifikované napr. v čelnej časti východného úseku bystrickej jednotky (pozri podkap. *Štruktúrne členenie bystrickej jednotky*).

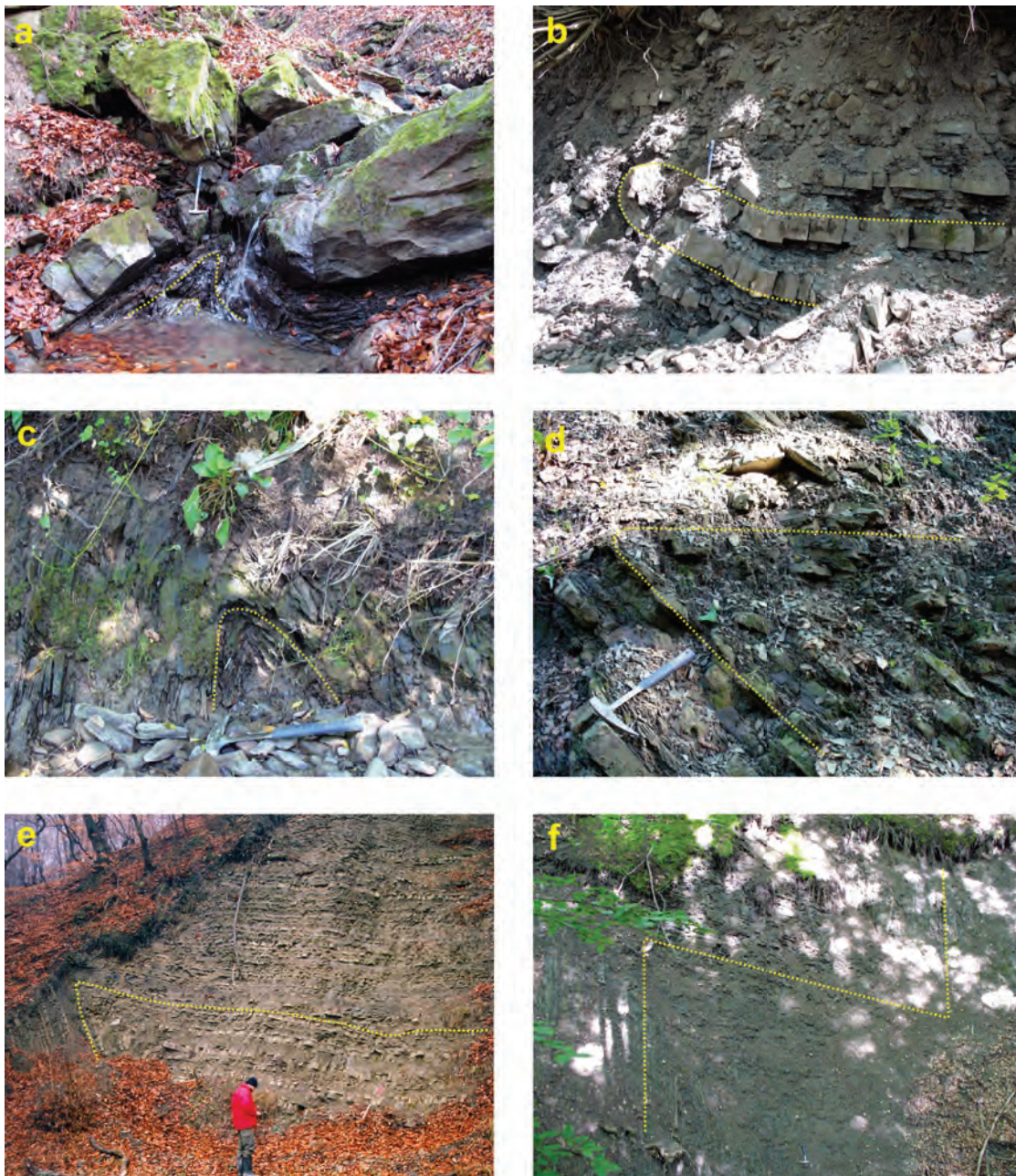
V rigidných vrstvách (strihovské pieskovce; cf. Kováčik et al., 2011c) krynickej jednotky sa vrásové mezoštruktúry prakticky nevyskytujú (cf. obr. 29a). V račianskej (makovické pieskovce) a bystrickej (pieskovcová fácia zlínskeho súvrstvia) jednotke sa lokálne pozorovali roztvorené vrásy (obr. 29c). Zaujímavosťou je výskyt mezovrás v menilitových vrstvách malcovského súvrstvia (menilitové ílovce, resp. „bridlice“), kde sa zaznamenal výskyt otvorenej angulárnej antiformy s ostrým zámkom (obr. 31a), resp. sa vo vrchných smilniansky (menilitových) vrstvách (menilitové rohovce) pozorovala zovretá šikmá antiforma (vjv. od Dubovej).



Obr. 29. a – diagram distribúcie osí vrásových mezoštruktúr v jednotlivých (čiastkových) jednotkách magurského príkrovu: račianska j. (červený štvorček, $n = 67$), bystrická j. (modrý kruh, $n = 23$) a krynická j. (zelený trojuholník, $n = 5$) a v grybowskej jednotke (žltá hviezdička, $n = 7$) – premietanie na spodnú hemisféru v stereografickej projekcii (zostavil Bóna na základe vlastných meraní a meraní Kováčika, Gazdačka a Kobulského); b – prevrátená až ležatá, zavretá synklinála s b osou $49/9^\circ$ – podsmilnianske súvrstvie (Dubová, foto J. Bóna); c – priama, roztvorená vrása (antiklinála a synklinála) – makovické pieskovce (V. Orlík, foto M. Kováčik); d – priama, otvorená vrása s b osou $211/5^\circ$ – krosnianske súvrstvie (N. Mirošov, foto J. Bóna); e – šikmá, zavretá antiklinála – ílovcová fácia zlínskeho súvrstvia vnútornej račianskej zóny (Kečkovce, foto M. Kováčik); f – detail z obr. 29e – parazitické „vrásy“ typu S v pelitoch (pravé rameno), b os $186/35^\circ$ (foto M. Kováčik).

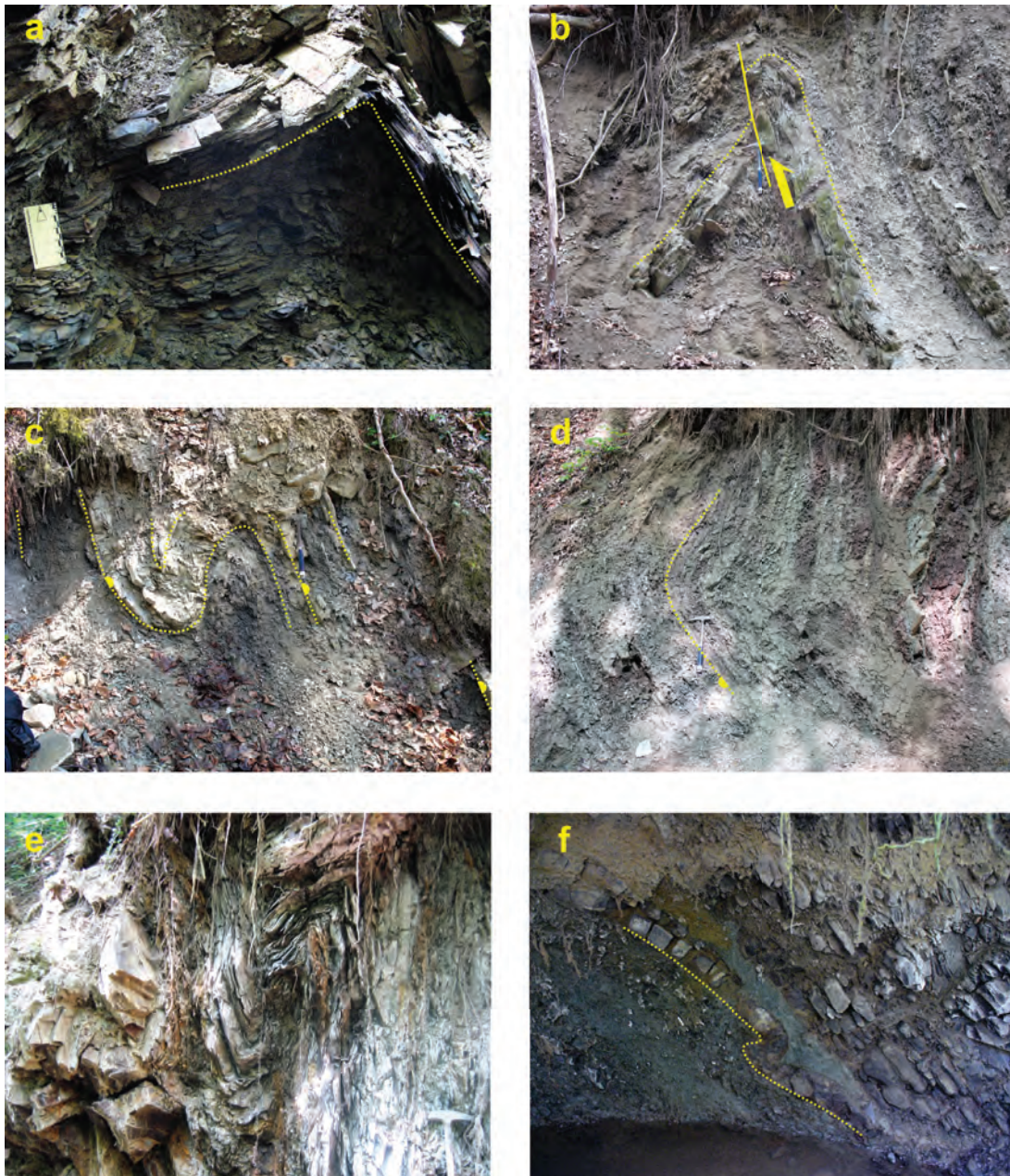
Z uvedeného vychodí, že litologické zloženie (mohutné pieskocové polohy vs. súvrstvia obsahujúce pelitickú alebo drobnorytmickú flyšovú náplň) výrazne ovplyvňuje štýl vrásovej stavby skúmaného regiónu.

Priebeh pásmovej (makrovrásovej) stavby generálne v smere SZ – JV resp. ZSZ – VJV je zrejmy aj z priebehu osí vrásových mezoštruktúr (obr. 29a) – subhorizontálne a mierne ponorených na SZ, JV resp. ZSZ a VJV. Lokálne odchýlky od tohto smeru do smeru (SV – JZ, S – J) môžu byť spôsobené rozličnými faktormi – disharmonickým vrásnením typickým pre mechanicky nekompetentné súvrstvia (napr. belovežské súvrstvie), lokálnou zmenou orientácie poľa paleonapätia (napr. oblasť Želmanovce – Dukovce; cf. Kováčik et al., 2011c; štruktúrno-tektonická schéma Bóna et al., príl. 1) spôsobenou pravdepodobne aj vplyvom tektoniky bradlového pásma. Dôležitým faktorom je aj rotácia blokov blízko významnejších tektonických línií (*tisinský zlom* – oblasť Stropkova; *dubianský zlom* – oblasť na V od Dubieho, cf. l. c.).



Obr. 30. **a** – šikmá, zavretá antiklinála (b os $140/32^\circ$) s izoklinálne stlačeným jadrom (tenkovrstvovitý flyš) – pieskocová fácia kurimského súvrstvia (Nižný Mirošov, foto J. Bóna); **b** – prevrátená až ležatá, zavretá antiklinála (b os $90/9^\circ$) – belovežské súvrstvie, vnútorná račianska zóna (Vyšný Orlík, foto J. Bóna); **c** – priama, zavretá antiklinála (b os $77/36^\circ$) – flyšová fácia kurimského súvrstvia (Cigla, foto M. Kováčik); **d** – prevrátená, zavretá antiklinála (b os $86/5^\circ$) – flyšová fácia kurimského súvrstvia (Kurimka, foto M. Kováčik); **e** – šikmá až prevrátená, zavretá antiklinála späť s násunom na SSV – belovežské súvrstvie bystrickej jednotky (Beloveža, foto M. Kováčik); **f** – zalomená (angulárna) vrása (b os $124/9^\circ$) – belovežské súvrstvie bystrickej jednotky (Beloveža, foto M. Kováčik).

Vrásové štruktúry sprevádzajú a za istých okolností môžu zároveň indikovať významné tektonické rozhrania, ako sú stykové zóny medzi čiastkovými jednotkami magurského príkrovu. Styk račianskej a bystrickej jednotky sa prejavuje v relatívne úzkej, ale pomerne výrazne komprimovanej zóne. V tesnom kontakte pozdĺž strmo až stredne sklonenej (na SV resp. JZ) násunovej plochy je výrazne zvrásnený vrstvový sled bystrickej (zvyčajne belovežské súvrstvie) a račianskej jednotky (malcovské súvrstvie, *brezovské synklinoriálne pásmo*). Komentovaná zóna je dobre sledovateľná v území (Lascov – západne od Valkoviec, cf. Kováčik et al., 2011c), kde ju v mezomierke sprevádzajú prevažne asymetrické, zovreté až izoklinálne vrásy s priamymi až šikmými osovými rovinami, miestami s vergenciou na JZ (obr. 31e). V čelnej časti násunu bystrickej jednotky (zárez cesty južne od Beloveže) sa zaznamenal výskyt prevrátených – zavretých vrás s vergenciou generálne na SV (obr. 30e).



Obr. 31. **a** – priama, otvorená, angulárna vrása (antiforma, b os 263/27°) – menilitové vrstvy račianskej jednotky (Radoma, foto J. Bóna); **b** – priama, zavretá antiklinála (b os 297/5°) s prerhnutým a mierne prešmyknutým jjz. ramenom, zlínske súvrstvie bystrickej jednotky (Soboš, foto J. Bóna); **c** – priame, zovreté, nevalcovité vrásy: synformná antiklinála – vľavo (b os 117/63°) a antiformná synklinála – vpravo (b os 95/50°), belovežské súvrstvie bystrickej jednotky (Soboš, foto J. Bóna); **d** – ležatá, otvorená antiformná synklinála, pestré belovežské vrstvy bystrickej jednotky (Fijaš, foto J. Bóna); **e** – asymetrická, priama, zovretá (zavretá) vrása, malcovské súvrstvie račianskej jednotky (Lascov, foto L. Gazdačko); **f** – parazitická vrása typu Z v ramene vrásovej štruktúry vyššieho rádu, malcovské súvrstvie račianskej jednotky (Nižná Olšava – S, foto M. Kováčik).

Vrásové štruktúry tu dosahujú vlnovú dĺžku priemerne niekoľko metrov (prípadne niekoľko desiatok metrov). Smerom na JZ dominuje vrásovo-šupinová stavba.

Na styku bystrickej a krynickej jednotky (oblasť Kalnišťa, Koprivnice, cf. Kováčik et al., 2011c) sa vyvinulo komprimované pásmo antiklinálnych a synklinálnych mezoštruktúr „valcovaných“ do úzkych pásov, na čo poukazuje rýchle a časté striedanie polarity vrstiev.

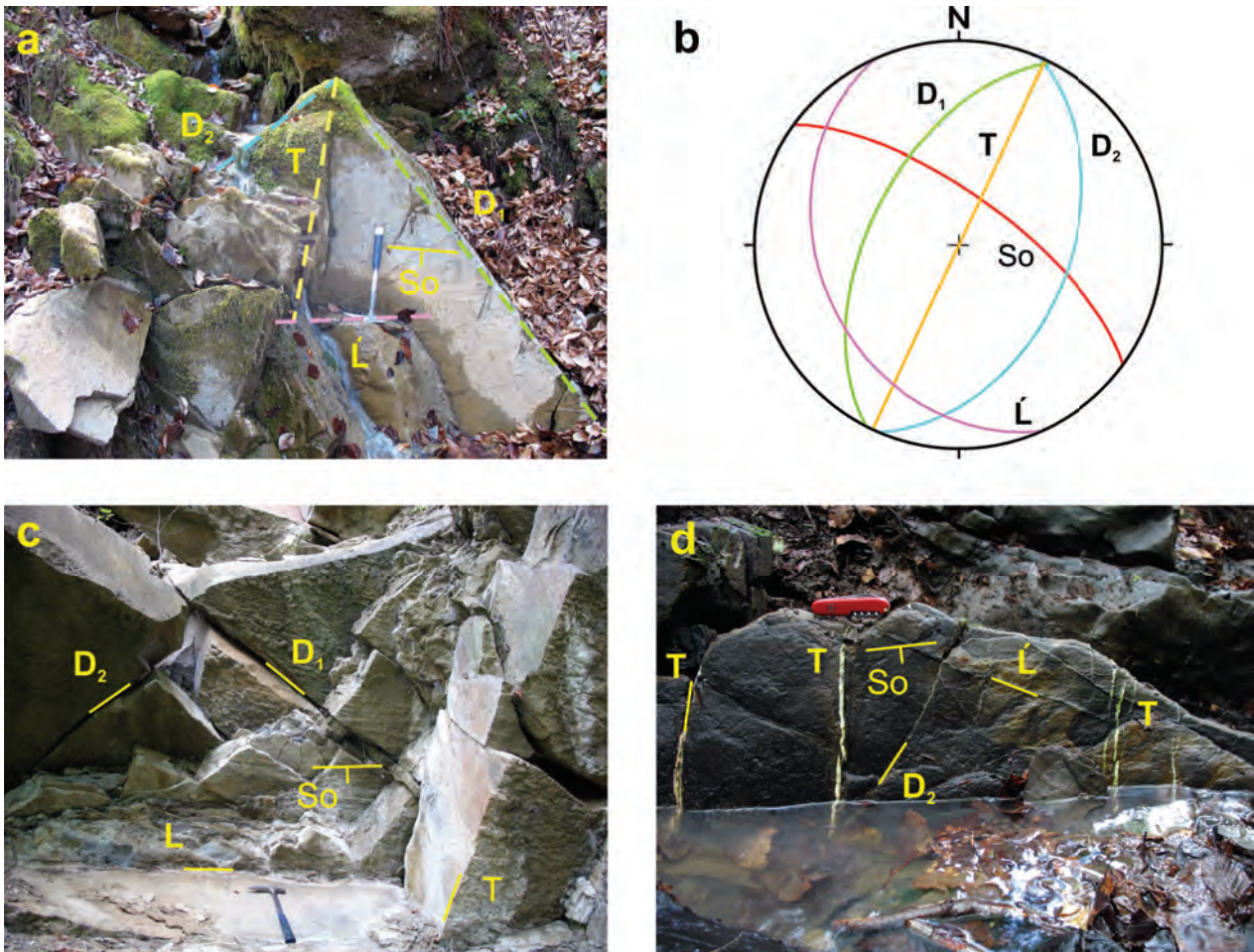
Styk magurského príkrovu resp. račianskej jednotky s grybouskou jednotkou dokresluje lokálny výskyt priamych, šikmých, miestami až ležatých, otvorených – zavretých (obr. 29d; 30a) vrásových mezoštruktúr.

Pukliny

Magurský príkrov aj grybouskú jednotku, ktoré sú súčasťou akrečnej prizmy Vonkajších Západných Karpát, tak ako mnohé iné mladé vrásovonásunové pásma postihla aj puklinová tektonika. Geológovia na to upozornili už v minulosti (cf. Plička, 1968; Książkiewicz, 1968).

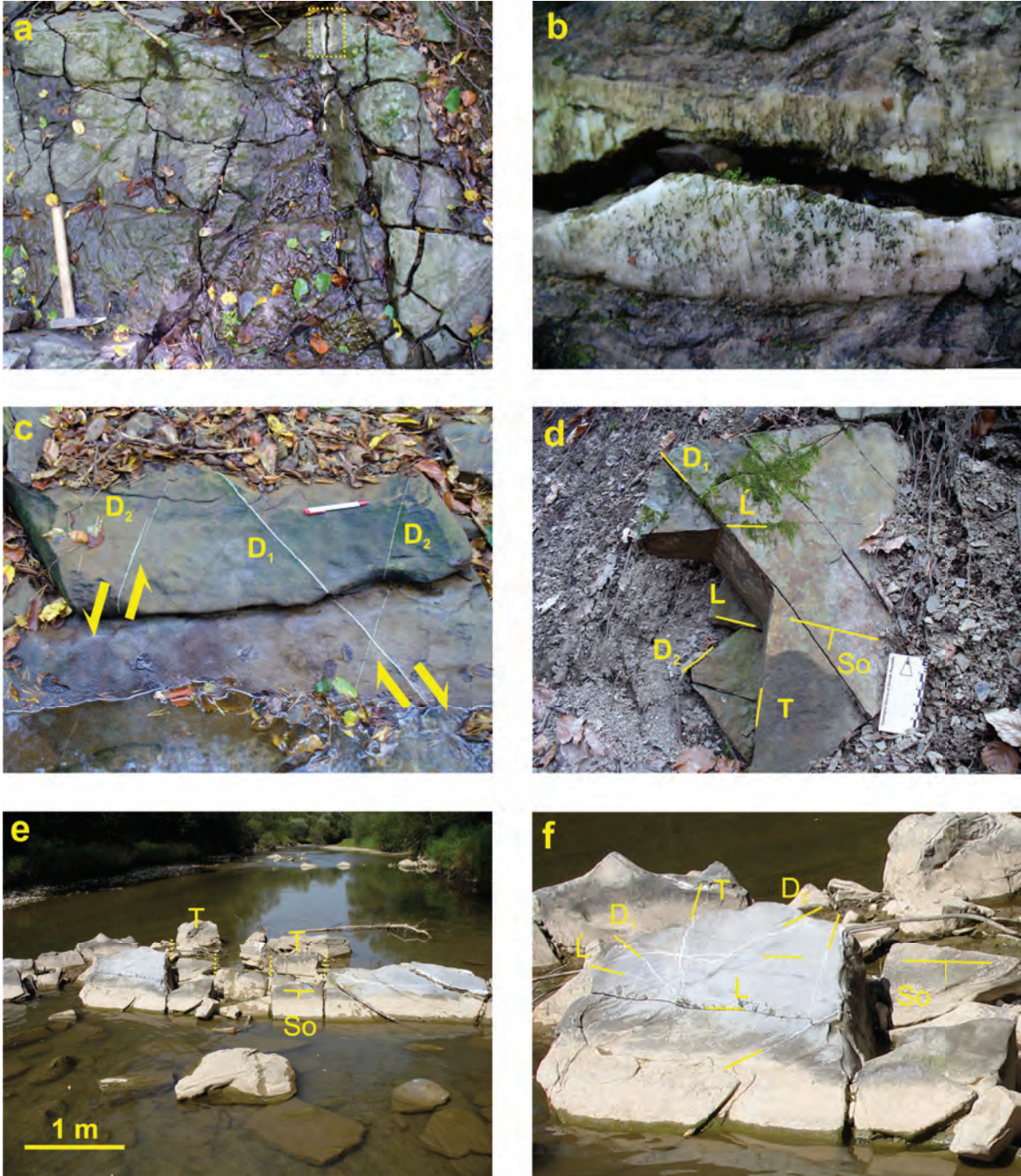
Pukliny napriek svojmu veľkému rozšíreniu sú najkontroverzejšie a zároveň najťažšie interpretovateľné disjunktívne štruktúry a to veľmi ovplyvnilo aj názory na ich vznik.

V rámci regionálnej puklinovitosti odlišujeme päť skupín systematických puklín (sensu Tokarski et al., 1999; Oszczypko a Zuchiewicz, 2000), ktoré majú relatívne stabilnú orientáciu na priebeh vrásových štruktúr (resp. na priebeh vrstvitosti, obr. 32; 33d, e, f; 34). Pričné vrásové pukliny T (*cross-fold joints*) sú orientované kolmo resp. takmer kolmo a skupiny puklín D₁ a D₂ diagonálne na osi vrás. Ich bisektrica je orientovaná kolmo na vrásy (na osi vrás). Pukliny paralelné s vrásami L a Ľ (*fold-parallel joints*) smerujú k vrásovým osiam paralelne resp. pod malými uhlami.



Obr. 32. a – vzťah systematických puklín T, D₁, D₂, Ľ a ich orientácia voči vrstvitosti So – zlínske súvrstvie bystrickej jednotky (Soboš, foto J. Bóna); b – situácia z obr. 32a je pre názornosť zobrazená v tektonograme s veľkými oblúkmi jednotlivých štruktúr (premietanie na spodnú hemisféru v stereografickej projekcii zostavil Bóna na základe vlastných meraní); c – vzťah systematických puklín T, D₁, D₂, L a ich orientácia na vrstvitosti So, makovické pieskovce (Svidník – lom Kaštielik, foto J. Bóna); d – vzťah systematických puklín T, D₂, Ľ vyhojených kalcitom, pukliny T (frekvencia 15 – 20 cm) nesú známky pohybu – spodné smilnianske vrstvy (N. Mirošov, foto J. Bóna).

Morfológia povrchu puklín T je väčšinou nerovná, nemá planárny charakter a ich priesečnice s vrstvomými plochami sú obyčajne krivočiare (obr. 32a; 33a, e, f). Primárne trhliny asociujúce s touto skupinou sú sprevádzané mineralizovanými žilami (väčšinou kalcitom, obr. 32d; 33a, b, e, f), alebo sú otvorené, bez známk pohybu – absencia speredných puklín a fraktúr typu *en-echelon*. Ich frekvencia sa orientačne pohybuje medzi 5 – 40 (80) cm. Tieto trhliny sa v ďalšej deformačnej etape pri zmene orientácie pôsobenia σ_1 sekundárne mohli využívať ako strižné (obr. 32d) pukliny (cf. Tokarski et al., 1999). Povrch puklín D_1 a D_2 je z morfológického hľadiska planárny, hladký a ich stopy na povrchu vrstvitosti (priesečnice plôch) zvyčajne



Obr. 33. a – systematické pukliny v pieskovci miestami vyhojené kalcitom – belovežské súvrstvie račianskej jednotky (Stročín – SV, foto M. Kováčik); b – detail z obr. 27a – kalcitová žilka (hr. = 3,5 cm) v pukline T (foto M. Kováčik); c – diagonálne pukliny (D_1 a D_2 zvierajúce uhol 57°) sú vyhojené kalcitovými žilkami (hr. = 1 – 2 mm), na D_1 je badateľný dextrálny a na D_2 sinistrálny strih – malcovské súvrstvie račianskej jednotky (Šarišský Štiavnik – Z, foto M. Kováčik); d – systematické pukliny (D_1 , D_2 , T, L a L') vo vrstve pieskovca, bez minerálnej výplne – zlínske súvrstvie račianskej jednotky (Šandal – J, foto M. Kováčik); e – systém puklín T priečne segmentujúci pieskovcovú vrstvu – belovežské súvrstvie račianskej jednotky (Stročín, foto J. Bóna); f – pukliny D_1 , D_2 , T, L a L' vyplnené kalcitovou mineralizáciou – detail z predchádzajúceho záberu (foto J. Bóna).

tvoria priamočiare línie (obr. 33c, d). Pri týchto štruktúrach sú zreteľné stopy po kinematickej aktivite (obr. 33c). Miestami o tom svedčí výskyt sperených puklín, fraktúr *en-echelon* resp. drobné posuny medzi puklinami D_1 a D_2 (obr. 33c), čo poukazuje na to, že D_1 primárne reprezentuje dextrálny a D_2 sinistrálny strih (cf. Tokarski et al., 1999). Fraktúry tohto systému sú alebo bez minerálnej výplne, alebo ich lokálne mineralizoval kalcit.

Morfológia povrchu puklín L a \acute{L} resp. nelineárne priesečníky (obr. 33f) s vrstvitosťou poukazujú na ich extenzný pôvod. Na priebeh vrstvitosti sú orientované kolmo (kolmo na spádnicu) resp. takmer kolmo. Systém L (v priesečníku) väčšinou kopíruje smernicu vrstvivých plôch (obr. 32c; 33d, f).

Podľa Mastelli et al. (1997) sa diagonálne strižné pukliny (D_1 a D_2) formovali pred tvorbou vrás, keď boli vrstvy ešte v horizontálnej pozícii a boli slabo litifikované resp. v skorom štádiu syndepozičného vrásnenia (cf. Oszczyk a Zuchiewicz, 2000), na čo poukazujú ich morfológické vlastnosti. Morfológia puklín T indikuje, že sú (primárne) extenzné, a teda že sa vyvinuli bez iniciálneho (v porovnaní s D) strižného štádia (l. c.). Spájajú sa s mladšou epizódou deformácie asociovanou s vrásnením. Je pravdepodobné, že táto skupina puklín je rovnakého veku ako pukliny L. Świerczewska et al. (2000) mineralogicko-petrologickým výskumom (+ výskumom fluidných inklúzií) kalcitovej a kalcitovo-kremennej žilnej výplne puklín T a D doložila ich skoré synsedimentárne založenie.

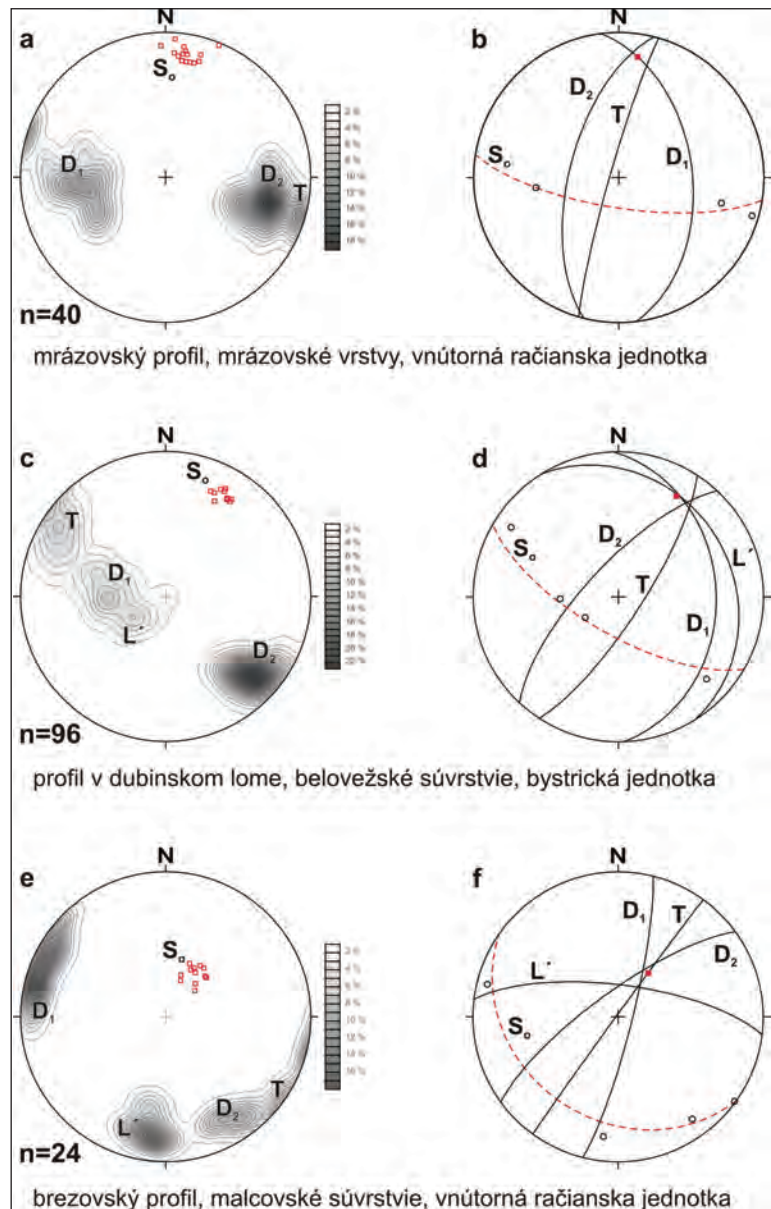
Zlomová tektonika

Pozdĺžnu stavbu magurského príkrovu a jeho hierarchicky nižších štruktúrnych pásiem, ako aj pozdĺžnu eleváciu grybowskej jednotky vystupujúcej v smilnianskom tektonickom okne segmentuje priečna zlomová tektonika (cf. geol. mapa; Kováčik et al., 2011c, a štruktúrno-tektonická schéma; Bóna et al., príl. 1) generálne priebehu S – J a SV – JZ.

Diagonálne štruktúry sa identifikovali analýzou posunu priebehu horninových pruhov interpretovaného z geologických máp v makromierke, ale predovšetkým štruktúrnou a kinematickou analýzou vykonanou pri terénnom výskume.

Analýza tektonických zrkadiel (obr. 35d; 36a) zlomových mezoštruktúr (napr. Marko, 1993; Rybak, 2006) zameraná na štúdium indikátorov strižných pohybov (ryhy, žliabky, akrečné a fraktúrne stupne atď.) nám poskytla konkrétnejšie informácie o ich kinematike. Na doplnenie sa použila aj analýza sigmoidálnych ohybov (Nemčok, 1978a) a prizlomových vlečných vrás (obr. 35a, b, c; 36b, d) typu *drag folds* (Becker, 1995; Mastella a Szykaruk, 1998).

Z geologickej mapy (Kováčik et al., 2011c) resp. štruktúrno-tektonickej schémy (Bóna et al., príl. 1) a z orientácie mezoskopických zlomových štruktúr (obr. 37a) je zrejme, že v študovanom regióne dominujú dva významné systémy dislokácií.



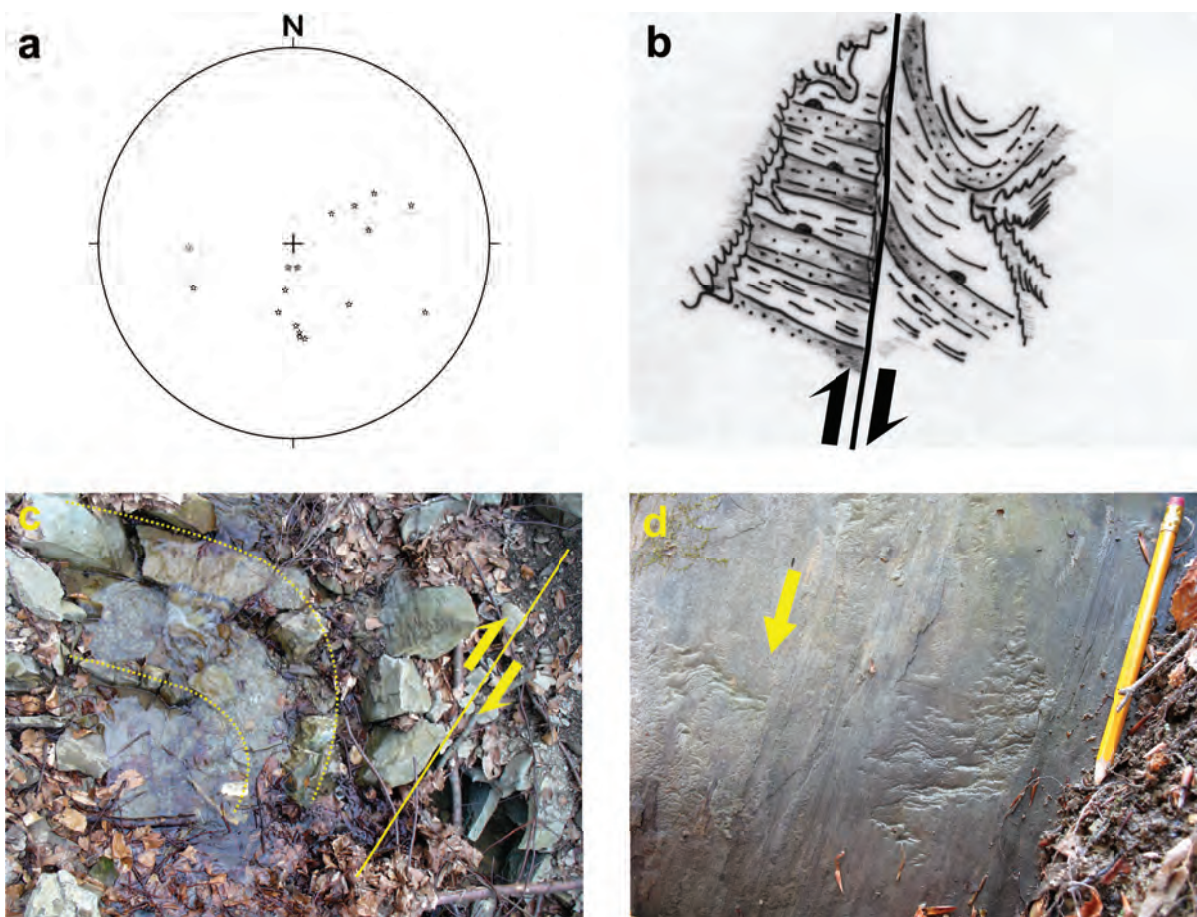
Obr. 34. Vzťah puklín (T, D_1 , D_2 , \acute{L}) a ich orientácia voči vrstvitosti S_0 na vybraných profiloch; **a**, **c**, **e** – kontúrový diagram pólů k plochám puklinových štruktúr, póly k plochám vrstvitosti sú vyznačené červenými štvorčkami – premietanie na spodnú hemisféru v Schmidtovej projekcii; **b**, **d**, **f** – maximá pólů puklinových systémů (čierne krúžky) a vrstvitosti (červený štvorček) uvedených v obr. a, c, e a na ne orientované veľké oblúky štruktúr – vrstvitost' S_0 (červená prerušovaná čiara), systematické pukliny (plná čierna čiara) – premietanie na spodnú hemisféru v stereografickej projekcii (zostavil Bóna na základe vlastných meraní (a, b, c, d) a meraní Kováčika (e, f)).

V prvom rade ide o štruktúry principiálne smeru SV – JZ (SSV – JJZ až VSV – ZJZ) predovšetkým so strmým sklonom na SZ a JV resp. na VJV a ZSZ eventuálne SSZ a JJV. Charakteristickou zložkou pohybu na týchto štruktúrach sú čisté a šikmé poklesy (obr. 36c, f) a časté sú aj sinistrálne šikmé (menej smerné) posuny (obr. 36b, 37a).

Osobitým príkladom výraznej tektonickej štruktúry toho typu je *makovický zlom* (smeru VSV – ZJZ), ktorého priebeh možno sledovať približne na línii Beloveža – Kurimka – Vápeník. Jeho prítomnosť názorne dokumentuje nápadný laterálny styk súvrství rozličného veku, ktorý má lineárny priebeh. Poukazuje na to situácia medzi Belovežou a Hažlínom, kde jyv. od zlomovej línie vystupuje malcovské súvrstvie a zároveň ssz. od jej priebehu je výrazný výskyt makovických pieskovcov a menší belovežského súvrstvia (sz. od Beloveže). Keďže tieto litostratigrafické jednotky vystupujú v rovnakej pozícii v úrovni erózneho zrezu, sú dôkazom poklesu jyv. a zrejme aj zdvihu ssz. bloku. Situácia je obdobná sz. resp. severne od kóty Makovica (655 m n. m.), kde v elevácii vystupujú najstaršie sekvencie račianskej jednotky – kurimské súvrstvie – a ďalej na SZ štruktúra *smilnianskeho tektonického okna*.

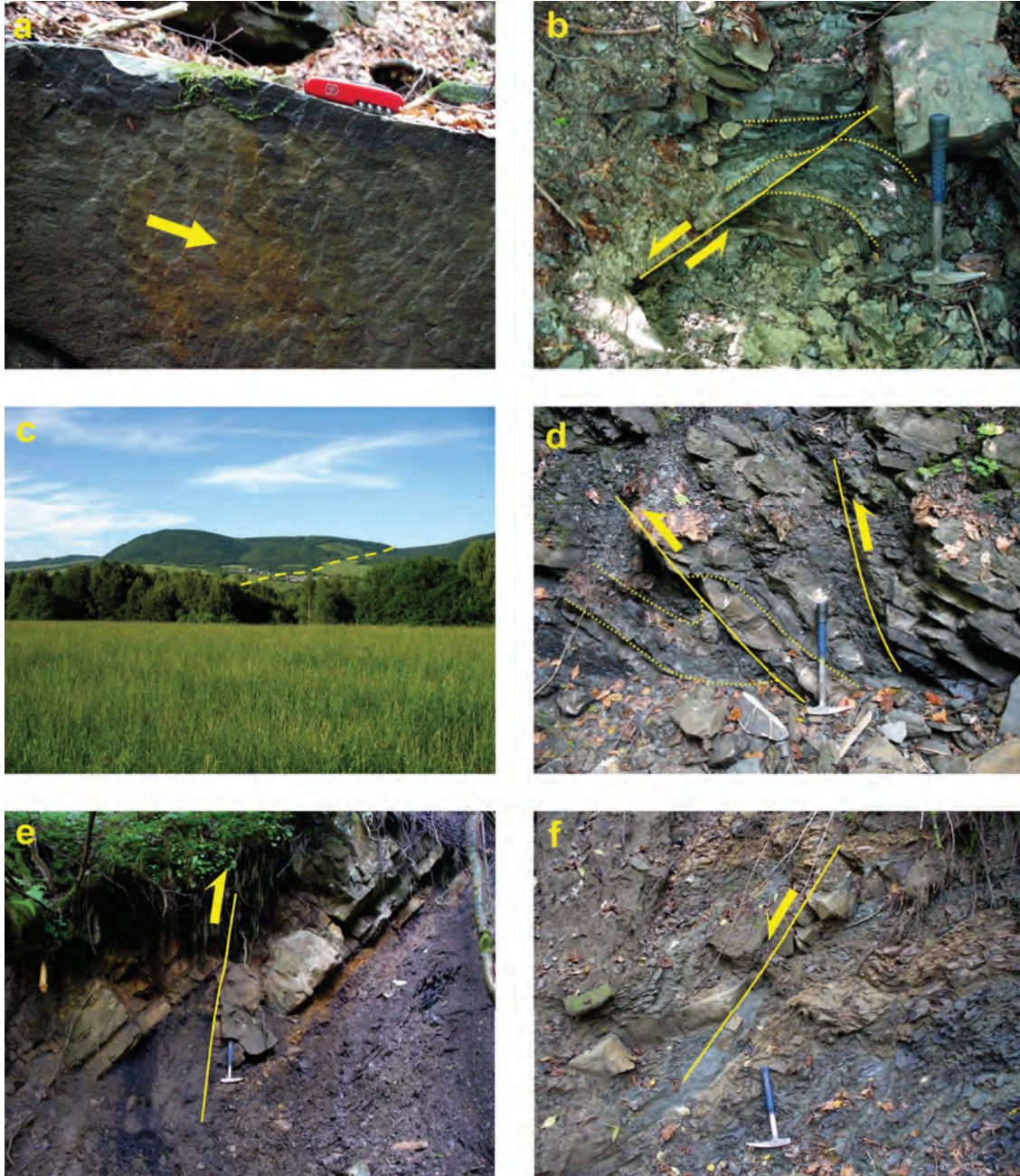
Podobne sa v tektonickom pláne regiónu prejavuje aj *širokohorský zlom* smeru SV – JZ (Cernina – Belejovce – Dlhoňa). Diagonálne segmentuje hrebeň Makovica – Čierna hora, ktorý tvoria makovické pieskovce (*synklinálne pásmo Makovica – Ostrý vrch*), čo sa prejavuje poklesom vjv. kryhy (v sedle sz. od línie zlomu vystupujú sedimenty belovežského súvrstvia) a výrazne aj morfológicky (obr. 36c).

Tieto dve výrazné zlomové línie (*makovický* a *širokohorský zlom*) sa v severnej časti regiónu stáčajú do smeru SSV – JJZ a prejavujú sa ako poklesy alebo ako dextrálne šikmé posuny. Tak (čiastočne) spĺňajú kritériá zlomových štruktúr druhej skupiny (opísané ďalej).



Obr. 35. **a** – distribúcia osí pozorovaných prizlomových vlečných vrás (premietanie na spodnú hemisféru v stereografickej projekcii, zostavil Bóna na základe vlastných meraní a meraní Kováčika); **b** – prizlomová zavretá antiklinála dokumentujúca dextrálny posun (ZP 279/76°, pôdorys; zostavil Bóna) – belovežské súvrstvie bystrickej jednotky (Vyšná Voľa – S); **c** – prizlomová otvorená antiklinála dokumentujúca dextrálny posun (pôdorys) – belovežské súvrstvie vnútornej račianskej jednotky (Vyšná Olšava – JZ, foto M. Kováčik); **d** – tektonické zrkadlo (ZP 31/77°) s kinematickými indikátormi pohybu (L 79/72°), šikmý pokles (šípka ukazuje zmysel pohybu nadložnej kryhy) – zlínske súvrstvie bystrickej jednotky (Fijaš – J, foto J. Bóna).

Charakteristickým príkladom výraznej tektonickej štruktúry je aj *štiavnický zlom* (smeru SSV – JJZ), ktorý je sledovateľný na línii: kóta Široké (358 m n. m.) – Šarišský Štiavnik – Valkovce. Jeho priebeh názorne dokumentuje výskyt minerálnych prameňov v oblasti Šarišského Štiavniku a smerom na V (východná vetva zlomu) nápadný styk litofácií rozličného veku, na čo upozornil už Nemčok (1970). Prítomnosť malcovského súvrstvia na Z od línie a zároveň výskyt belovežského súvrstvia a makovických pieskovcov na V od jej priebehu v rovnakej úrovni erózneho zrezu sú dôkazom o poklese západného a pravdepodobne aj o zdvihu protilahlého bloku. V oblasti Valkoviec sú zároveň na danej štruktúre a na jej paralelných a subparalelných ekvivalentoch názorne viditeľné aj sinistrálne šikmé posuny.



Obr. 36. **a** – tektonické zrkadlo (ZP 153/81°) s kinematickými indikátormi pohybu (L 243/9°), sinistrálny smerný posun (šípka ukazuje zmysel pohybu protilahlého chýbajúceho bloku) – makovické pieskovce (Rovné – S, foto J. Bóna); **b** – sinistrálny laterálny posun (ZP 144/63°, pôdorys) identifikovaný na základe pozície prizlomovej vlečnej vrásky – belovežské súvrstvie vnútornej račianskej jednotky (N. Mirošov – JZ, foto J. Bóna); **c** – morfológicky výrazná kóta Makovica (655 m n. m., vľavo od čiarkovanej línie) a západný svah kóty Široká hora (574 m n. m., makovické pieskovce) – údolie a sedlo na hrebeni je založené na *širokohorskom zlome* smeru SV – JZ (ktorého priebeh je schematicky vyznačený v obrázku, foto J. Bóna); **d** – násunové zlomy, prešmyky (ZP 211/68°, 207/81°) sprevádzané prizlomovou vlečnou vrásou – kurimské súvrstvie (Kurimka – SV, foto J. Bóna); **e** – strmý prešmyk (ZP 22/86°) – spodné smilnianske súvrstvie (Dubová, foto M. Kováčik); **f** – poklesový zlom (ZP 340/85°) – zlínske súvrstvie vnútornej račianskej jednotky (Kečkovce, foto M. Kováčik).

Podobná situácia je zrejماً na *tisinskom zlome** (smeru SV – JZ), ktorému Matějka in Matějka et al. (1964) pripisuje hlbinné založenie. Dôkazom je jeho uplatnenie sa pri sedimentácii a ovplyvnenie základných črt tektonickej stavby. V rámci štruktúr tohto súboru možno ešte spomenúť napr. *oľšavský, porubský, cigliansky, jedlinský a rovniansky zlom* a niekoľko zlomov v oblasti Hrabovca, Andrejovej, Varadky a Fijaša. Významným rozhraním je aj poklesová štruktúra smeru V – Z (VSV – ZJZ) označovaná ako *dubiensky zlom*** (cf. štruktúrno-tektonická schéma; Bóna et al., príl. 1).

Druhú skupinu tvorí systém zlomov generálne smeru S – J. Ich azimutálny rozptyl varíruje v intervale SSV – JJZ až SSZ – JJV so strmým, prípadne až stredným sklonom na VJV a ZSZ resp. na VSV a ZJZ. Pri týchto zlomových štruktúrach (obr. 35b, c; 37a) je najmarkantnejší dextrálny smerne až šikmo posuvný režim, ale pozorovali sa aj poklesové štruktúry. V menšej miere sa zistil aj výskyt sinistrálnych posunov.

Významným predstaviteľom tejto skupiny je *ondavský, potocký, voliansky, stročinský,avidnícky, roztocký a kapišovský zlom* a niekoľko zlomových štruktúr v oblasti Bardejova, Rakovčika, Soboša a zlomy porušujúce *smilnianske tektonické okno* v oblasti Nižného Mirošova (cf. Kováčik et al., 2011c; štruktúrno-tektonická schéma; Bóna et al., príl. 1).

V menšom množstve sú v regióne zastúpené dislokačné štruktúry smeru SZ – JV a ZSZ – VJV so stredným až strmým úklonom na SV a JZ resp. SSV a JJZ, na ktorých sa potvrdila prešmyková (obr. 37b), ale aj poklesová kinematika. Orientácia prešmykov identifikovaných v mezomierke smerovo kopíruje priebeh významných regionálnych štruktúr (tektonických šupín) násunovoprešmykového charakteru znázornených na štruktúrno-tektonickej schéme (Bóna et al., 2011).

Zo stručnej charakteristiky opisovaných štruktúr (obr. 37a, b; štruktúrno-tektonická schéma; Bóna et al., príl. 1) je zrejماً, že sú výsledkom pôsobenia paleonapäťového poľa odlišnej orientácie v rozličných obdobiach, čiže prekonalí polyfázový deformačný vývoj. Svedčí o tom rozdielny zmysel pohybu pozorovaný pri štruktúrach rovnakej alebo približnej orientácie.

Násunové zlomy (obr. 36d, e; 37b) geneticky zrejماً súvisia s vývojom vrás, vrásových prešmykov a tektonických šupín, keď sa tektonicky redukoval priestor a os maximálnej kompresie σ_1 bola orientovaná kolmo na priebeh vznikajúcich štruktúr, a to v smere SSV – JJZ až SV – JZ (σ_3 je subvertikálna, obr. 37b). Smerné a šikmé dextrálne posuny smeru (SZ – JV) SSZ – JJV a sinistrálne posuny smeru SSV – JJZ resp. SV – JZ, ktorými sa v študovanom priestore relaxovalo napätie, vyvolalo pôsobenie kompresno-extenzného režimu s osou maximálnej kompresie σ_1 orientovanou generálne v smere SSV – JJZ (σ_3 pôsobí v smere ZSZ – VJV, obr. 37a). Smery opísaných zlomov v mnohých prípadoch korešpondujú so smermi konjugovaného páru diagonálnych puklín D_1 a D_2 a priečných puklín T (cf. Mastella a Szykaruk, 1998), preto je namieste uvažovať o zakladaní zlomových štruktúr aspoň na časti týchto predisponovaných plôch.

Už starší autori pripisovali priečnym (diagonálnym, pozn. autorov textu) zlomovým štruktúram miocénny vek. Matějka in Matějka et al. (1964b) neskôr Nemčok (1970) ich vznik spájajú so sávskou fázou v staršom miocéne.

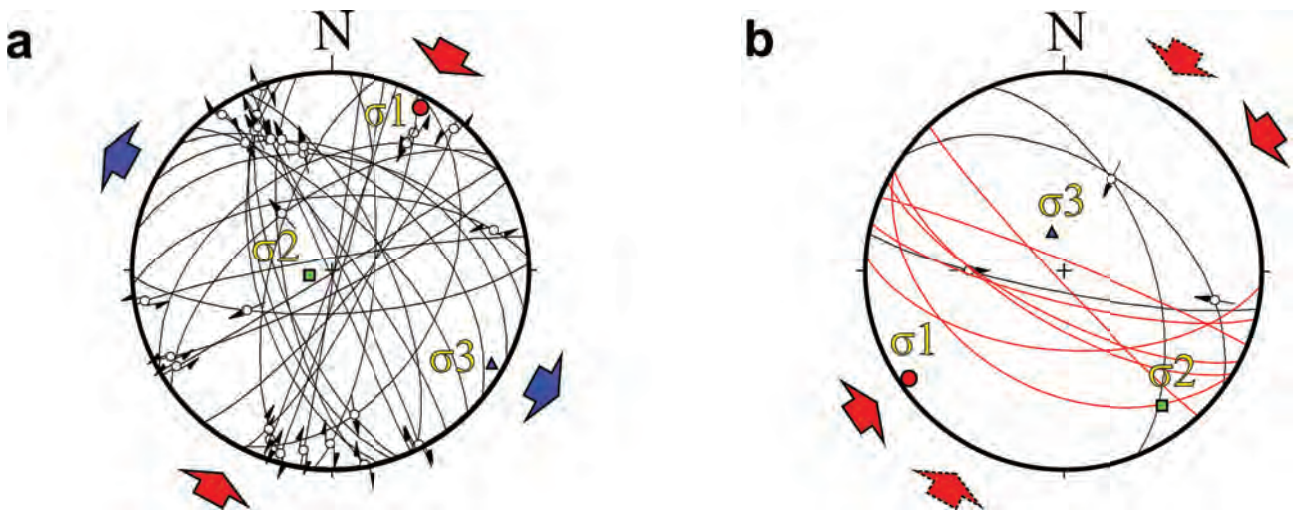
V oravsko-nowotarskej panve smerné dextrálne posuny smeru SSZ – JVV a sinistrálne posuny smeru SV – JZ tvoria komplementárny systém, ktorý Pomianowski (2003) interpretuje ako sarmatský. V oblasti Krościenka v krynickej jednotke (Chrutek et al., 2005) porušujú sinistrálne posuny smeru SSZ – JJV až SV – JZ, dopĺňané dextrálnymi posunmi smeru SSV – JJZ, andezitové intrúzie sarmatského veku, ale zároveň slúžia ako prívodné cesty pre mladšiu sarmatskú vulkanickú fázu (Birkenmajer a Pécskay, 2000). Autori (l. c.) tieto dislokácie pokladajú za sarmatské.

Keďže ide o smerovo a kinematicky zhodné štruktúry so štruktúrami v skúmanom regióne, na základe analógie možno uvažovať o sarmatskom resp. postsarmatskom (panón) veku aspoň časti (obr. 37a) zlomov, ktoré sme opísali (cf. Bóna et al., 2009a), čo je principiálne v dobrej zhode s interpretáciami tektonického výskumu na styku krynickej jednotky s neogénnou výplňou oravskej panvy (Struska, 2008).

Významnejšie poklesy (obr. 36f) na staršie založených už opísaných dislokáciách (názorne viditeľné aj z geol. mapy, Kováčik et al., 2011c) a zároveň tvorbu novovzniknutých štruktúr v nasledujúcej etape tektonického vývoja mohlo iniciovať pôsobenie extenzného poľa paleonapäťia pôsobiaceho generálne v smere SZ – JV až V – Z (cf. Zuchiewicz et al., 2002) už od konca miocénu a v kvartéri (pozri podkap. *Neotektonika*).

* Podľa Matějku et al. (1964a, b) *tisinský zlom* zasahuje až do oblasti Okružleho a tam z V ohraničuje malcovské súvrstvie. Naše zistenia (cf. Kováčik et al., 2011c; štruktúrno-tektonická schéma Bóna et al., príl. 1) poukazujú na to, že túto funkciu plní nezávislá štruktúra, ktorú označujeme ako *štíavnický zlom*.

** Niektorí autori túto štruktúru označujú ako *hankovský zlom* (Pospíšil et al., 1986) alebo *hankovský poruchový systém* (Nemčok, 1989) smeru VSV – ZJZ a pripisujú jej karpatský význam.



Obr. 37. Tektonogramy s veľkými oblúkmi plôch všetkých analyzovaných mezoskopických zlomových štruktúr v skúmanom regióne s vyznačenou orientáciou poľa paleonapätia (premietanie na spodnú hemisféru v stereografickej projekcii); **a** – kompresno-extendné pole paleonapätia – σ_1 pôsobí v smere SSV – JJZ a σ_3 v smere ZSZ – VJV (zostavil Bóna na základe vlastných meraní a meraní Kováčika, Gazdačka a Kobulského); **b** – kompresné pole paleonapätia – σ_1 pôsobí v smere SV – JZ (SSV – JJZ) a σ_3 je vertikálna (subvertikálna); zobrazenie prešmykových štruktúr, pri ktorých bol zmysel pohybu doložený pozíciou vlečných prizlomových vrás, sigmoidálnych ohybov resp. iným kritériom, je znázornené červenou farbou (veľké oblúky, zostavil Bóna na základe vlastných meraní).

Neotektonika

Štruktúrnogeologický a morfotektonický výskum kvartérnych horninových súborov

Nedostatok vhodných a dobre odkrytých kvartérnych resp. pliokvartérnych horninových súborov často znemožňuje spoľahlivú selekciu najmladších neotektonických prejavov. Pri geologickom mapovaní sa nám podarilo dokumentovať niekoľko lokalít situovaných v kvartérnych depozitoch nesúcich prejavy disjunktívnej puklinovej a zlomovej tektoniky. Ale vek uvedených sedimentov možno datovať do obdobia od konca pleistocénu vyššie (cf. podkap. *Kvartér*) a to nám znemožňuje staršie obdobie interpretačne spoľahlivo pokryť. V zhode s Hókom et al. (2000) chápeme termín neotektonika ako tektonické udalosti a procesy, ktoré sa odohrali od konca miocénu po recent.

Na lokalite Cernina – Nižná hôrka (obr. 38a) a Soboš – Matiana sú lokálne výskyty horninových súborov mladopleistocénneho obdobia (Vaněková in Kováčik et al., 2008a). Ide o denudačné zvyšky eolických až eolicko-deluviálnych sedimentov okrovožltej až sivožltej farby, ako je piesčitá spraš a sprašová hlina alebo postgenetický nevápnitý splach z nich (označovaný ako sprašovitá hlina). Puklinové štruktúry zastúpené v týchto sedimentoch sú vertikálne a generálne majú smer SSZ – JJV. Tvoria smerovo uniformný systém subparalelných viac resp. menej otvorených extenzných fraktúr (obr. 38a) spĺňajúcich kritériá neotektonických puklín (cf. Hancock a Engelder, 1989; Stewart a Hancock, 1994). Os maximálnej kompresie σ_1 je smerovo konformná s priebehom systematických fraktúr (l. c.), pôsobí v smere SSZ – JJV a extenzná zložka σ_3 je na ňu kolmá.

V odkryve na S od Kurimky (lokalita Varsuľa, obr. 38b) vystupujú litifikované sivomodré až okrovosivé ílovité premenlivo piesčité polygenetické svahové hliny s pieskovcovými úlomkami majúce miestami charakter deluviálno-fluviálnych splachových hĺn. Akumulácia týchto typov sedimentov sa začala už vo finálnej časti mladšieho pleistocénu a kontinuálne pokračovala do staršieho holocénu až recentu (Maglay a Kučera in Kováčik et al., 2008a). V uvedených sedimentoch sa zaznamenal lokálny výskyt dislokácií smeru S – J (obr. 38b). Ide o zlomové štruktúry so strmým sklonom na V vykazujúce poklesové tendencie. Tieto štruktúry vznikli v extenzii smeru V – Z so subvertikálne orientovanou osou maximálnej kompresie σ_1 .

Pri geologickom mapovaní regiónu Nízkyh Beskyd sa vo svahoch a dnách dolín doložila prítomnosť maloplošných, ale pomerne hojných výskytov „mladých“ holocénnych sladkovodných (pramenných) vápencov – penovcov (cf. Kováčik et al., 2011c).

Morfotektonická identifikácia a analýza mladých prevažne lineárnych štruktúrno-tektonických prvkov (zlomov) alebo aj celých štruktúrno-tektonických blokov s vyjadrením ich vertikálnej pohybovej tendencie bola počas výskumu územia regiónu, vyznačujúceho sa častým a rytmickým striedaním hornín s rozličnou

morfológickou odolnosťou, pomerne náročná. Napriek tomu sa pri takto zameranom výskume vychádzalo z identifikovaných primárne aj sekundárne iniciovaných foriem reliéfu (pričná asymetria údolí, charakter a tvar proluviálnych akumulácií a fluviálnych terás, uniformita smeru údolí, oblasti s intenzívnejšou depozíciou) a ich základných morfometrických údajov.

Z výsledkov výskumu je zrejmé, že neotektonickú predispozíciu uvedených foriem možno na základe získaných morfometrických dát predbežne potvrdiť (cf. Harčár, 2002).

Napriek tomu, že staršie formy sú na flyšových horninách postgeneticky premodelované až zahladzované a že priebeh údolí je do veľkej miery generovaný vnútornými štruktúrami horninového prostredia (smer a sklon vrstiev, odlišná morfológická odolnosť hornín voči erózii a denudácii), možno konštatovať, že predbežné poznatky štruktúrnogeologického a morfotektonického výskumu kvartérnych horninových súborov regiónu Nízkych Beskýd spolu úzko súvisia.

Uvedené mezoštruktúry vznikli v napätovom poli s pôsobením extenznej zložky σ_3 v smere VSV – ZJZ resp. V – Z (cf. Bóna et al., 2009b). Pôsobením generálne orientovanej extenzie smeru V – Z sa reaktivovali aj skôr založené zlomové línie smeru SSZ – JJV až SSV – JJZ, SV – JZ (v menšej miere smeru VSV – ZJZ), ktorých priebeh je sledovaný výskytom už spomenutých penovcových kôp (cf. Baňacký et al., 1993; Hancock et al., 1999). Vertikálne pohyby vyvolané týmto tektonickým režimom mali významný vplyv na formovanie riečnej siete, čoho názorným príkladom je napr. povodie Ondavy (Harčár, 2002). Z toho rezultuje, že riečna sieť je ďalším fenoménom odrážajúcim morfotektonický režim vývoja územia počas kvartéru, o čom svedčí aj výšková pozícia a často jednostranný vývoj mladopleistocénnych terás (cf. Kováčik et al., 2011c).

Recentné napätové pole s osou maximálnej kompresie σ_1 orientovanou generálne kolmo na karpatský oblúk (napr. Jarosiński, 1998, 2005; Zuchiewicz et al., 2007) sa vysvetľuje ako efekt pretrvávajúcej konvergencie stabilnej európskej platformy a bloku Západných Karpát (Hók et al., 2000). Z toho vyplýva, že kompresný režim s prevládajúcim prešmykovým/násunovým charakterom tektonických deformácií je charakteristický pre externejšie zóny flyšových Karpát, ale smerom na J (oblasť magurského príkrovu) jednotlivé zložky napätia σ_1 a σ_2 svoju horizontálnu resp. vertikálnu pozíciu v priestore vzájomne menia (Bóna et al., 2009b).



Obr. 38. a – mladopleistocénne sprašovitité hliny segmentované vertikálnymi extenznými fraktúrami, smer a veľkosť sklonu zobrazených štruktúr je 76/90 a 74/86° (foto J. Bóna); **b** – polygenetické svahové hliny s pieskovcovými úlomkami (pleistocén – holocén) segmentované zlomovými poklesovými štruktúrami; smer a veľkosť sklonu zobrazených štruktúr je 94/81 a 88/69° (foto J. Bóna).

Seizmicita územia

Územie západnej časti Nízkych Beskýd je vo všeobecnosti aseizmické (cf. Labák a Brouček, 1996; Cipciar et al., 2002; Cipciar a Kristeková, 2009). V severnej časti regiónu je známe iba jedno historické zemetrasenie, a to v obci Ondavka v roku 1890 ($I_{\max} = 6^\circ$), vyjadrené makroseizmickou škálou MSK-64 (cf. Procházková et al., 1978). V južnej časti regiónu sa zaregistrovali len dve historické zemetrasenia, a to v Stropkove v roku 1778 ($I_{\max} = 6^\circ$) a v Giraltovciach v roku 1914 ($I_{\max} = 7^\circ$; cf. l. c.).

Z hľadiska seizmického ohrozenia (Schenk et al., 2000) v hodnotách makroseizmickej intenzity (MSK-64 \approx EMS-98) pre 90 % pravdepodobnosť nepresiahnutia počas 50 rokov, t. j. pre 475-ročnú návratovú periódu, je pre naše územie stanovená intenzita $I = 5 - 6 \sim 6^\circ$. V zmysle seizmotektonickej rajonizácie územia Slovenska (Hrašna, 2002) sa študovaný región (časť 4C sensu l. c.) vyznačuje premenlivou tendenciou pohybov – poklesmi a zdvihmi územia prevažne s rýchlosťou do 0,5 mm/rok.

GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ

Charakteristika geologického vývoja regiónu Nízke Beskydy-západná časť vychádza zo základného členenia flyšového pásma v skúmanom území na magurský príkrov a grybowskiú tektonicko-litofaciálnu jednotku, ktorá je súčasťou predmagurskej skupiny príkrovov (cf. obr. 3). Tieto jednotky sa odlišujú faciálnym vývojom, hrúbkou a stratigrafickým rozsahom sedimentárnych sukcesí, ktoré ich tvoria. Stratigrafický rozsah na povrch vystupujúcich sedimentov týchto jednotiek je mladšia krieda – mladší oligocén.

Vznik sedimentárnych bazénov bradlového a flyšového pásma bol spätý s otvorením alpinskej Tethys v strednej jure (Schmid et al., 2008). Tento oceán mal neskôr v kriede dve vetvy – severnú a južnú, ktoré oddelovala briançonská zóna. Východným ekvivalentom tejto zóny je predpokladané podložie sedimentárnych hornín pieninského bradlového pásma – czorsztynský chrbát, na ktorom sedimentovali jursko-kriedové, prevažne karbonátové fácie zachované dnes v oraviku. Severnú zónu alpinskej Tethys predstavoval valaiský oceán. V ňom sa usadzovali sedimenty rheno-danubického flyšového pásma a jeho pokračovaním smerom na V bol práve magurský bazén. Južnú zónu alpinskej Tethys tvoril ligursko-piedmotský oceánsky bazén a jeho pokračovaním do priestoru Západných Karpát bol vážsky oceán (resp. váhikum, Maheľ, 1981; Plašienka, 2003).

Doba, keď sa magurský bazén začal otvárať, nie je doteraz spoľahlivo potvrdená, ale všeobecne sa akceptuje staršia až stredná jura (Oszczypko, 2006). Ale starojurské až strednojurské otvorenie a vznik magurského bazéna je špekulatívne, lebo magurský príkrov sa zo svojho substrátu odlepil prevažne na báze mladokriedových sedimentov (inoceramové vrstvy resp. kurimské súvrstvie). Magurský bazén vznikol ako časť (najvnútornejšia) priestoru Vonkajších Západných Karpát, ktorý tvorilo viac subparalelných bazénov separovaných vnútrobazénovými chrbtami. Bazén bol vo svojich prvopočiatoch ohraničený z južnej strany czorsztynským chrbtom a zo severnej sliezsou kordilérou. Czorsztynský chrbát sa začal vynárať v bajoku a vynáranie pokračovalo do mástrichtu (Aubrecht a Sýkora, 2004). Váhikum sa uzatváralo v senóne, v laramskej fáze vrásnenia (mástricht – dán) nastala kolízia czorsztynského chrbta a centrálnokarpatského bloku a jej výsledkom bolo nahromadenie jednotiek bradlového pásma v podobe príkrovov v akrečnej prizme karpatského orogénu.

Bazény Vonkajších Západných Karpát sa klasifikujú ako zvyškové oceánske bazény (Oszczypko, 1999) vznikajúce medzi dvoma kontinentálnymi kôrovými elementmi (Ingersoll et al., 1995). Oszczypko (1992) v sedimentárnej evolúcii magurského bazéna odlišil tri etapy: 1. strednojursko-albskú s pelagickou sedimentáciou, 2. cenomansko-kampánsku s hemipalagickou sedimentáciou a 3. mástrichtsko-oligocénnu s turbiditnou sedimentáciou. V skúmanom území sa zachovali sedimenty vzniknulé práve pri poslednej, prevažne turbiditnej (s. l.) sedimentácii.

Mladšia krieda – paleocén

V mapovanom regióne sú najstarším záznamom sedimentácie v magurskom bazéne sedimenty pročského súvrstvia v južnej sedimentačnej zóne (krynická jednotka) a kurimského v centrálnej zóne bazéna (vnútorná račianska jednotka). Zdrojom pročských klastík bol paleocénny exotický chrbát (neopieninská kordiléra, Mišík et al., 1991b) ohraničujúci východný úsek magurského bazéna z J. Karbonatické klastické sedimenty tvorili svahový lem na severnom úpätí tejto elevácie. V centrálnej zóne magurského bazéna prebiehala sedimentácia klasických turbiditov (flyšová fácia kurimského súvrstvia) v okrajových častiach lalokov, miestami so zásahom ich proximálnejších častí (pieskovcová fácia). Materiál bol prinášaný z J až JZ na S až JV (dominantný smer) a gravitačné prúdy stáčané do longitudinálneho smeru, a to zo ZSZ až Z na VJV až V alebo z VJV na ZJZ.

Mladší paleocén – stredný eocén

Na prelome paleocénu a eocénu sa menila tektonika magurského bazéna, nastalo globálne oteplenie (paleocénno-eocénne termálne maximum) a to ovplyvnilo sedimentáciu v priestore Vonkajších Západných Karpát. V južnej časti magurského bazéna sa juhomagurská kordiléra, ktorá bola hlavným zdrojom sedimentov strihovského súvrstvia v eocéne a časťou zdvihnutého subdukčného komplexu, zdvihla (Mišík et al., 1991a). Pestrá zmes hornín (prevažne mezozoických karbonátov) poukazuje na heterogénny zdroj, ale materiál (exotické obliaky) nemal pôvod v bradlovom pásme (resp. v oraviku). Ale niektoré fácie, ktoré sme našli a opísali v exotických obliakoch, poukazujú na možný zdroj aj v mladšej kriede zaniknutom oraviku (napr.

tisalské vápence, Boorová in Kováčik et al., 2008a). Pestrá asociácia granátov v sedimentoch strihovského súvrstvia indikuje pôvod v rulách, v menšej miere v amfibolitoch, granulitoch alebo v granitoch. Významný podiel na zirkónovej populácii majú zrná pochádzajúce z granitoidov a/alebo vulkanických hornín. Dominantná časť turmalínov pochádza z metasedimentov (Bónová et al., 2010b). Okrem segmentov kontinentálnej kôry je súčasťou zdrojového materiálu klastických sedimentov aj materiál plášťového pôvodu – najmä ultrabázické vulkanity, ktorý vyplýva z pomerne hojného výskytu Cr spinelov (l. c.). Winkler a Ślącza (1992, 1994), ako aj Oszczypko a Salata (2005) im pripisujú pôvod v obdukovanom ofiolite pôvodne pochádzajúcom z flyšových formácií pieninského bradlového pásma. Juhomagurská kordiléra bola deštruovaná a pohltená najskôr v mladšom eocéne alebo až v oligocéne (Marschalko, 1975). Podľa Potfaja (1998) sa tak stalo v strednom eocéne. Paleoprúdové indikátory poukazujú na dva výrazné smery toku gravitačných prúdov – z JZ na SV a z JV na SZ. Prvý údaj podporuje myšlienku o južnom zdroji, druhý poukazuje na možný zdroj na JV. Pre sedimentáciu v centrálnej zóne magurského bazéna (belovežské súvrstvie bystrickej a račianskej jednotky) v staršom a strednom eocéne je charakteristická najmä pieskovcová až pieskovcovo-zlepencová fácia. Paleoprúdové indikátory poukazujú zväčša na longitudinálny smer paleoprúdenia a v mrázovských vrstvách sa potvrdil aj bočný prínos klastík zo SSV na JJZ. V zlepencových klastoch je prevažne redeponovaný materiál kryštalinika dokumentovaný o. i. asociáciou ťažkých minerálov, vnútornou stavbou zirkónov, ako aj chemickým zložením granátov poukazujúcim na ich vznik v metagranitoch, menej v amfibolitoch, ale najmä v metasedimentoch (svory, ruly). Našiel sa aj obliak triasového dolomitu a klasty redeponovaných mástrichtských ílovcov, ktoré sa biofaciálne podobajú na frýdecké sliene (Bubík in Kováčik et al., 2006).

Koncom paleocénu a v eocéne pokračovala v bazénoch Vonkajších Západných Karpát subsidencia a rast morskej hladiny (Poprawa et al., 2002). Tieto udalosti kulminovali v strednom eocéne (zóna NP-16) a prejavilo sa to v sedimentácii tenkovrstvovitých distálnych facií hlavne v centrálnej a severnej časti magurského bazéna (drobnorytmický flyš belovežského súvrstvia v bystrickej a račianskej jednotke; v krynickej jednotke tejto etape zodpovedajú niektoré polohy flyšovej fácie strihovského súvrstvia), ako aj v duklianskom bazéne, v ktorom sa ukladali sedimenty doteraz zachované v jednotkách predmagurskej skupiny príkrovov (Czieszkowski, 2002), a teda aj v grybowskej jednotke (sedimentácia podsmilnianskeho súvrstvia). Výrazné prehĺbenie a sedimentáciu pod CCD dokladá aj výskyt pestrých ílovcov, ktoré majú hemipelagický charakter a spolu s tenkovrstvovitými litofáciami sedimentovali v prostredí bazénovej pláne (Kováčik a Bóna, 2005). Prevažná časť našich meraní poukazuje na prínos materiálu z JV, V až SV na SZ, Z až JZ.

Stredný eocén – mladší eocén

Veľká zmena v povahe sedimentácie nastala v mladšej časti stredného eocénu, keď v celom magurskom bazéne nastúpila pieskovcová sedimentácia. Tento jav bol pravdepodobne spätý s poklesom morskej hladiny a je typický pre spodnú časť zlínskeho súvrstvia račianskej a bystrickej jednotky (pieskovcová fácia v bystrickej jednotke, makovické pieskovce vo vnútornej račianskej a glaukonitovo-pieskovcová fácia vo vonkajšej račianskej jednotke) a vrchnú časť strihovského súvrstvia krynickej jednotky. Pre zlínske súvrstvie je všeobecne charakteristický smer paleoprúdenia generálne z JV na SZ s rozptylom na Z až JZ alebo S až SV. Ale zistili sa aj opačné smery – zo SZ na JV s rozptylom na J až JJV alebo V až VJV. Najlepšie preskúmanou časťou bazénovej výplne tejto etapy evolúcie magurského bazéna sú makovické pieskovce, ktoré predstavujú „turbiditný“ systém charakteristický zmenou litofácií a ich asociácií v smere toku gravitačných prúdov (Kováčik et al., 2009b). Systém sa pravdepodobne skladá z niekoľkých na seba naložených a laterálne sa zastupujúcich piesčitých až piesčitolalovcových podmorských vejárov. V makovických pieskovcoch sa zachovali iba ich stredné a vonkajšie časti. Kým v belovežskom súvrství račianskej jednotky prevládajú granáty pochádzajúce najmä z metasedimentov, v zlínskom (makovické pieskovce) sa k nim pridružujú granáty poukazujúce na pôvod v amfibolitoch a rulách, prípadne v granulitoch až eklogitoch (Bónová et al., 2009b). Súčasťou koncentráty ťažkých minerálov makovických pieskovcov sú Cr spinely, ktoré dokumentujú prítomnosť bázického až ultrabázického materiálu v zdrojových horninách. Chemické zloženie detritického turmalínu okrem metasedimentárneho pôvodu poukazuje na primárny ultrabázický zdroj (dravitové jadrá).

V mladšom eocéne v bystrickej, a hlavne v račianskej jednotke nastúpila ílovcová fácia v dvoch vývoch. Bol to 1. flyšový vývoj s výraznou prevahou ílovcov nad pieskovicami a 2. hrubovrstvený vývoj s charakteristickým striedaním veľmi hrubých vrstiev (resp. skupín vrstiev) pieskovcov a ílovcov zlínskeho typu. Paleoprúdové merania preukázali generálne (longitudinálny) sz. – jv. smer toku sedimentárnych gravitačných prúdov so zmyslom na SZ v centrálnej časti magurského bazéna (hodnoty sú rozptýlené v intervale ZJZ až SSZ). V externej zóne tohto bazéna (vonkajšia račianska jednotka) je smer a zmysel toku gravitačných prúdov dominantne na JJZ, JZ, Z až SZ. Miestami sa zaznamenali opačné smery paleoprúdenia – na VJV až JV.

Mladší eocén – oligocén

Mladoeocénnu až oligocénnu etapu vývoja magurského bazéna v jeho južnej časti (krynická jednotka) zastupuje hlavne malcovské súvrstvie, v centrálnej (vnútorná račianska jednotka) vrchná časť zlínskeho súvrstvia a malcovské súvrstvie a v externej (vonkajšia račianska jednotka) je to iba zlínske súvrstvie vo vrchnej časti s fáciami s afinitou k papínskym vrstvám duklianskej jednotky.

Malcovské súvrstvie je výplňou malých obmedzených subbazénov, ktorých os prebieha v smere SZ – JV. Ich vznik a izolácia súviseli s alpínskou tektonikou, ako aj s významnými klimatickými zmenami na hranici medzi eocénom a oligocénom, keď sa veľmi ochladila klíma a nastala glacieustatická regresia, čo sa odrazilo v charaktere procesov a sedimentov (anoxia a eutrofikácia, vznik menilitových vrstiev a globigerinových slieňovcov) v tomto prostredí. Tektonická reorganizácia Tethys obmedzila komunikáciu medzi bazénmi, vznik a izoláciu Parathetys (Báldi, 1980) a nástup anoxických podmienok. Tieto zmeny mali priamy vplyv na vznik menilitových litofácií, ktoré sú pozorovateľné pozdĺž celého severného okraja alpsko-karpatského orogénu (Roth a Hanzlíková, 1982; Báldi, 1984). Depozícia globigerinových slieňovcov bola spätá so zdvihom dna bazéna o cca 1 500 m (Oszczypko, 1999), so zvýšenou primárnou produkciou vápňitého nanoplanktónu (spoločenstvo typické hlavne pre zónu NP-21) aj foraminifer a so znížením CCD (napr. Leszczyński, 1997; Soták, 2010).

Tvar a veľkosť subbazénov významne ovplyvnili aj sedimentáciu klastických sedimentov typických pre malcovské súvrstvie. Okrem litofácií D2.1, C2.1, C2.2 a C2.3 (sensu Pickering et al., 1986), ktoré vznikli z turbiditných alebo koncentrovaných gravitačných prúdov, sa v tomto súvrství lokálne vyskytujú hrubé pieskovcové polohy s typickým zloženým zvrstvením, ktoré sú zvyčajne prekryté hrubými ílovcovými vrstvami (litofácia C2.4). Táto litofácia vznikla z veľkoobjemových gravitačných prúdov, ktoré sa odrazili alebo odklonili zo smeru svojho toku pri okraji bazéna (Kováčik in Bónová et al., 2010a). Paleoprúdový záznam tohto súvrstvia je veľmi pestrý a dokazuje prínos materiálu z viacerých smerov a/alebo odklon gravitačných prúdov z hlavného smeru tečenia. Okrem dominantného smeru paleoprúdenia z JV na SZ má veľký vplyv aj bočný prínos klastík z okrajových častí malcovského bazéna, ktoré boli pravdepodobne zo starších, tektonicky zdvihnutých facií bazénovej výplne. Takýto predpoklad potvrdzuje aj veľké množstvo redeponovaných mladokriedových až strednoeocénnych mikrofosílií v malcovskom súvrství. Zloženie granátov i turmalínov v sedimentoch poukazuje najmä na metasedimenty nízkeho až stredného stupňa metamorfózy, čiastočne na kyslé ruly. V zirkónovej populácii sú dominantne zastúpené zrná magmatického (granitoidného aj vulkanického) pôvodu (Bónová et al., 2010a).

Poznámky k proveniencii klastík magurského príkrovu

Asociácia ťažkých minerálov poukazuje na heterogénny pôvod materiálu zásobujúceho magurský bazén (Bónová et al., 2009a, b; 2010a, b). Výraznejšia pestrosť v zložení ťažkých minerálov sa prejavuje najmä v zlínskom súvrství. Populácia granátov a minerálov skupiny turmalínu v sedimentoch všetkých skúmaných tektonicko-litofaciálnych jednotiek a ich súvrství indikuje hlavne metasedimentárny zdroj, ale katódoluminiscenčné štúdium zirkónov potvrdilo významný prínos materiálu primárneho magmatického pôvodu, čo je v súlade s výskytom granitoidných obliakov v sedimentoch račianskej i krynicekej jednotky (Nemčok et al., 1968; Mišík et al., 1991a; Hanzl et al., 1999).

Mišík et al. (1991a) pokladajú za hlavnú zdrojovú oblasť materiálu krynicekej jednotky tzv. juhomagurskú kordiléru, ktorá sa prejavila najmä v eocéne. Do úvahy prichádza aj megajednotka *Tisie* (resp. *Tisia-Dacia*, napr. Oszczypko et al., 2006), ktorej litologická náplň podstatne zodpovedá predpokladaným zdrojovým horninám študovaných klastík. Súčasťou kryštallického fundamentu megajednotky *Tisie* (*Baksa Complex*) sú serpentinity a eklogity generálne identické s eklogitmi moldanubika Českého masívu (Horváth et al., 2003). Pozícia megajednotky *Tisie* vo vrchnej kriede (cf. Haas a Péro, 2004) až eocéne (cf. Csontos, 1995; Csontos a Vörös, 2004) indikuje možnú zdrojovú oblasť. Paleoprúdová analýza poukazujúca na paleotransport materiálu generálne z JV tento predpoklad nevyklučuje (cf. Koráb et al., 1962). Potenciálnou zdrojovou oblasťou študovaných klastík sa javí marmarošský masív (resp. jeho časť označovaná ako rachovský masív), situovaný jv. od magurského bazéna v paleocéne (cf. Potfaj, 1998; Golonka et al., 2000). Podobne uvažoval Leško (1960a) aj Leško a Samuel (1968), ktorí za znosovú oblasť považovali tzv. marmarošskú kordiléru (sčasti stotožnenú s dnešným vývojom marmarošského pásma), ktorá do vrchného lutétu oddeľovala na V magurský a bradlový priestor. Na druhej strane Oszczypko (2004) pokladá paleogeografickú pozíciu marmarošského masívu a pochovanej sliezskej kordiléry za takmer identickú. Ako zdrojovú oblasť nemožno celkom vylúčiť ani Vnútorne Západné Karpaty (Bónová in Kováčik et al., 2011a), o ktorej uvažoval napr. Nemčok (1978b) a Golonka (2003), aj keď Potfaj (1998) túto alternatívu ako priamy zdroj klastík flyšového pásma – konkrétne bielokarpatskej jednotky, na základe štúdia asociácií ťažkých minerálov skôr vylučuje.

Mladší oligocén – kvartér

Koncom oligocénu a v spodnom miocéne pokračovala fáza presunu príkrovových jednotiek flyšových Karpát (včítane magurského príkrovu) smerom na S (Oszczypko, 1998) a pri redukcii priestoru sa rozvíjala vrásovo-šupinová stavba. Zároveň sa tvorili syntektonické (*piggy-back*) bazény nesené na magurskom príkrove, ktorých sedimentárnu výplňou je zavadské súvrstvie (nevystupuje v študovanom regióne) burdigalského veku (NN-1 až NN-3, Oszczypko a Oszczypko-Clowes, 2002).

Po vzniku karpatského oblúka (staršia štajerská fáza) koncom karpatu (Krs a Roth, 1979; Roth, 1980) v mladšej štajerskej a moldavskej tektonickej fáze (vrchný bádén – sarmat) prebiehal v akrečnej prizme kompresný režim (Sandalescu, 1988; Oszczypko a Ślącza, 1989). Do konca bádenu sa štruktúroval flyšový bazén (od vrchného oligocénu) do severovergentných príkrovov (Potfaj a Nemčok in Biely et al., 1996b). Aktivita kompresnej násunovej tektoniky sa sústredila len v severnej a východnej časti karpatského orogénu (Kováč et al., 1998; Kováč, 2000). Obdobie bolo späté s vývojom zaoblúkového panónskeho bazéna, čo úzko súviselo s výstupom plášťovej hmoty sprevádzaným kyslým a vápenato-alkalickým vulkanizmom (Pécskay et al., 1995). Hlavná kompresná zložka paleonapätia σ_1 pôsobila generálne v smere SV – JZ (cf. Kováč, 2000) resp. SSV – JJZ a aktivovala smerné až šikmé dextrálne posuny smeru (SZ – JV) SSZ – JJV a sinistrálne smeru SSV – JJZ alebo SV – JZ. Takýto kompresno-extenzný režim zrejme trval aj v panóne.

V nasledujúcej etape tektonického vývoja vznikli významnejšie poklesy na skôr založených dislokáciách a zároveň sa tvorili nové štruktúry. Pôsobenie extenzného poľa paleonapätia v smere SZ – JV až V – Z sa pravdepodobne začalo už na konci miocénu (cf. Zuchiewicz et al., 2002), trvalo aj v kvartéri (Bóna et al., 2009b) a podľa všetkého pokračuje až do recentu (Pospíšil et al., 2007; Caporali et al., 2009; Hefty et al., 2010).

Kvartér

Kvartérny geologický vývoj územia sa dá v základných črtách odvodiť najmä od fluviálneho a proluviálneho vývoja v systéme morfolologickej postupnosti, čo v zásade značí, že sa tu pod vplyvom striedania hĺbkovej a laterálnej erózie, ako aj nasledujúcej akumulácie vyvinul systém riečnych terás a terasovaných náplavových kuželov. Jedinou výnimkou sú holocénne fluviálne náplavy Tople, Ondavy a iných tokov uložené v rámci aluviálnych nív superpozične na vlastných mladopleistocénnych dnových akumuláciách.

Kvartérne uloženie sú geneticky a typologicky monotónne. Príčinou sú výsledky laterálnej až planačnej, neskôr prevažne hĺbkovej fluviálnej erózie a denudácie. Jej účinky, pôsobiace v kvartéri pod vplyvom periodického striedania sa chladnej a teplej klímy, sa na menej odolných horninách flyšového vývoja vyznačovali vysokou intenzitou cyklického odnosu uvoľnenej horninovej hmoty (Mazúr et al., 1980). Erózný efekt v tomto fluviálnodenudačnom, prevažne rázsochovom a hladko modelovanom reliéfe spôsobil, že sa na genéze kvartérnych sedimentov popri už spomenutých dominantných fluviálnych a proluviálnych procesoch vo veľkej miere uplatňovali aj gravitačné procesy späté s mrazovým, selektívne eolickým a sčasti chemickým zvetrávaním v kvartérnych klimatických podmienkach. Popri týchto procesoch sa v chladných obdobiach glaciálov prejavili aj eolické procesy.

Z hľadiska genézy, datovania, rozsahu a foriem výskytu majú významnejšie postavenie pleistocénne až holocénne fluviálne a proluviálne akumulácie vodných tokov. Špecifická cyklickosť kvartérnej klímy spätá s nerovnakou intenzívnou a celkovo pozitívnou neotektonickou dynamikou územia spôsobila striedanie hĺbkovej a laterálnej fluviálnej erózie a zároveň podmienila akumuláciu fluviálnych i proluviálnych sedimentov v etapách, čím predurčila vznik systému riečnych terás a kuželov. Pôvodné komplexy sedimentov starších riečnych terás a kuželov boli pod vplyvom spomenutých faktorov postgeneticky erodované a denudované, a tak sa v súčasnosti vyskytujú len ako výrazne redukované, často v podobe rezíduí alebo bez zachovania sedimentov iba vo forme morfolologicke identifikovateľných erózných plošín. Takáto situácia je najčastejšia. Fluviálne a proluviálne sedimenty terás a kuželov sa sporadicky zachovali najmä na prilahlých svahoch dolín a po stranách hlavných tokov – Tople, Kamenca, Rosuckej vody, Topole, Ondavy, Lodomirky a Chotčianky (cf. Kováčik et al., 2011c). V ostatných dolinách horských tokov sa zachovali prevažne holocénne nívne a čiastočne vrchnopleistocénne fluviálne dnové akumulácie resp. holocénne nívne kužele a torzá vrchnopleistocénnych terás. Na základe mapovacích prác, údajov Harčára (1995a) a poznatkov z plytkých vrtov, rýh a šachtíc sa na mapovanom území doteraz vyčlenilo päť terasových úrovní pleistocénu a dve holocénu. Väčšina z nich, najmä starších, sa zachovala bez kvartérnych fluviálnych sedimentov, a to len ako erózne plošiny pokryté zvetraninami a svahovinou.

ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV

Geofyzikálne aktivity v mapovanej oblasti možno rozdeliť do dvoch skupín – na regionálne merania a merania na lokalitách. Hneď v úvode však treba zdôrazniť, že regionálne merania jednoznačne prevažujú, pretože mapované územie bolo predmetom vyhľadávania hlavne uhľovodíkov a tomu analogicky zodpovedajú aj plošne rozsiahlejšie prieskumné územia.

Pri regionálnych meraniach sa aplikovali seizmické, gravimetrické, magnetometrické, magnetotelurické a gamaspektrometrické metódy.

Do skupiny detailných meraní zaraďujeme predovšetkým práce na hydrogeologické účely na jednotlivých lokalitách. Ide prevažne o geoelektrické odporové merania (vertikálne elektrické sondovanie – VES a rozličné modifikácie odporového profilovania – OP), ako aj o karotážne a seizmokarotážne práce na hlbokých vrtoch Smilno-1 a Zborov-1. Osobitné postavenie majú práce zamerané na štúdium fyzikálnych vlastností hornín.

Reflexné seizmické profily prechádzajú územím len na okrajoch západnej časti opisovanej oblasti Nízkych Beskýd, ale dominantnou bola refrakčná seizmika a pomerne intenzívne sa využívala pri hydrokarbónovej prospekcii (Adamovský et al., 1972a; Adamovská et al., 1977; Jarý et al., 1972; Kadlečík et al., 1977; Wojas, 1977). Výsledkom boli refrakčnoseizmické rezy, no ich interpretáciu nebolo možno pri riešení geologickej stavby regiónu využiť dôsledne, a to pre komplikovanosť seizmického záznamu a veľmi náročnú koreláciu detekovaných refrakčných horizontov, ako aj pre ich takmer nemožnú interpretáciu vo vzťahu ku geologickým údajom v nadväznosti na údaje z vrtoch. Refrakčný seizmický prieskum reinterpretoval Plíva et al. (1977), ale bez pozitívnejšieho výsledku. Podľa Mořkovského et al. (1987) sa seizmický obraz časových rezov vo flyšovej sekvencii pokladá takmer za vlnovo nemenný až do času 6 s, čo predstavuje hĺbku približne 15 km. Preto bola podstatným zistením existencia seizmického rozhrania s hraničnou rýchlosťou $6\,000 - 6\,250\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, čo sa spájalo s bazou sedimentárno-tektonickej brekie vo vrte Smilno-1, a teda s hrúbkou magurského príkrovu (Wunder, 1989).

Na hlbokých oporných vrtoch Smilno-1 a Zborov-1 sa vykonala seizmokarotáž, ktorá zistila rast vrstvovej rýchlosti s hĺbkou (Wunder et al., 1989).

Najnovšie seizmické merania, vykonané v rokoch 1999 – 2003, nadväzovali na medzinárodný program a medzinárodný seizmický experiment CELEBRATION 2000. Regiónom prechádzajú refrakčnoseizmické profily CEL 05 a CEL 06. Boli zamerané na detekciu hlbších fenoménov – podložie flyšovej výplne (hĺbka MOHO) (Alasonati-Tašarová et al., 2009).

V západnej časti Nízkych Beskýd sa v rokoch 2007 – 2009 vykonali aj seizmické merania 3D a nesporne rozšírili poznatky o geologickej stavbe územia. Urobili sa pre súkromné spoločnosti (Konzorcium Oil & Gas Slovakia, ROMGAZ a JKX Bratislava, B.V.) a prístup k nim v súčasnosti platná legislatíva vylučuje.

Prvé regionálne tiažové merania sa vykonali s hustotou bodov $1\text{b}/\text{km}^2$ (Ibrmajer, 1961) a poskytli prvotný, základný obraz o distribúcii tiažového poľa na území Slovenska. Potom nasledovali merania v podrobnejšej mierke (1 : 25 000) a prebiehali v dvoch etapách od roku 1973 do roku 1976 (Klašková et al., 1973; Matoušek a Zmrzlý, 1976). V roku 2001 sa všetky tiažové merania reambulovali a zostavila sa zjednotená tiažová databáza – Atlas geofyzikálnych máp a profilov (Grand in Kubeš et al., 2001). Okrem regionálneho hodnotenia tiažového poľa bola práca zameraná na revíziu a korekciu chybných údajov v databáze. Ako prvé sa opravili systematické chyby v databáze, a to prepočtom topokorekcií pre všetky body z územia Slovenska.

V roku 1995 bola dokončená štúdia Flyš východného Slovenska-geofyzika, ktorá obsahovala gravimetriu a doplnkové merania VES (Szalaiová et al., 1995). V roku 2005 sa zhodnotili tiažové merania na magnetotelurickom transekte MT 05 (CEL 05) a MT 06 (CEL 06) situované naprieč flyšovým pásmom (od Bardejova smerom na Giraltovce). Interpretácia bola veľmi všeobecná a sústredená v podstate na hranicu flyš – podložie (Michálek et al., 2005).

Ďalšou regionálnou metódou bola magnetometria. Územie bolo pokryté prvými aeromagnetickými meraniami na území Slovenska v rámci aeromagnetickkej mapy Československa v mierke 1 : 200 000 (Mašín et al., 1963). Mapa izolínií bola zostavená z profilových meraní celkovej intenzity magnetického poľa pre strednú výšku letu 100 m nad reliéfom terénu pri vzdialenosti profilov 2 km. Táto oblasť si vzhľadom na jej litologickú náplň magnetické merania akútne nevyžadovala, a to pre absenciu magnetických hornín a litologického zloženia flyšovej sekvencie. Zrejme aj preto sa do roku 2005 v tomto regióne nijaké geomagnetické merania nevykonali. V rámci projektu Magnetická mapa Slovenska (Kubeš et al., 2008) sa územie Nízkych Beskýd domeralo pozemnými magnetickými meraniami s hustotou 6 a 9 bodov/ km^2 .

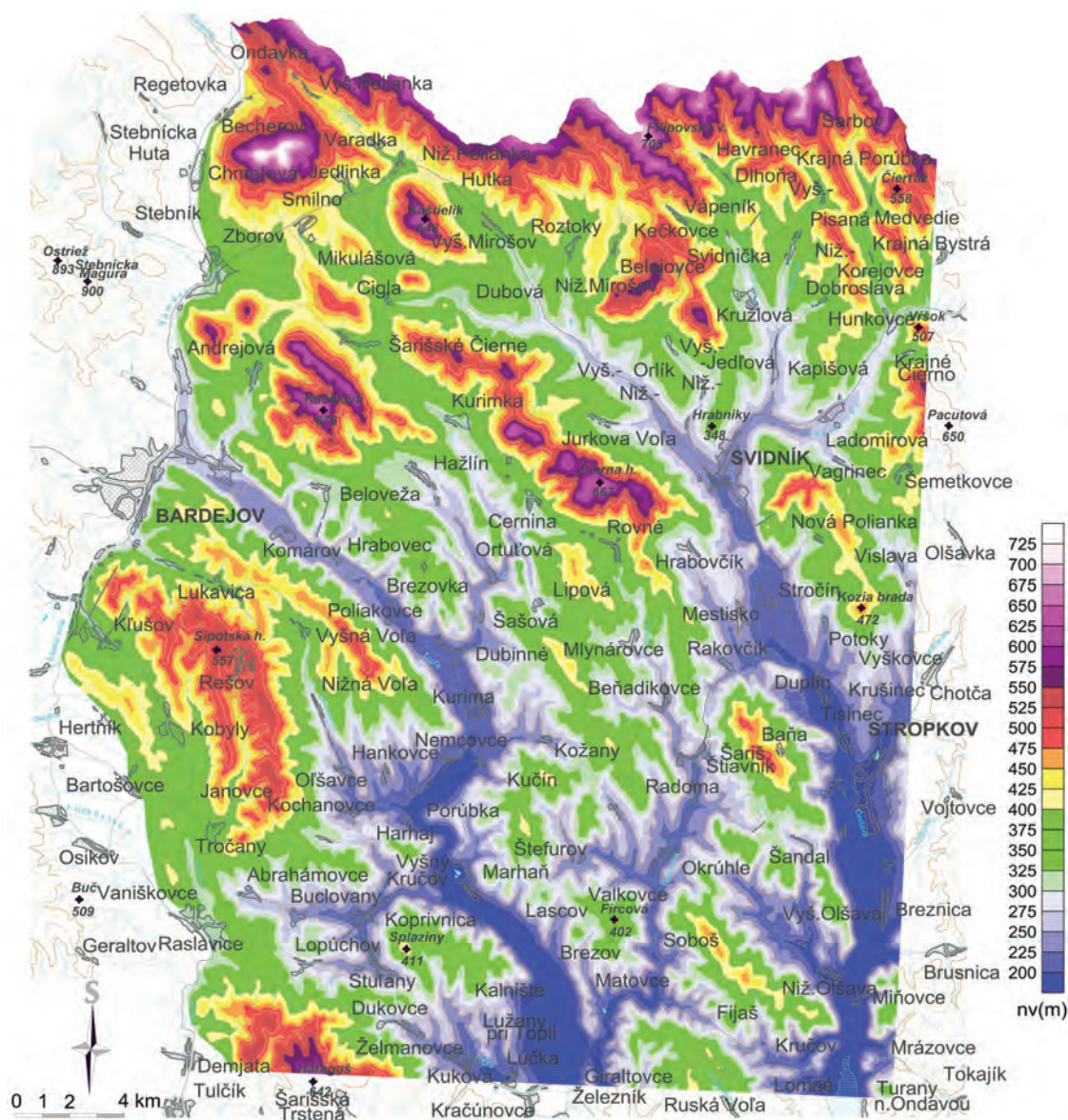
Povrchovými gamaspektrometrickými meraniami regionálneho charakteru je celá Slovenská republika pokrytá v mierke 1 : 200 000 (Daniel et al., 1997). Gamaspektrometria sa merala s hustotou 1 referenčný

bod (RB) na 10 km². Letecké merania, ktoré urobil š. p. Geofyzika v 70. a 80. rokoch 20. stor., sa na tomto území nevykonali. Pretože z hľadiska rádioaktivity územie nepatrí medzi oblasti so zvýšenou ani kontrastnou rádioaktivitou, tomu zodpovedá aj príslušná, teda minimálna aktivita.

Geoelektrické merania regionálneho charakteru VES (vertikálne elektrické sondovanie s rozstupom sýtnych elektród väčším ako AB = 2 000 m) sa v regióne nerealizovali. Pri čiastkových prácach súvisiacich s vyhľadávaním vodných zdrojov sa, ako sme už uviedli, využili menšie rozstupy, a to na niekoľkých lokalitách. V niektorých prípadoch sa urobilo odporové profilovanie. Touto tematikou sa zaoberajú práce Tkáčovej (1978), Kozu a Hodasovej (1983). Overiť litologicko-tektonické pomery a zmapovať poruchové línie a hrúbku náplavov mal prieskum v roku 1981, ktorý vykonal Džuppa (1981). Výsledky geofyzikálnych metód na hydrogeologické účely súhrnne reinterpretovala a spracovala Valušiaková (1982).

Karotážne merania sa vykonali na hlbokých oporných vrtoch Smilno-1 (Karkoška in Leško et al., 1987) a Zborov-1. Karotážny komplex tvorili odporové merania (potenciálové a gradientové), spontánna polarizácia, inklinometria, kavernometria, rezistivimetria, geotermika, stratometria, prirodzená rádioaktivita, neutrónová a hustotná gamakarotáž.

Fyzikálne vlastnosti hornín študoval rad prác sústredených na uhľovodíkovú prospekciu. V rámci úlohy Výskum hlbokých štruktúr Západných Karpát z hľadiska výskytu živíc sa v rokoch 1986 – 1988 (Mořkovský et al. in Wunder, 1989) získali fyzikálne vlastnosti hornín z vrty Zborov-1 (objemová a mineralogická hustota, porozita, rýchlosť šírenia pozdĺžnych elastických vln, magnetická susceptibilita, úhrnná gamaaktivita a obsah Th, K a U). Meraním fyzikálnych vlastností hornín sa vo vrte Zborov-1 výrazné fyzikálne rozhrania nezistili.



Obr. 39. Digitálny model reliéfu (Kucharič et al., 2010 sensu Grand et al., 2002).

Tieto vlastnosti hornín sa hodnotili aj podľa litostratigrafických jednotiek a horninových typov. Ukázalo sa, že zvýšené hodnoty mineralogickej hustoty pelitov a psamitov spôsobuje prítomnosť karbonatickej prímеси.

Rovnakým spôsobom sa analyzovali aj vzorky z jadra vrtu Smilno-1. Podobne ako pri predchádzajúcom vrte sú rozdiely vo fyzikálnych vlastnostiach viac-menej minimálne. Fyzikálne výraznejšie sa prejavuje len komplex tmavých menilitových „bridlíc“. Spodná poloha sedimentárnej brekcie s mierne zvýšenou porozitou sa z hľadiska uhľovodíkovej prospekcie hodnotí ako zaujímavá (Leško et al., 1987).

Magnetické a hustotné parametre sa sledovali aj v rámci úlohy Geofyzikálny prieskum flyšového pásma a vnútrokarpatských jednotiek (Chrumová, 1988). Horninový materiál sa odoberal z prirodzených a umelých odkryvov a už na prvý pohľad bolo zrejmé, že výsledky sú v porovnaní s výsledkami vrtov veľmi negatívne ovplyvnené exogénnymi procesmi, a to najmä pri hustotných parametroch.

Petrofyzikálnymi vlastnosťami zo širšieho územia východoslovenského flyšu a podtatranskej skupiny sa podrobne zaoberá práca Ondru a Hanáka (1989).

Na obr. 39 je mapa digitálneho modelu reliéfu terénu, ktorá dokumentuje morfoštruktúrne tvary reliéfu. Mapu takéhoto typu zaraďujeme do súboru máp, lebo v územiach s mätko modelovaným reliéfom a nedostatkom prirodzených a umelých odkryvov môže byť vhodným doplnkovým prostriedkom na dedukciu povrchovej geologickej stavby. Je zrejmé, že si analýza povrchových črt vyžaduje oveľa podrobnejšie spracovanie, ale nazdávame sa, že aj v tej najtriviálnejšej zobrazovacej forme môže pri tvorbe geologickej mapy poskytnúť dostatok podporných údajov. Systematická digitálna tektonická geomorfológia aj napriek pomerne značnému množstvu prác trpí nedostatkom prác na danú tému, ako aj nejednotným opisom a využívaním relevantných digitálnych metód v rozličných oblastiach geovied (Jordan et al., 2005).

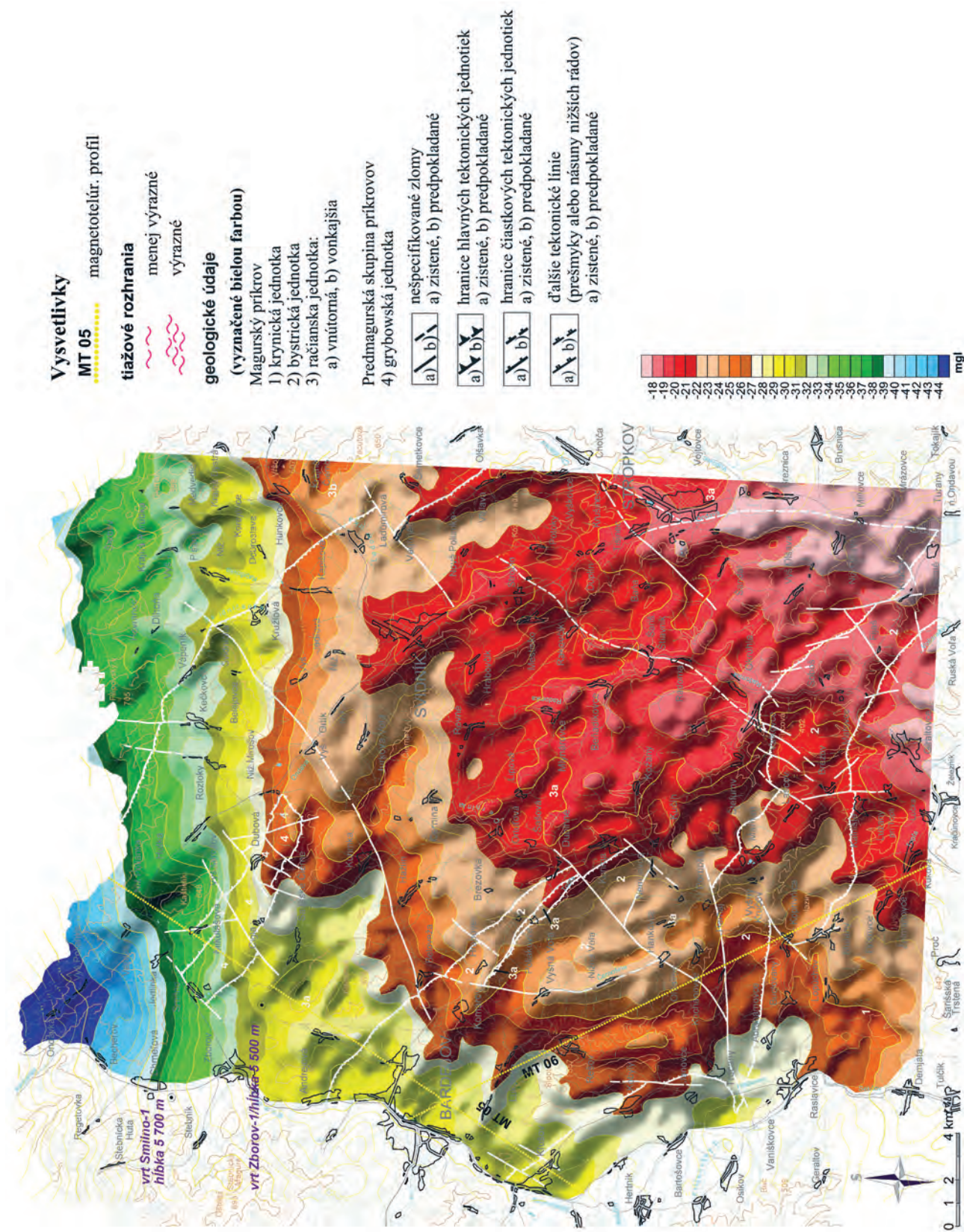
Obr. 39 obsahuje dostatok geomorfologických črt, ktoré možno využiť pri tvorbe geologických máp, a hlavne pri vedení línií „mladej tektoniky“ – okrem základného smeru horninových štruktúr SZ – JV, ktorý moduluje väčšinu morfologických chrbtov. Hlavne v depresných formách reliéfu možno pozorovať smer V – Z a S – J. Nepredpokladáme, čo je prirodzené, že sa každá depresná forma musí prejavovať v tektonickom fenoméne, ale súčasný povrch je výslednicou interakcií medzi litologickou náplňou, najmladšou tektonikou a exogénnymi procesmi uplatňujúcimi sa v tektonicky drvených zónach. Vzťah medzi morfológiou a tektonikou je známy a často sa o ňom diskutuje (cf. Hurtrez, 1999; Montgomery et al., 2001; Peulvast et al., 2001; Ernst, 2007; Pelletier et al., 2010; Owen, 2010, a i.).

Tiažové pole skúmaného územia v Mape úplných Bouguerových anomálií (obr. 40, pri objemovej hustote $2,75 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; upravené podľa Granda et al. in Kubeš et al., 2001) prejavuje výraznú moduláciu izolínií v smere V – Z a S – J. Pozdĺž týchto gradientov hodnota poľa stupňovito klesá smerom na Z a S. Základný smer horninových štruktúr SZ – JV je badateľný, ale oveľa menej výrazný ako už skôr spomenuté smery. Táto objemová hustota sa vybrala ako hodnovernejšia pre flyšové súvrstvie. Podľa údajov z vrtov (Zborov-1 a Smilno-1) možno konštatovať, že hlavne v jednotke Obidowa – Slopnice je objemová hodnota $2,75 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ veľmi častá. Zo štúdia fyzikálnych vlastností z vrtu Zborov-1 (Píchová et al. in Wunder et al., 1990) vyplýva, že pri zvyšovaní hustotných parametrov má významnú úlohu karbonatická prímесь, ktorá je tam vo forme dolomitu a niekedy sideritu. V niektorých prípadoch k takémuto zvýšeniu objemovej hustoty a a priori k vyšším hodnotám tiaže môže prispieť aj pyritizácia, ak je disperzia impregnácií pyritu podstatnejšieho objemu. Sporadicky sa pri ílovcoch zistili hodnoty blížiac sa hodnote $2,80 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$.

Už pri prvých interpretáciách tiažového poľa vo vonkajšom flyši sa konštatovalo, že namerané hodnoty sú dominantne výsledkom pôsobenia inhomogenít podložia, a to ako výsledok minimálnych diferencií v hustote hornín budujúcich flyšové sekvencie (Šutor a Čekan, 1965). Na základe zistenia drobných deformácií tohto poľa možno odvodiť, že isté nehomogenity sú predsa len pravdepodobné aj v hustote hornín flyšového komplexu.

Výrazne sa prejavuje aj smer izolínií S – J, ktorý dominuje v západnej časti územia od Tulčíka na juhu cez východné oblasti Bardejova až po Smilno a Mirošov. Na základe analýzy konfigurácie tiažového poľa na východnom Slovensku tento cca 10 km široký pás interpretujeme ako pravdepodobné pokračovanie priebehu hornádskej línie, ktorú podľa znázornenia v doterajších (aj najnovších) geologických mapách smerom na sever definitívne amputuje priebeh pieninského lineamentu (Bezák et al., 2008). Smer izočiari v meridiálnom azimute, ako aj markantný pokles tiaže smerom na západ naznačujú (pozri Mapu úplných Bouguerových anomálií Slovenska na obr. 40), že úloha hornádskej línie ako mladej (?) štruktúry sa v jestvujúcich geologických mapách dostatočne nevysvetľuje.

Pri zasadení územia do regionálneho obrazu vidno, že sme na okraji tiažového maxima, ktoré je zo severu ohraničené výrazným gradientom už spomenutého ekvatoriálneho smeru a zo západu meridionálnou štruktúrou prechádzajúcou prakticky celou šírkou územia Slovenska, ktorú spájame s už spomenutým prejavom hornádskeho zlomového pásma (Grecula et al., 1977). Smerom na SZ tiažové pole postupne prechádza do známeho karpatského tiažového minima. Jeho marginálna časť zasahujúca do nášho územia sa interpretovala ako elevačná štruktúra európskej platformy a podmienila intenzívne vyhľadávacie práce na uhľovodíky (Leško et al., 1987).



Obr. 40. Mapa úplných Bougerových anomálií pre objemovú hustotu $2,75 \text{ g/cm}^3$ (Kucharič et al., 2010 sensu Grand et al., 2002).

Hornádske zlomové pásmo definoval už Uhlig (1907) a podľa prác starších autorov ho charakterizoval ako zlom, na ktorom sa končia jednotky vnútorných zón karpatského horstva. Zlom má podľa neho poklesový charakter. Z množstva výskumných prác spomenieme tie, ktoré predpokladajú jeho starší pôvod a hlbšie založenie (Rudinec, 1973; Slávik, 1974; Maheľ, 1975, a i.). Kryštalinikum a mezozoikum veporika Čiernej hory by malo pokračovať smerom na východ. Potvrdilo sa to vo vrtoch Ďurkov-1 a 2, ako aj Kecerovské Peklány (Tözsér a Rudinec, 1975) mimo oblasti, ktorú sme skúmali. Hĺbkový dosah segmentov až do hĺbky 3 000 m doložil Čverčko (1968). Pokles podložných komplexov v smere na východ od tohto pásma preukázateľne dokumentovali hlboké vrty v oblasti Ďurkova. Tá je tiež mimo plochy, ktorá bola predmetom nášho štúdia (Vranovská et al., 2000).

Ide teda o neprehliadnutelnú, výraznú tiažovú štruktúru, ktorá vo forme minima amputuje tiažové maximum budujúce územie magurského príkrovu zo západnej strany. V každom prípade je to fenomén, ktorý regionálna geológia doteraz detailnejšie neskúmala. Hlavne v tomto období, keď už je k dispozícii kompletná, revidovaná tiažová databáza a na jej základe vytvorené mapy, by bolo treba objektívne definovať význam a úlohu tohto prvku v geologickej stavbe Západných Karpát, lebo významne determinuje konfiguráciu tiažového poľa. Z jeho priebehu možno v tomto štádiu usudzovať, že ide o hlbší zdroj ležiaci pravdepodobne v spodnejších horizontoch flyšovej sekvencie alebo v jej podloží.

Ďalším veľmi pozoruhodným elementom je nápadné tiažové minimum v sz. cípe študovaného regiónu s pokračovaním na územie Poľska. To sa právom považuje za eleváciu platformy a v minulosti podmienilo situovanie dvoch hlbokých oporných vrtov Zborov-1 a Smilno-1 do tejto oblasti, pretože sa zdvihom platformy vo flyšových sekvenciách a priori predpokladal vznik potenciálnych štruktúrnych uhľovodíkových pascí (Leško et al., 1987). Obidva vrty napriek značnej hĺbke (vyše 5 000 m) platformu nezastihli. Pri podrobnejšej analýze tiažovej mapy zisťujeme, že tiažové minimum, o ktorom my diskutujeme, je vlastne marginálnou časťou karpatského minima, ktorého pôvod sa vysvetľuje napr. autochtónnymi a alochtónnymi ľahkými predhlbňovými šelfovými sedimentmi ležiacimi pod balíkom flyšových príkrovov (Tomek et al., 1979). Podľa našich zistení toto tiažové minimum koinciduje s pomerne intenzívnou magnetickou anomáliou (pozri obr. 41), čo v prvotnej interpretácii na základe poznatkov o fyzikálnych parametroch dovoľuje predpokladať za zdroj anomálie serpentinitové teleso, a teda odozvu z platformných útvarov.

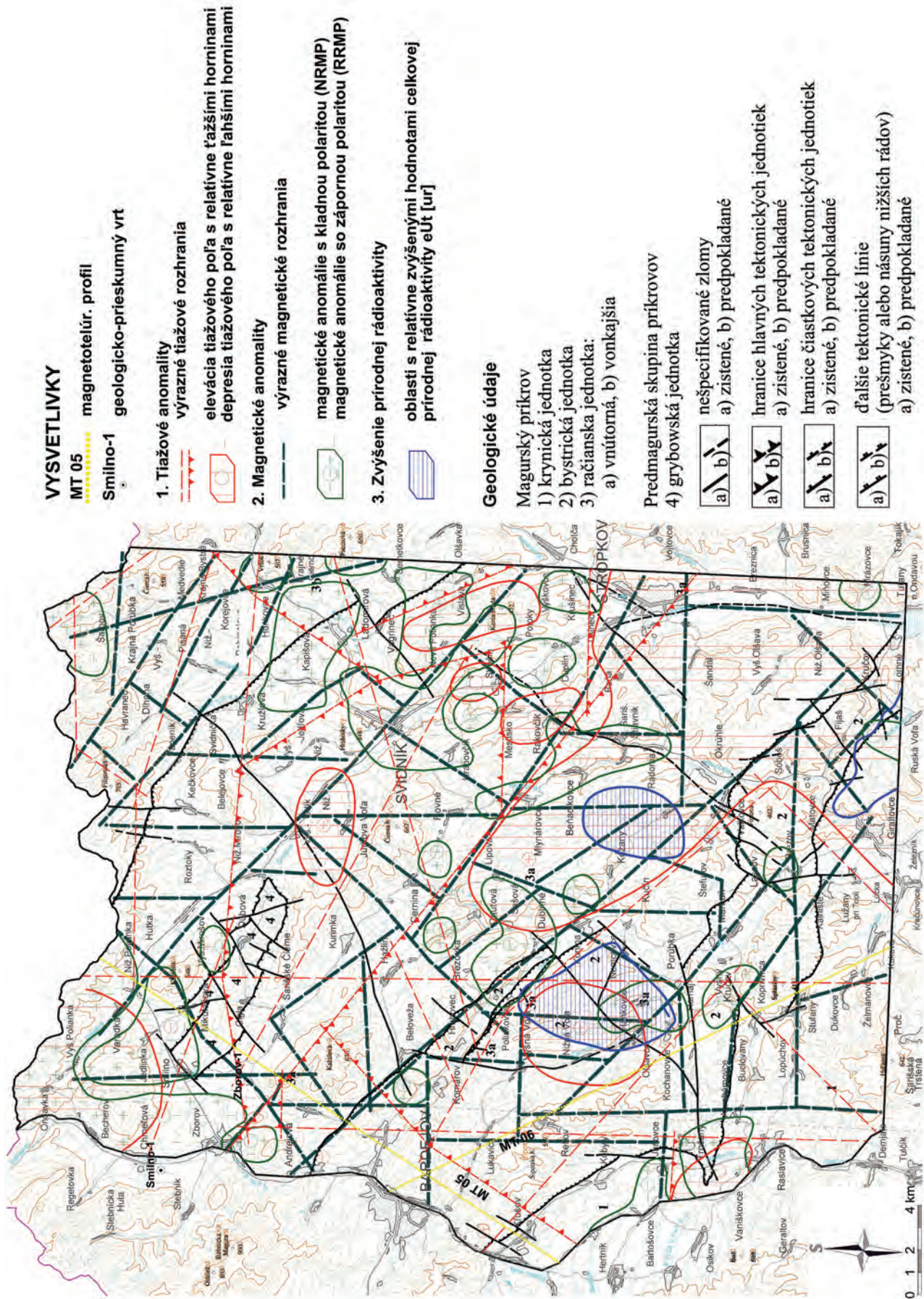
Pomerne výrazným objektom je lokálne minimum v jz. časti územia, ktoré svojím smerom V – Z deformuje meridionálny gradient spájaný s hornádskeým zlomovým pásmom. Je zaujímavé, že sa tento gradient odráža aj v povrchových štruktúrach a v podstate sleduje rozhranie krynickej a bystrickej jednotky, ktoré má v tejto časti územia rovnaký smer.

Smilnianske tektonické okno je v poli lokálneho tiažového maxima. Kým smerom na SZ sa tiažový účinok grybowskej jednotky postupne stráca v regionálnom gradiente, podľa konfigurácie izolínií možno predpokladať jeho postupné ponáranie sa smerom na JV a jeho reflex tam možno sledovať v pásme širokom cca 3 – 4 km až po mesto Svidník. Podobne postupný pokles možno sledovať smerom na JZ, a to až po výraznú líniu smeru SZ – JV v úseku Cernina – Zborov, ktorá ho nápadne amputuje (lokálna záporná anomália). Sv. ohraničenie jednotky je opäť „clonené“ regionálnym gradientom. Vzhľadom na severnú vergenciu tohto objektu nie je jeho ohraničenie z tejto strany tiažovo také výrazné, lebo sa tam prejavuje vplyv superpozície jeho tenšej hrany a ľahších hornín podložnej vnútornej račianskej jednotky.

V každom prípade sa sledovaná oblasť ukazuje ako významný štruktúrny prvok v základnej stavbe Západných Karpát (je to skutočne hranica s Východnými Karpatmi?) a zasluhuje si oveľa podrobnejší výskum hĺbkových pomerov.

Región je charakteristický relatívne pokojným priebehom magnetického poľa s postupným rastom jeho intenzity v sz. časti od J na S (Kubeš et al., 2008). Tento rast interpretujeme ako účinok hlbokých zdrojov severoeurópskej platformy, ktoré sú na povrchu už mimo územia Slovenska. Smerom na S sa platforma približuje k povrchu, a preto ovplyvňuje magnetické pole silnejšie. Tým možno vysvetliť pokles intenzity magnetického poľa smerom na J (anomálne a výraznejšie črty magnetického poľa sú zakomponované do obr. 41). Na rozdiel od tiažových máp je badateľné, že hlavné smery anomálnych polí sú súhlasné so smerom hlavných horninových pruhov, teda SZ – JV, ako aj so smerom, ktorý je naň približne kolmý. Južnú časť plochy ohraničujú anomálie, ktoré možno prevažne zaradiť do smeru V – Z.

Najintenzívnejšie anomálne pole bimodálneho charakteru v rámci skúmaného územia je v sz. časti územia (na SZ od spojnice obcí Andrejová – Smilno – Nižná Polianka – hranica s Poľskom) v priestore, ktorý koinciduje s výraznou tiažovou depresiou. Práve takáto „prídavná magnetická informácia“ k známemu tiažovému minimu aspoň túto časť regionálnej tiažovej anomálie stavia do trochu odlišnej pozície. Vzhľadom na povahu tiažového a magnetického poľa možno predpokladať, že komplexný obraz anomálie dotvárajú telesá serpentinitov, ktoré vo flyšovej výplni už predstavujú „cudzorodý materiál“ a zrejme reprezentujú členy severoeurópskej platformy ako „ľahké“ a „magnetické“ horniny. Ďalším alternatívnym zdrojom magnetickej anomálie by teoreticky mohli byť telesá mafických hornín s výraznými magnetickými parametrami,



Obr. 41. Mapa geofyzikálnych interpretácií a indícií (Kucharič et al., 2010).

ale relatívne s malou hrúbkou, ktorá výsledné záporné tiažové pole prakticky nijako neovplyvňuje (opäť by išlo o platformné členy). Ale analogicky by sa dalo uvažovať aj o potenciálnych produktoch neogénneho vulkanizmu – andezitoch, ktorých prejavy sme detekovali aj na S od bradlového pásma v duklianskej jednotke (Kubeš et al., 2008).

Magnetickými meraniami sa zachytilo pomerne veľa nízkointenzívnych kladných a záporných anomálií, čo je výsledok sporadického výskytu ferimagnetických minerálov vo flyšovom komplexe. Flyšové pásmo sa vždy definovalo ako útvar s absenciou ferimagnetických minerálov. Nepatrné zmeny magnetického poľa (pod 10 nT) možno očakávať tam, kde sa vyvinuli pelosiderity. Sporadicky sa magnetit vyskytoval v ťažkom produkte klastických sedimentov z mrázovských vrstiev belovežského súvrstvia račianskej jednotky a tiež v strihovskom súvrství Krynickej jednotky (cf. Bónová in Kováčik et al., 2011a). Je možné, že takéto drobné výskyty tohto minerálu sú častejšie a pre ich veľkú disperziu môžu merané pole nepatrne deformovať.

Relatívne vyššie hodnoty magnetickej indukcie sa zaregistrovali v priestore smilnianskeho tektonického okna. Litologická náplň grybowskej jednotky vytvára teoretický predpoklad, že by tam mohli byť zastúpené nízkomagnetické horniny (paramagnetické alebo antiferimagnetické). Podľa štúdia magnetických vlastností z vrtu Zborov-1 (Píchová et al. in Wunder et al., 1990) je zrejmé, že aj pri nízkej magnetickej susceptibilite možno stanoviť kritérium poukazujúce na to, že psamitické typy s kremennými a živcovými zrnami majú úplne zanedbateľnú hodnotu magnetickej susceptibility. Ak však je v súbore pelitická zložka, je „zodpovedná“ za badateľné zvýšenie susceptibility. Je to najmä v prípadoch, keď je v ílovcoch pozorovaná prímes (nátek) sideritu. Samotný siderit nepatrí medzi ferimagnetické minerály, ale hoci priamo nevyvoláva výrazné zmeny magnetického poľa, pri meraní *in situ* kapametrom sa od nemagnetického okolia dá odlíšiť. Zo štúdia petrofyzikálnych vlastností (Píchová, l. c.) vychodí, že ak je vo vzorkách siderit (3 – 11 %) a dolomit (7 – 28 %) – overované diferenčnou termickou analýzou, prejavuje sa pomerne tesná kladná závislosť medzi susceptibilitou a obsahom sideritu.

V obr. 41 (mapa MGII) sme vymedzili výraznejšie magnetické rozhrania, ktoré by mali priamo závisieť od litologickej náplne na povrchu. Ako sme už uviedli, treba si uvedomiť, že magnetické pole je bipolárne a niekde porušené umelými zdrojmi. Z prílohy je zrejmé, že doteraz vyčlenené geologické hranice v niektorých prípadoch veľmi dobre koincidujú s magnetickými poruchami a niekde sa zistil systematický posun vyplývajúci z metodiky magnetických meraní (riedka sieť bodov). V každom prípade však vymedzené zóny slúžia na analýzu terénnych dát a ako pomocné kritérium hlavne v miestach, kde sa nedala získať dostatočná geologická informácia pri mapovaní v teréne. Zdôrazňujeme, že aj meridionálne smery modulujúce priebeh magnetického poľa a vtlačajúce mu dominantný charakter v západnej časti územia opäť prisudzujeme prejavu hornádskeho zlomového pásma.

V porovnaní s tiažovými údajmi sú smery V – Z (porušenia magnetického poľa) – s výnimkou juhu oblasti – veľmi málo badateľné. Okrem radu indikácií v smere S – J (najmä v západnej časti oblasti) možno interpretovať línie diskontinuit nielen v smere SZ – JV, ale aj SV – JZ.

Z hľadiska rádioaktivity patrí mapované územie v rámci západokarpatskej sústavy medzi najnižšie, ale napriek tomu platí všeobecný postulát, že aj v takomto nízkom poli možno v detailnej mierke odlíšiť ílovcové polohy od piesčitých, a to pre relatívne vyššiu rádioaktivitu ílovcových horizontov. To je plne v súlade s výsledkami súhrnnej práce hodnotiacej rádiogeochemické charakteristiky opierajúcej sa aj o výsledky hlbokých vrtov z tejto oblasti (Ondra a Hanák, 1989).

Nízka a priemerná koncentrácia K (1,6 – 2,2 %) a eTh (10 – 14,1 ppm) so zvýšeným obsahom eU (7,9 – 28,6 ppm) sa viaže na stratigrafický horizont v menilitových vrstvách smilnianskeho tektonického okna (upozorňujeme na to, že vysoká koncentrácia U je anomálna, zriedkavá, ale charakteristická). Vyšší obsah U sa sorpčne viaže na zložku organického C rovnomerne rozptýlenú v tmavosivých až čiernych kremitých aleuritoch až aleurilitoch. Podobná závislosť sa zistila aj v malcovských vrstvách (Ondra a Hanák, 1989).

Celková prírodná rádioaktivita je 6 – 12 jednotiek ur. Generálny trend tohto poľa naznačuje pokles smerom na S. Konfigurácia anomálnych oblastí vzhľadom na hustotu merania nezodpovedá povrchovej geológii, a preto je tento údaj iba informatívny. Jediné výraznejšie plochy relatívne vyššej rádioaktivity sú v širšom okolí Hankoviec a Kožian v prostredí budovanom vnútornou račianskou jednotkou, a to za predpokladu, že sú podstatnejšie zastúpené ílovcové členy – malcovské súvrstvie.

V sledovanom území sú „relevantné“ seizmické dáta veľmi sporné. Geologická interpretácia seizmických meraní na profile MT 05 a 06 potvrdila hrúbku flyšových sedimentov na cca 8 000 – 12 000 m. Podložie flyšových jednotiek interpretujú autori ako slabo metamorfované horniny neznámeho kryštalínika až do hĺbky 12 000 m (Vozár et al., 2003). Ukázalo sa, že bradlové pásmo v rýchlostnom obraze nemá nijakú odozvu. K podrobnejšiemu členeniu plytších horizontov nemá uvedená správa dostatočný komentár. V študovanej oblasti sa v poslednom čase na vyhľadávanie uhľovodíkov použila 3D seizmika (uvádza sa v úvode kapitoly). Bola financovaná zo súkromných zdrojov, a preto jej výsledky budú k dispozícii až po uplynutí času stanoveného legislatívou.

Geologická interpretácia flyšových jednotiek na magnetotelurických profiloch (Michálek et al., 2005) je veľmi všeobecná a neumožňuje vyčleniť jednotlivé jednotky, ale ani rozlíšiť ich litologickú náplň. Zaoberá sa len hranicou flyšová výplň – podložie. Tieto profily pre ich minimálnu informačnú hodnotu neprezentujeme.

Pri tvorbe Mapy geofyzikálnych indícií a interpretácií (obr. 41) sa použili hlavne výsledky interpretácie tiažových, magnetických a gamaspektrometrických meraní.

Podkladom boli najmä nasledujúce novoutvorené mapy:

- mapa digitálneho modelu reliéfu terénu
- mapa úplných Bouguerových anomálií pre redukčnú hustotu $2,67 \text{ g/cm}^{-3}$
- mapa úplných Bouguerových anomálií pre redukčnú hustotu $2,75 \text{ g/cm}^{-3}$
- mapa totálneho vektora zemského magnetického poľa
- mapa celkovej prírodnej rádioaktivity eU_t

Vytvorená mapa MGII (obr. 41) obsahuje nasledujúce základné údaje:

- výrazné línie interpretované z digitálneho modelu reliéfu terénu
- výrazné lineárne tiažové rozhrania
- anomálie indikujúce elevačné a depresné formy tiažového poľa
- magnetické anomálie indikujúce predterciérne magnetické horniny prípadne produkty terciérneho vulkanizmu

- významné magnetické rozhrania lineárneho priebehu
- oblasti so zvýšenou koncentráciou celkovej prírodnej rádioaktivity (z leteckých meraní)

Reprocesované seizmické merania v súčasnosti nie sú odbornej verejnosti dostupné.

Obr. 41 je kompiláciou výsledkov metód opísaných v predchádzajúcich častiach, ale napriek zdanlivej „zložitosti“ ho možno účelovo pretransformovať do geologického prostredia. Je v ňom pomerne dosť lineárnych, ale hlavne izometrických prvkov najmä v tiažovom poli, ktoré nie sú vyčerpávajúco interpretované.

Po zhrnutí aktivít geofyzikálneho prieskumu v sledovanom území sme dospeli k nasledujúcim záverom:

Seizmické práce, ktoré boli pomerne početné, sú alebo nedostatočnej kvality – refrakčná seizmika hlavne v 60. rokoch 20. stor., alebo ich cieľom bolo skúmať hlboké fyzikálne rozhrania – projekt CELEBRATION.

Výsledky najnovších seizmických prác v tejto oblasti venované uhľovodíkovej prospekcii sú vlastníctvom súkromných firiem (Konzorcium Oil & Gas Slovakia, ROMGAZ a JKC Bratislava, B.V.) a ich výsledky budú isto časovo blokované podľa súčasnej legislatívy.

Napriek uvedenému sme zistili niektoré dôležité fenomény tiažových a magnetických meraní, ktoré do istej miery pomáhajú pri objasňovaní plytkej a hlbšej geologickej stavby územia a zároveň sú platformou na návrhy, ktoré by mohli byť stimulom pre možné práce v oblasti.

Je nespochybniteľné, že digitálny model reliéfu terénu má svoje opodstatnenie (jeho analýza), ale potrebný je podrobnejší výskum a hľadanie bližších súvislostí medzi geomorfologickými a geologickými črtami, čo by geologické výstupy nesporne skvalitnilo. Vplyv zlomov na formovanie reliéfu je dostatočne preukázateľný.

Poruchové zóny získané z digitálneho modelu reliéfu terénu pomerne dobre korelujú so štruktúrami tiažového poľa. To naznačuje, že aj keď malá, ale predsa len istá diferenciácia v hustotných parametroch flyšového komplexu je, pretože smery tiažových štruktúr sú viac alebo menej konformné so základnými smermi geologických jednotiek zastúpených v sledovanom regióne (SZ – JV). Smilnianske tektonické okno (jeho hlbšie pokračovanie) možno sledovať cez tiažové účinky ďaleko za povrchové výstupy a rovnako aj vyjadriť sa k jeho podpovrchovému rozšíreniu. Treba však podotknúť, že tieto smery deformácií tiažového poľa (SZ – JV) nie sú v jeho obraze dominantné, pretože to disponuje výraznými ekvatoriálnymi a meridióнными gradientmi. Tie zaraďujeme medzi účinky podložia flyšového komplexu s pravdepodobným zásahom až do podsúvajúcej sa platformy. Základné smery sú modelované tzv. karpatským tiažovým minimom (V – Z) a geologicky redefinovaným účinkom hornádskeho zlomového pásma (S – J), ktorého priebeh z J, z Košickej kotliny, nie je limitovaný bradlovým pásmom, ale podľa našich predpokladov pokračuje smerom na S v pásme lemujúcom západný okraj územia širokom okolo 10 km. Podstatnú časť magurskej jednotky v bazálnych častiach alebo hlbšie budujú ťažšie horniny doteraz nešpecifikovaného pôvodu, ale iba po oblasť, ktorú interpretujeme ako pokračovanie hornádskeho zlomového pásma. Za ním smerom na Z už pozitívny tiažový účinok neregistrujeme a obraz poľa je diametrálne odlišný.

Magnetické merania napriek tomu, že ide o pomerne „sterilný“ obraz zemského magnetického poľa v tomto území, poskytli poznatky o distribúcii resp. o nehomogenitách vo flyšových príkrovoch, ako aj o príspevku platformných členov. Pri mineralogicko-petrografických prácach je prospešné sústrediť sa na obsah minerálov, ktoré – aj keď nie sú vyslovene ferimagnetické – môžu, aj keď iba trocha, ale zreteľne spôsobovať fluktuácie magnetického poľa (hematit, siderit, Fe dolomit).

V budúcom období by bolo treba získať výsledky najnovších 3D seizmických meraní a zakomponovať ich do výsledkov tiažových a magnetických meraní.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Skúmané územie Nízkych Beskýd patrí do nasledujúcich hydrogeologických útvarov:

- SK 2005700F Útvar puklinových podzemných vôd flyšového pásma a podtatranskej skupiny oblasti povodí Bodrog – hydrogeologických rajónov (obr. 42)
 - PQ 105 Paleogén povodia Ondavy po Kučín,
 - PQ 109 Paleogén Čergova – subrajón P 109 HD – subrajón povodia Hornádu,
 - PQ 110 Paleogén Nízkych Beskýd v povodí Tople,
- SK 2004900F Útvar puklinových podzemných vôd podtatranskej skupiny a flyšového pásma oblasti povodí Hornád (jv. časť hydrogeologického rajónu PQ 109 Paleogén Čergova),
- SK 2005300P Útvar medzizrnových podzemných vôd Košickej kotliny oblasti povodí Hornád (iba nepatrná časť územia – s. okraj hydrogeologického rajónu NQ 123 Neogén východnej časti Košickej kotliny).

Takmer celé hodnotené územie budujú flyšové sedimenty magurského príkrovu a sú v ňom zastúpené dva významné hydrogeologické celky s rozdielnymi hydrofyzikálnymi vlastnosťami horninového prostredia i obehom podzemnej vody. Je to

- hydrogeologický celok sedimentov flyšového pásma s puklinovou priepustnosťou,
- hydrogeologický celok sedimentov kvartéru s medzizrnovou priepustnosťou.

Kapitola je stručnou rešeršou výsledkov doterajších hydrogeologických a hydrogeochemických prác v území. Najvýznamnejšie a najucelenejšie poznatky z hydrogeológie regiónu sa získali pri dvoch rozsiahlejších vyhladávacích prieskumoch, ktoré vykonala košická pobočka niekdajšieho n. p. IGHP Žilina. Ide o prieskum

- Nízke Beskydy, oblasť Zborov (Bajo et al., 1987),
- Nízke Beskydy, oblasť Stropkov – Svidník (Bajo a Cibulka, 1985).

Hydrogeologické podmienky mapovaného územia súhrnne zhodnotili práce Cibulku a Baja (1988), Zakoviča et al. (1988), Hanzela a Zakoviča (in Nemčok et al., 1990). Najvýstižnejšie systematické hodnotenie zákonitostí priestorového rozdelenia hydraulických vlastností hornín paleogénu nesporne poskytujú práce Zakoviča (1980), Jetela (1991, 1992, 1995), Jetela et al. (1990) a najväčším prínosom výskumu a prieskumu zdrojov minerálnej vody tejto časti Nízkych Beskýd sú práce Michalíčka a Květu (1960), Malatinského (1972), Malatinského et al. (1977), Michalka et al. (in Wunder et al., 1990) a Franka et al. (1975, 1985).

HYDROGEOLOGICKÝ CELOK FLYŠOVÝCH SEDIMENTOV PALEOGÉNU

Horniny paleogénu flyšového pásma postihla alpinotypná tektonika. Sú zvrásnené do vzájomne na seba presunutých synklinálnych a antiklinálnych pásiem. Hanzel a Zakovič (in Nemčok et al., 1990) flyšové súvrstvia z hydrogeologického hľadiska rozdelili na:

1. súvrstvie v pieskovcovom alebo hruborytmickom, zväčša pieskovcovom vývoji (v skúmanom území doň patrí strihovské súvrstvie krynickej jednotky, časť zlínskeho súvrstvia, napr. makovické pieskovce,
2. ílovcovo-pieskovcové súvrstvie s prevahou pieskovcov (hlavne zlínske súvrstvie bystrickej a račianskej jednotky),

3. súvrstvia v ílovcovom alebo drobnorytmickom ílovcovo-pieskovcovom vývoji (v magurskom príkrove hlavne kurimské, belovežské a malcovské súvrstvie, v grybowskej jednotke podsmilnianske súvrstvie).

1) **Prvá skupina súvrství** sa vyznačuje puklinovou priepustnosťou, pričom pri prúdení a akumulácii podzemnej vody majú rozhodujúcu úlohu pukliny tektonického pôvodu a sú aj významnejšie ako pukliny zvetrávania. Autori (ibid.) uvádzajú, že pukliny tektonických zón a oblastí antiklinálnych a synklinálnych ohybov sú najotvorenejšie, a teda aj najpriepustnejšie. Na zóny odľahčovania a zvetrávania sa viaže väčšina prameňov flyšových sedimentov. Hanzel a Zakovič (in Nemčok et al., 1990) vo flyšových sedimentoch rozlišujú tri hĺbkové pásma s odlišným charakterom priepustnosti. Je to

a) pásmo podpovrchového rozvolnenia (zóna rozpukaných hornín v dosahu zvetrávania) – je hlboké 30 – 40, miestami až 50 m a intenzívne rozpukanie hornín v tejto zóne je dôsledkom teplotných zmien hornín a podzemnej vody,

b) pásmo otvorených puklín pod zónou podpovrchového rozvolnenia – má podstatne nižšiu priepustnosť, ale tá ešte umožňuje súvislý obeh podzemnej vody, priemerný hĺbkový dosah zóny je asi 100 m,

c) najhlbšie pásmo – s celkom ojedinelými otvorenými puklinami.

Pieskovcové súvrstvia sú najmä prostredím plytkého obehu podzemnej vody. Infiltrovaná zrážková voda prúdi súhlasne s terénom, na povrch vyviera v sutinových, puklinových a vrstvových prameňoch alebo skrytými prestupmi do povrchových tokov. Najvýznamnejšiu výdatnosť majú puklinové pramene ($0,5$ až $1,0 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$). Hlbší obeh podzemnej vody v puklinách tektonického pôvodu prebieha už pod eróznou bázou a v hlavných údoliach oblasti medzi Stropkovom a Svidníkom dosahovala výdatnosť hydrogeologických vrtov $0,2 - 22 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$. Na hlbší obeh podzemnej vody poukazovala vyššia teplota a celkový obsah rozpustených látok. Vrstvové pramene vyvierajúce z makovických pieskovcov na styku s podložným belovežským súvrstvom majú výdatnosť $0,5 - 3 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$. Priemerný zistený merný špecifický odtok podzemných vôd z makovických pieskovcov je $0,51$ až $2,2 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

- **Strihovské súvrstvie** predstavuje niekoľko sto metrov hrubý pieskovcový komplex so zlepenčovými polohami a s podradným zastúpením ílovcov. Buduje podstatnú časť krynickej jednotky. Na povrch vystupuje v južnej časti sledovaného územia. Odvodňuje ho rad puklinových, puklinovo-vrstvových prameňov viažucich sa na zónu podpovrchového rozvolnenia s výdatnosťou do $0,5$ až $1,0 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$. Väčšiu výdatnosť majú pramene viažuce sa na pukliny, ktoré vznikli blízko tektonických zón alebo v miestach namáhania pieskovcového súvrstvia po vrásnení. Ich výdatnosť je $1,0$ až $3,0 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$.

- **Makovické pieskovce** sa vyznačujú prevahou jemnozrnných až strednozrnných pieskovcov nad ílovcami. Tvoria niekoľko významnejších oblastí, v ktorých ich odvodňujú hlavne vrstvové pramene na styku s podložným belovežským súvrstvom. Prevažná väčšina prameňov má výdatnosť $0,5$ až $3,0 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ (Hanzel a Zakovič in Nemčok et al., 1990). Makovické pieskovce v račianskej litofaciálnej jednotke zaradujeme medzi najpriepustnejšie. Podľa Baja a Cibulku (1985) koeficient priepustnosti Z_L makovického súvrstvia račianskej jednotky je $2,3 - 5,5$. V súlade s klasifikáciou Jetela (1985) makovické pieskovce zaradili do III. až VI. triedy priepustnosti, teda medzi dosť silno až slabo priepustné horniny. Najvyššiu priepustnosť zistili v porušených pieskovcoch pozdĺž tektonických línií.

2) **Druhá skupina súvrství** sa na rozdiel od prvej vyznačuje strednorytmickým až hruborytmickým charakterom ílovcovo-pieskovcového vrstvového sledu alebo prevahou pieskovcov v niektorých častiach súvrství. Podzemná voda opäť prúdi po puklinách zóny zvetrávania a po puklinách tektonického pôvodu. **Zlínske súvrstvie** račianskej jednotky má index priepustnosti Z_L $1,6 - 5,8$. Podľa klasifikácie Jetela (1985) tieto horniny zaradujeme do IV. – VII. triedy, čiže medzi mierne až veľmi slabo priepustné.

3) Do **tretej skupiny flyšových súvrství** zaradujeme hlavne kurimské, belovežské a malcovské súvrstvie, ako aj drobnorytmický flyš smilnianskeho tektonického okna. Pramene majú výdatnosť do $0,2 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ (Hanzel a Zakovič in Nemčok et al., 1990). **Belovežské súvrstvie** je plošne najrozšírenejšie medzi Stropkovom a Bardejovom. Je preň charakteristická drobnorytmická flyšová fácia a prevaha ílovcov nad pieskovcami. **Malcovské súvrstvie** zastupuje najmä flyšová fácia s prevahou ílovcov nad pieskovcami.

Zakovič (1980) konštatuje, že tradičná interpretácia ílovcov ako nepriepustných a pieskovcov ako priepustných hornín nie je v podmienkach karpatského flyšu celkom jednoznačná. Rozhodujúci vplyv puklinovej priepustnosti najmä v zóne podpovrchového rozvolnenia hornín zastiera jednoznačný vzťah hydrogeologickej funkcie do takej miery, že v niektorých prípadoch je rozpukané ílovcové súvrstvie vo vzťahu k masívnemu komplexu pieskovcov zvodnené. Potvrďuje to aj opis hydraulických parametrov flyšových súvrství v sledovanom území Nízkych Beskýd v podkapitole Opis hydraulických vlastností horninového prostredia.

Pramene vo flyšovom území majú v priemere malú výdatnosť, ktorá rýchlo reaguje na zrážky, a preto v suchých obdobiach veľká časť výverov zaniká. Viažu sa totiž na terénne depresie, kontakty pieskovcových a ílovcových členov flyšového komplexu, na tektonicky porušené zóny a často aj na pleistocénne a recentné

Tab. 22
Najvýznamnejšie pramene v opisovanom území (podľa hydrogeologickej mapy SR v mierke 1 : 200 000)

Číslo prameňa	Lokalita	Typ prameňa	Horninové prostredie	Priemerná výdatnosť ($\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$)
1	Becherov	vrstvový	pieskovce	1,66
2	Jedlinka, okr. Bardejov	puklinový	pieskovce	4,00
3	Mikulášová, okr. Bardejov	vrstvový	pieskovce, ílovce	2,00
4	Mikulášová, okr. Bardejov	vrstvový	pieskovce, ílovce	2,10
8	Dukovce, okr. Bardejov	vrstvový	pieskovce, ílovce	2,00
9	Dukovce, okr. Bardejov	vrstvový	pieskovce, ílovce	3,00
5	Svidník	puklinový	pieskovce	2,00
6	Nová Polianka, okr. Svidník	puklinový	pieskovce	2,00
7	Baňa, okr. Svidník	puklinový	pieskovce	2,00

zosuvy. Ich priemerná výdatnosť je od 0,1 do 0,3 l·s⁻¹ (Zakovič et al., 1988). Veľmi sporadicky sa vyskytujú pramene s priemernou výdatnosťou 1 – 2 l·s⁻¹ a pri intenzívnych zrážkach dočasne dosahujú výdatnosť až do 5 l·s⁻¹. Najbohatšou pramennou oblasťou vo flyšovom pásme sú horniny, ktoré tvorí pieskovcové súvrstvie. Najvýznamnejšie pramene v sledovanom území (tab. 22) sú na obr. 42.

Podzemné vody plytkého obehu vo flyšových súvrstviach majú zväčša Ca-HCO₃, Ca-Mg-HCO₃ typ chemického zloženia a celkový obsah rozpustených látok najčastejšie 400 až 600 mg·l⁻¹. Niekedy býva vyšší obsah síranových aniónov a kationov Na. Formujú sa zo zrážkovej vody v zóne zvetrávania, ktorá zasahuje približne do hĺbky 50 m, zriedkavo aj hlbšie (v tektonicky postihnutých zónach). Čím hlbší je obeh podzemnej vody a dlhšie zdržanie vo flyšových horninách, tým vyšší je celkový obsah rozpustených látok v nej. Často významne rastie najmä obsah Na a hydrogénuhličitanov.

HYDROGEOLOGICKÝ CELOK SEDIMENTOV KVARTÉRU

Skúmané územie patrí do povodia Tople a Ondavy a fluválne sedimenty týchto tokov majú pomerne vysoký hydrogeologický význam. Väčšina hydrogeologických vrtov vyhlbených v tomto území bola situovaná práve do kvartérnych sedimentov riek, hlavne do ich dolných častí (obr. 42), a práve tieto sedimenty majú z hľadiska akumulácie podzemnej vody najväčší význam.

V študovanom území sú najvýznamnejším kolektorom kvartérnej podzemnej vody štrkové fluválne sedimenty poriečnej nivy. Sú hrubé 1,0 – 8,0 m a poriečna niva Tople pri Giraltovcich je široká až 2 km.

Hanzel a Zakovič (in Nemčok et al., 1990) poriečnu nivu Tople po Giraltovcach rozdelili na

– hornú štrkonosnú časť po Komárov s poriečnou nivou širokou 100 až 300 m a hrubou 4 až 8 m. Náplavy pokrýva vrstva povodňovej hliny hrubá 0,5 až 1,5 m. V oblasti Bardejovskej Novej Vsi bola výdatnosť vrtov 1,3 – 8,6 l·s⁻¹ a v okolí Bardejova 1,4 – 7,5 l·s⁻¹.

– úsek od Komárova po Giraltovcach. Štrkovité a piesčité sedimenty poriečnej nivy tvoria súvislý kolektor hrubý 1,2 – 7,0, často aj 3,0 – 4,5 m prekrytý hlinou v hrúbke 0,5 – 1,5 m. Šírka poriečnej nivy je dost premenlivá. Štrkovité náplavy majú vysokú priepustnosť a špecifickú výdatnosť 0,2 – 3,3 l·s⁻¹ (Tůma, 1963).

Z hľadiska akumulácie podzemných vôd sú veľmi priaznivé aj štrkovité a piesčité fluválne sedimenty v údolí Ondavy. V úseku od Varadky po Svidník je poriečna niva široká 50 – 150 m, hrúbka slabo vytriedeného zahlineného štrku 1,0 až 3,7 m a pokrývnej hlinenej vrstvy 1,0 – 2,0 m. Významnejšiu výdatnosť majú vrty pri obci Cigla a Nižnom Mirošove – 0,5 až 2,0 l·s⁻¹. Medzi Svidníkom a Turanmi nad Ondavou je poriečna niva široká 200 – 1 500 m, piesčité štrk dosahuje hrúbku 1 – 5 m a výdatnosť vrtov je 5,0 – 7,0 l·s⁻¹, miestami až 22,0 l·s⁻¹.

Chemické zloženie podzemných vôd kvartérnych sedimentov poriečnych nív (fluviogénnych) už nie je s horninovým prostredím späté tak úzko ako pri petrogénnej vode, lebo ho ovplyvňuje povrchová voda tokov. Často sú pozorovateľné antropogénne vplyvy na chemické zloženie podzemných vôd fluválnych náplavov. Tie majú Ca-HCO₃ typ a celkový obsah rozpustených látok 300 – 700 mg·l⁻¹.

OPIS HYDRAULICKÝCH VLASTNOSTÍ HORNINOVÉHO PROSTREDIA

Hydrogeologické vrty vyhlbené v mapovanom území Nízkych Beskýd a spracované v databáze Geofondu sú lokalizované na obr. 42.

Pri hodnotení hydraulických charakteristík horninového prostredia územia vychádzame z výsledkov geologickej úlohy Zostavovanie geologických máp v mierke 1 : 50 000 pre potreby integrovaného manažmentu krajiny (Malík et al., 2007). V jej rámci sa vypočítali aproximatívne hydraulické parametre, koeficient priepustnosti a prietochnosti rozličných typov horninového prostredia obehu podzemných vôd pre celé územie Slovenska. V skúmanom území bolo možno zhodnotiť údaje z hydrodynamických skúšok vykonaných v 415 hydrogeologických vrtoch. Z toho

– vo flyšovom pásme

1. vo flyšovom horninovom prostredí s prevahou pieskovcov (77 vrtov). Flyš s prevahou pieskovcov/drobových pieskovcov zastupujú nasledujúce horninové typy:

- zelené a sivé ílovcy, sivé kremenné a drobové pieskovce, slieňovce a pelosiderity (flyšová fácia kurimského súvrstvia);

- pieskovce so závalkami ílovcov, drobnozrnné zlepenca (strihovské pieskovce a pieskovcová alebo pieskovcovo-zlepencová fácia malcovského súvrstvia);

- drobové, arkózové a glaukonitové pieskovce, sliene, v menšej miere lastúrnaté rozpadavé vápnité (bystrické resp. zlínske) ílovcy (pieskovcová fácia zlínskeho súvrstvia bystrickej jednotky a glaukonitovo-pieskovcová fácia zlínskeho súvrstvia račianskej jednotky);

• drobové a arkózové pieskovce, v menšom rozsahu ílovce (makovické pieskovce zlínskeho súvrstvia vnútornej račianskej jednotky);

2. vo flyšovom horninovom prostredí s prevahou ílovcov (46 vrtov). **Ílovcový flyš – flyš s prevahou ílovcov, siltovcov alebo slieňovcov** zastupujú nasledujúce horninové typy:

• sivé, zelené a hnedé nevápnité ílovce, jemnozrnné pieskovce (drobnorytmický flyš belovežského súvrstvia);

• sivé vápnité ílovce a pieskovce (flyšová fácia malcovského súvrstvia);



Obr. 42. Hydrogeologické vrty a najvýznamnejšie pramene v skúmanom regióne Nizkych Beskyd (zostavila N. Bačová).

Tab. 23
Geometrický (G) a aritmetický (M) priemer koeficienta prietochnosti horninového prostredia

Horninové prostredie	Počet vrtov	G(T)	M(T)
Deluviálne sedimenty (svahoviny)	2	8,64E-05	1,04E-04
Proluviálne sedimenty v náplavových kuželoch	6	2,50E-04	4,64E-04
Fluviálne sedimenty	265	1,14E-03	2,58E-03
Fluviálne sedimenty terás	10	3,46E-03	4,64E-03
Fluviálne sedimenty terás s pokryvom	1	1,03E-06	1,03E-06
Ílovce, vápnité ílovce a slieňovce a vrstvy s veľkou prevahou ílovcov/slieňovcov nad pieskovicami vrátane menilitových vrstiev	4	7,14E-04	9,34E-04
Ílovcový flyš – flyš s prevahou ílovcov, siltovcov alebo slieňovcov	46	1,33E-04	1,28E-03
Normálny flyš – ílovce/slieňovce, siltovce a pieskovce (drobové pieskovce)	4	4,53E-05	5,41E-05
Pieskovcový flyš – flyš s prevahou pieskocov (drobových pieskocov)	77	4,31E-04	2,89E-03

3. v ílovcach, vápnitých ílovcach, slieňovcoch a vo vrstvách s veľkou prevahou ílovcov/slieňovcov nad pieskovicami vrátane menilitových vrstiev (4 vrty). Zastupujú ich nasledujúce horninové typy:

- pestré ílovce a jemnozrnné pieskovce (belovežské súvrstvie);
- rohovce a kremité ílovce (smilnianske súvrstvie);

4. v horninovom prostredí normálneho flyšu ílovcov/slieňovce, siltovce a pieskovce/drobové pieskovce (4 vrty) zastupujú nasledujúce horninové typy:

- tenkolavicovité pieskovce a zelené ílovce (podsmilnianske súvrstvie);
- sivé vápnité ílovce a pieskovce (drobnorytmický flyš krosnianskeho súvrstvia).

– v sedimentoch kvartéru:

1. fluviálne sedimenty dnovej akumulácie a nízkych terás. Opisujeme ich podľa výsledkov hydrodynamických skúšok z 265 hydrogeologických vrtov. Ide o prostredie pieskov, piesčitých štrkov a jemných až hrubých štrkov dnovej akumulácie nív a nízkych terás.

2. fluviálne sedimenty terás. Opisujeme ich podľa údajov z desiatich vrtov. Ide o piesok, piesčitý štrk a jemný až hrubý štrk terás (vrátane reziduálneho).

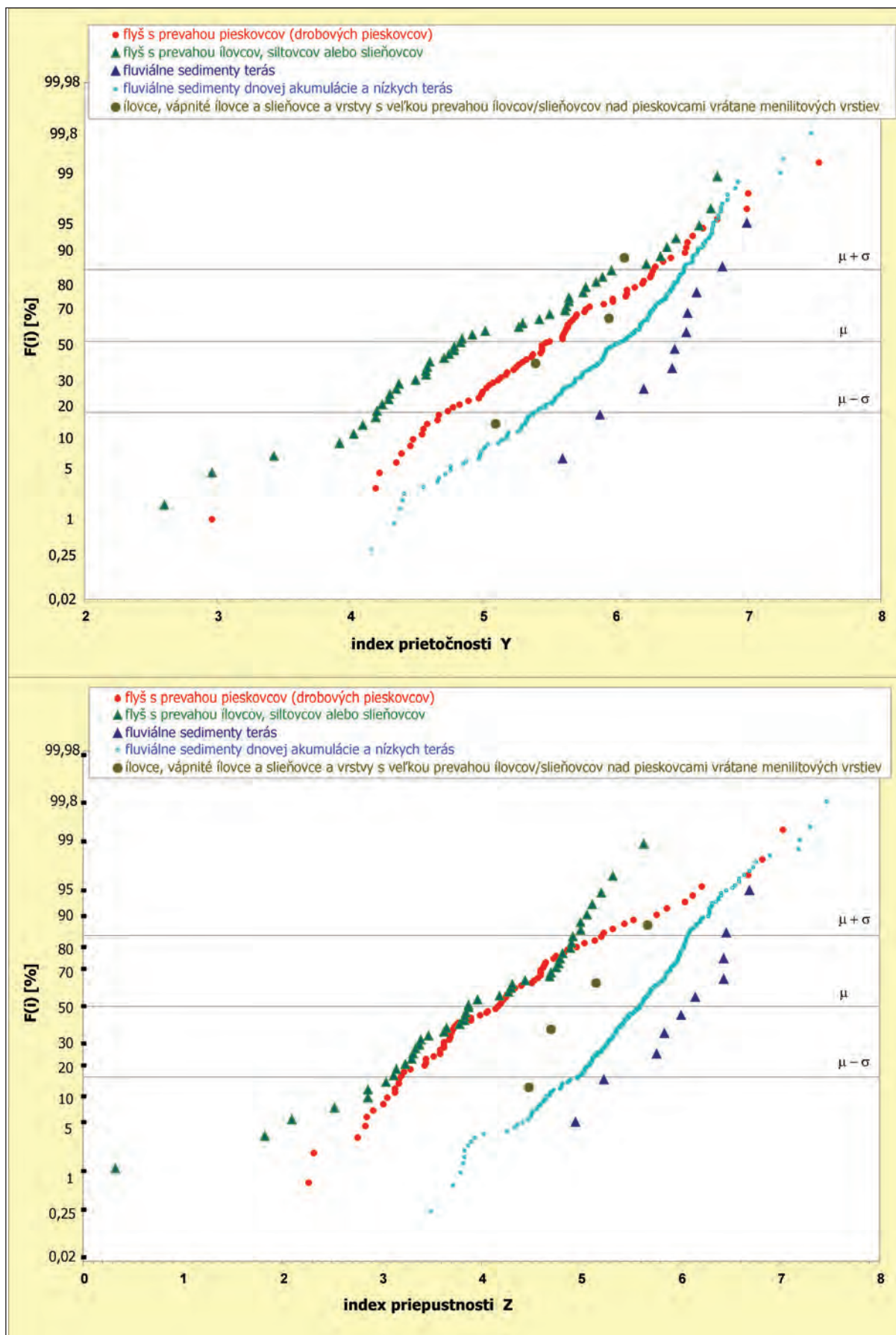
V tab. 23 sú priemerné koeficienty prietochnosti hornín skúmaného územia zistené z hodnôt vypočítaných pre jednotlivé hydrogeologické vrty (Malík et al., l. c.).

Z grafického spracovania údajov (obr. 43) o aproximatívnych hydraulických parametroch vyplýva, že priemerná hodnota indexu prietochnosti Y je v pieskovcových flyšových súvrstviach o niečo vyššia ako v ílovcových. Priemerný index priepustnosti je v obidvoch prípadoch takmer rovnaký. Z tab. 23 a z grafu na obr. 43 je zrejme, že najlepšie hydraulické vlastnosti v území majú fluviálne sedimenty (piesok a štrk). V kvartérnych sedimentoch sa doteraz vyhýbilo najviac hydrogeologických vrtov (obr. 42).

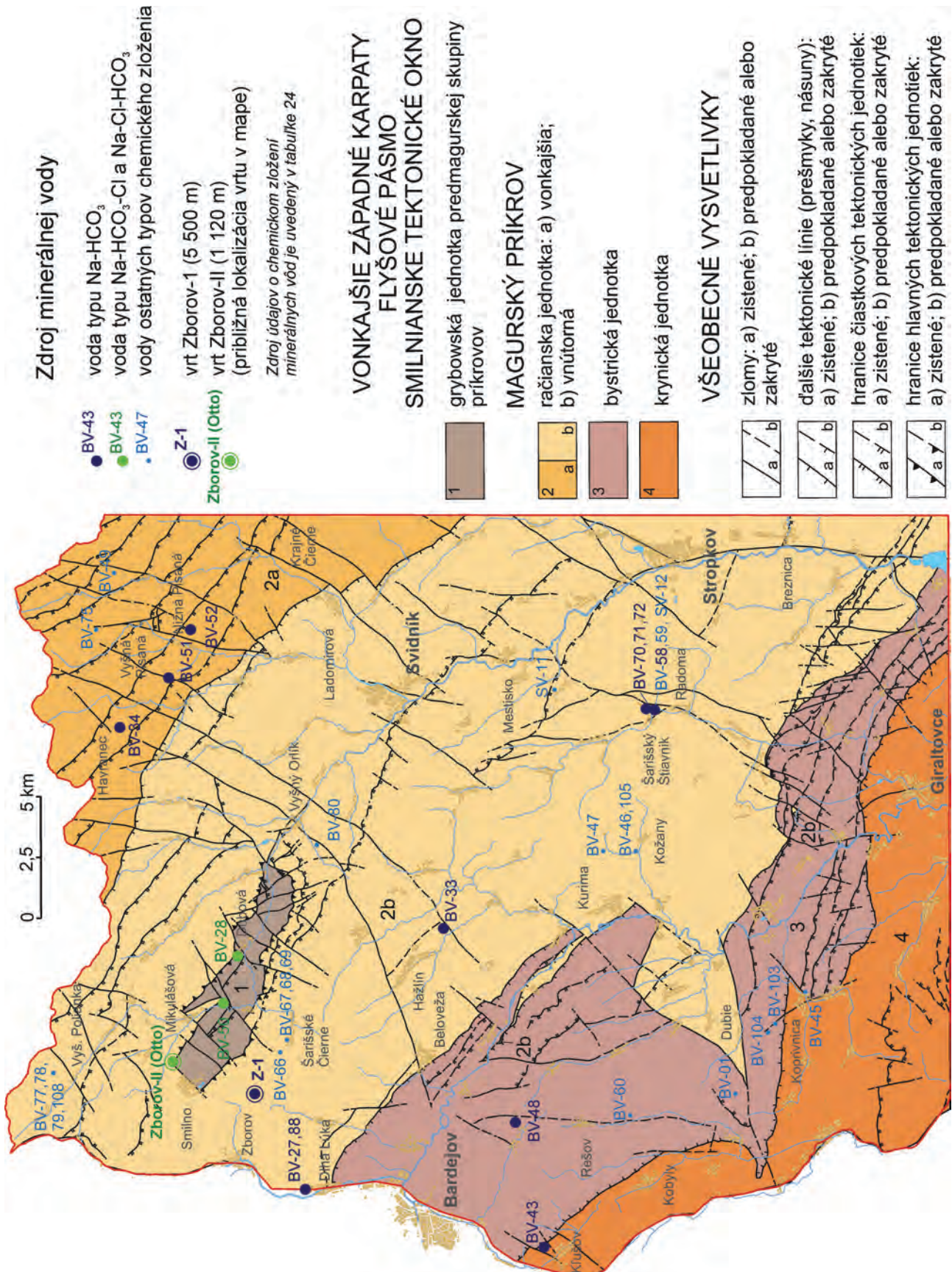
Všimnúť si treba aj pozíciu bodov reprezentujúcich horninové prostredie s veľkou prevahou ílovcov/slieňovcov nad pieskovicami v kvantilových diagramoch na obr. 43. Výsledky hydrodynamických skúšok v štyroch vrtoch potvrdili lepšie hydraulické vlastnosti ako v pieskovcovom prostredí. Aj v tomto prípade sa potvrdzuje konštatovanie Zakoviča et al. (1988), Jetela (1996) a ďalších hydrogeológov zaoberajúcich sa touto problematikou, že flyšové súvrstvia s prevahou ílovcov môžu mať lepšie hydrogeologické vlastnosti ako pieskovcové. Podľa Jetela (1996) tento paradox je výsledkom spätosti maximálnej priepustnosti a prietochnosti s tektonicky podmienenými puklinovými zónami. Ďalším faktorom priestorového rozdelenia priepustnosti vo flyšových horninách je hĺbková pozícia (priemerná priepustnosť klesá s hĺbkou pod povrchom – podľa exponenciálnej závislosti). Jetel (l. c.) konštatuje, že systematické hodnotenie zákonitostí priestorového rozdelenia hydraulických vlastností hornín paleogénu ukázalo hlavne na nejednoznačné vzťahy priepustnosti hornín a litológie, ktoré sú často v rozpore s tradičnými predstavami o hydrogeologickej funkcii jednotlivých horninových typov.

Upozorňujeme na to, že sme pri grafickom spracovaní údajov o aproximatívnych hydraulických parametroch hornín flyšu v skúmanom území nebrali do úvahy hĺbku otvoreného úseku vrtu alebo samotnú hĺbku vrtu. Všeobecne však platí, že čím je otvorený úsek vrtu bližšie k povrchu, tým sú indexy Y a Z_L vyššie.

Hydrogeologickými vrtnami sa **najvyššia prietochnosť súvrstvia s prevahou pieskocov** zistila v okolí Stropkova (podľa údajov z vrtov S-2, S-5, ST-9 a HO-16; hodnoty Y sú vyššie ako 6,5; T v intervale $8,74 \cdot 10^{-3}$ až $6,23 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$), na J od Svidníka (vrt HOB-15; $Y = 6,35$, $T = 4,69 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$), pri Vyšnom Orlíku (BOZ-9) a Vyšnej Jedľovej (BOZ-1A) – T $9,67 \cdot 10^{-3}$ a $6,32 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Treba konštatovať, že s výnimkou posledných dvoch hydrogeologických objektov (vrtov BOZ-15 a BOZ-1A) všetky boli situované v oblastiach kvartérnych



Obr. 43. Kvantilové diagramy rozdelenia indexu prietočnosti aj indexu priepustnosti pieskovcových a ílovcových súvrství flyšu i fluviálnych sedimentov v skúmanom území (zostavila N. Bačová).



Obr. 44. Zdroje minerálnej vody (z podkladov Krauhulca et al., 1977, 1978; Wundera et al., 1990, zostavila N. Bačová) v skúmanom území podľa tektonickej schémy regiónu (Kováčik et al., 2011c).

Tab. 24
Chemické zloženie minerálnych vôd v skúmanom území Nizkych Beskyd

Lokalita	Zdroj	teplota vody °C	pH	mg.l ⁻¹											CO ₂	H ₂ S	Typ vody	Zdroj údajov	Analyzovať
				CMV	Li	Na	K	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	Br	J	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻					
Abramovec	Vajcovka (BV-1)	10	7.1	1019		140		84	25	5		118	597	46		18.9	10	IGHP 1958	
	Pramen v obei (BV-27)	8.5	6.4	4214	1033	116	40	382	0.6	5	2636					2100		IGHP 1959	
Dlhá Lúka	vrt BV-1 (BV-88) - 17.6 m	10	6.6	6708	8.0	1578	64	160	40	505	2.5	0.8	4168	14	157	1725		IGHP 1969	
	Pramen v kaďubie (BV-28)	10.1	6.5	9130	8.4	2516	71	91	1508	8	1.4	2	4631	13	258.8	2050		IGHP 1967	
Havraniec	Vajcovka (BV-34)	10	7	692	145	41	6	37			58	403			25.08	4.62	IGHP 1958		
	Pramen na ľúke (BV-33)	10	6.1	1842	347	101	34	73			16	1250			925		IGHP 1958		
Kľúsov	Pramen pri ihrisku (BV-43)	7	7.6	851	187	29	13	18			54	549			15.4	3.97	IGHP 1959		
	Vajcovka (BV-45)	12	6.9	778	79	80	28	5			77	486	20		58	1.97	IGHP 1958		
Koprivnica	Vajcovka (BV-46)	9	7.1	936	162	62	22	17			0.2	99	574		66	18.1	IGHP 1958		
	Pramen vo výmoli (BV-47)	9	6.3	2070	28	369	119	8			934	598			32		IGHP 1958		
Kurima	Pramen v potoku (BV-48)	13	7.2	783	193	56	12	7			36	525	12		33	1.34	IGHP 1950		
	Pramen pri potoku (BV-49)	14	6.8	466	53	55	10	6			0.35	49	286		24.64	3.01	IGHP 1958		
Medveďzica	Šťavica (BV-50)	12.6	6.5	5284	6.8	1886	68	236	37	1650	8	0.8	3	3234	14	328.9	2400	IGHP 1972	
	Pramen pod cestou (BV-59)	12.7	6.7	1793	1.4	268	6	160	25	29		0.1	47	1233	12	10	500	4.85	IGHP 1973
Mikulášova	Šťavica (BV-51)	9	7.5	844	179	30	10	4			40	561			17	1.21	IGHP 1958		
	Pramen na ľúke (BV-52)	13	7.95	965	261	8	4	6			0.3	63	598		6.43		IGHP 1958		
Nižná Pisana	Pramen na ľúke (BV-58)	12.7	7	6168	5.8	1578	34	47	8	128	1	0.4	7	4247	29	80	529	IGHP 1973	
	Pramen pod cestou (BV-59)	12.7	6.7	1793	1.4	268	6	160	25	29		0.1	47	1233	12	10	500	4.85	IGHP 1973
Radoma	Ryľavka (BV-60)	9	6.7		36	108	22	5			38	482	10		76	1.14	IGHP 1958		
	Kyslá voda (BV-66)	12	6.2	7106	1770	60	77	120			0.4	65	4979		1260		IGHP 1958		
Sarıšské Čierne	Domová studňa č.d.101 (BV-67)	8	6.3	4537	1044	74	79	77			0.35	108	3124		750		IGHP 1958		
	Studňa č. d. 57 (BV-68)	13	6.2	1183	125	116	47	73			0.1	89	683		530		IGHP 1958		
Výšná Polianka	Sirny pramen v lese (BV-77)	9	7.2	495	58	39	21	6			0.1	78	275		17	1.17	IGHP 1958		
	Sirny pramen pri potoku (BV-78)	9	7.4	506	130	6	3	4			0.1	77	287		11	3.8	IGHP 1958		
Výšný Ošík	Pramen v lese (BV-80)	10	6.8	1695	249	161	28	30			60	1166			264	6.66	IGHP 1958		
	Šťavica pri kúpeľoch (BV-70)	12	6.8	969	62	113	48	12			0.05	100	598		88	21.8	IGHP 1958		
Sarıšský Strávnik	Sirny pramen (BV-71)	15.8	6.85	5840	5.8	1496	34	34	8	128	1	0.4	5	4009	42	70	860	IGHP 1973	
	Pramen v skrúži (BV-72)	11	6.9	3685	5.6	888	20	58	14	58		0.1	26	2551	27	37	475	5.61	IGHP 1973
Sarıšský Strávnik	Pramen Šťavica	10	6.85	3745	6.0	882	19	86	10	69	0.2	12	2599	20	39	381	2.63	IGHP 1973	
	Studňa	15.7	6.61	5644	0.7	1469	19	33	4	137	0.002	0.35	2	3886	36	54	458	ŠGUDŠ, 23.10.2000	
Sarıšský Strávnik	Studňa Šťavica	10.3	6.85	5443	0.7	1411	19	34	4	133	0.002	0.33	3	3725	36	53	440	ŠGUDŠ, 27.10.2000	
	Studňa kúpele	15.3	6.64	5481	0.7	1424	19	32	4	118	0.002	0.33	3	3788	35	53	528	ŠGUDŠ, 7.11.2000	
Sarıšský Strávnik	Studňa kúpele	16	6.79	5412	0.6	1380	17	29	4	121	0.001	0.26	4	3764	36	53	440	ŠGUDŠ, 20.11.2000	
	Studňa kúpele	16	7.06	5541	0.7	1438	16	29	4	125	0.001	0.33	3	3831	35	55	264	ŠGUDŠ, 23.11.2000	
Sarıšský Strávnik	Studňa Šťavica	15.4		5581	1.0	1468	24	28	3	125		3	3843	31	55	572		ŠGUDŠ, 1.12.2000	
	Šťavica	15.4			37	5	110				0.48	7	3983		873	0.07	SZU Bratislava, 1950		
Smilho	Sirny	7.8			57	13	54				0.18	28	2710		-419	2.74	SZU Bratislava, 1950		
	Zborov II - Oho	20	8	12100	4160	1	7	4773	40.0	7.6	0	3099.8					1958	Hensel et al., 1955	
Zborov	vrt Zborov-I (5500 m, 4536-4491)	12	8.10	17106	10.5	4590	215	45	5	938	5.542	1.7	141	11097	23	436		1980	Košťová
	vrt Zborov-I (5500 m, 4457-4386)	13	7.28	16696	9.5	4468	205	75	6	973	8.639	3.4	209	10670	49	1262		1991	Franko
Zborov	vrt Zborov-I (5500 m, 4568-4252)	13	7.13	16422	9.5	4350	202	118	14	1216			708	9617	169	1474		1991	Michaliko et al.
	vrt Zborov-I (5500 m, 4033-3965)	12	7.20	17072	10.7	4533	251	57	10	977			505	10542	187			1990	Michaliko et al.
Zborov	vrt Zborov-I (5500 m, 3942-3885)	12	7.15	17056	8.7	4443	317	137	13	1057	8.847		680	10242	157			1990	Michaliko et al.
	vrt Zborov-I (5500 m, 3867-3820)	23.6	7.54	16733	10.5	4422	236	85	7	962			13.7	328	10492	207	670		1990
Zborov	vrt Zborov-I (5500 m, 3771-3718)	13	7.71	16951	10.0	4512	94	114	11	955	10.776	8.6	43	11012	170	643		1990	Michaliko et al.
	vrt Zborov-I (5500 m, 3415-3364, 3325-3246)	13	8.45	15901	8.5	4134	456	64	19	1142	10.308	11.4	627	9280	173			1990	Michaliko et al.

MDV-Pradobin (laboratorium Michalovec)

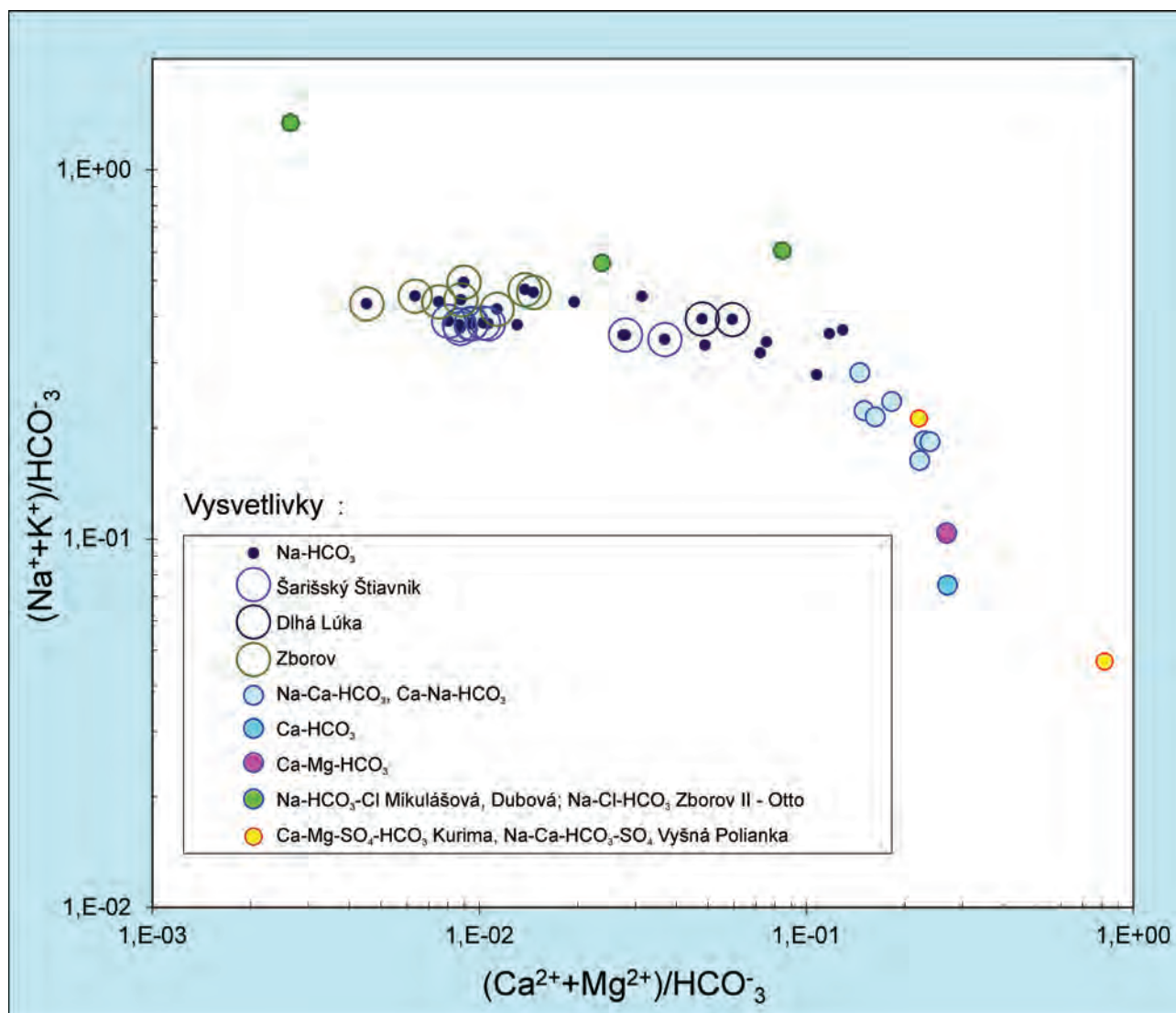
náplavov Ondavy. Je očividné (pozri graf na obr. 43), že vypočítané hodnoty hydraulických parametrov flyšového horninového prostredia s prevahou pieskovcov v týchto prípadoch zrejme neopisujú toto prostredie. Dá sa predpokladať, že ich ovplyvnil prítok podzemných vôd z kvartérnych sedimentov.

Najvyšší index prietočnosti Y kvartérnych fluvialnych sedimentov sa zistil v povodí Ondavy vrtom HO-1, ZD-5 (Duplín) a S-4. Maximálny koeficient prietočnosti T , vypočítaný z výsledkov hydrodynamických skúšok s hodnotami okolo $n \cdot 10^{-2}$, sa zistil v povodí Ondavy pri Stropkove (vrty S-1a, S-4, HO-13), Duplína (ZD-5) a v povodí Ladamirky pri Svidníku (V/II-1) a Ladamirovej (L-3).

MINERÁLNE VODY

Skúmané územie je zaujímavé z hľadiska výskytu prameňov minerálnej vody. Je v ňom mnoho jej prirodzených výverov. Na obr. 44 sú lokality s výskytom minerálnych vôd na podklade tektonickej schémy ku geologickej mape sledovaného regiónu (Kováčik et al., 2011c).

V Nízkych Beskydách je rad výskytov minerálnej vody, ale ich prirodzené vývery majú poväčšine veľmi nízku výdatnosť. Prehľad o chemickom zložení vody vybratých zdrojov v území (prameňov, studní, vrtov – jestvujúcich, zlikvidovaných alebo zaniknutých) poskytuje obr. 45 a tab. 24. Minerálne vody skúmaného regiónu možno podľa tvorby chemického zloženia rozdeliť na vody s petrogénnou mineralizáciou (v súlade s genetickou klasifikáciou chemického zloženia podzemných vôd Západných Karpát /Gazda, 1974/ upravenou v zmysle Geologického slovníka – časť Hydrogeológia /Hanzel et al., 1998/ Flakovou et al., 2010; meteorické podľa Švarceva, 1996) a na vody sformované miešaním vôd s petrogénnou a thalasoénnou mineralizáciou



Obr. 45. Graf znázorňujúci chemické zloženie minerálnych vôd skúmaného územia Nízkych Beskyd (zostavila N. Bačová).

(podľa Švarceva, l. c., *sedimentačné vody morského pôvodu*) vôd. Z procesov formovania chemického zloženia minerálnych vôd s petrogénnou mineralizáciou sa uplatňuje

- hydrolytický rozklad silikátov,
- oxidácia sulfidov,
- redukcia síranov,
- iónovymenné procesy,
- rozpúšťanie karbonátov.

Graf na obr. 45 umožňuje aj bez poznania obsahu halogenidov vo vode odlíšiť meteorické vody od vôd, na ktorých chemickom zložení sa dosť významne a v nerovnakej miere zúčastňujú vody hlbokého obehu – sedimentačné (morského pôvodu).

Typ Ca-HCO_3 , Ca-Mg-HCO_3 majú vody s najnižším celkovým obsahom rozpustených látok (ďalej CMV). Vyším CMV sa vyznačujú predovšetkým minerálne vody Na-HCO_3 typu (vyplýva to aj z obr. 45 a tab. 24) s hlbším obehom v porovnaní s predchádzajúcimi, v ktorých ako výsledok výskytu CO_2 obsah hydrogenuhličitanov poväčšine stúpa. Takéto vody vyvierajú najmä na tektonických poruchách. Patrí medzi ne aj voda zo Šarišského Štiavnika (zo zdroja BV-70 Štava pri kúpeľoch) s CMV až $5,5 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$. Minerálne vody tejto lokality podrobnejšie opísal Malatinský (1972), Malatinský et al. (1977), Bajtoš (2000) a Marcin (2004).

Zaujímavé a podstatne odlišné od všetkých sú vody prirodzených výverov z oblasti smilnianskeho tektonického okna – z Mikulášovej a Dubovej. Formujú sa pravdepodobne miešaním meteorických vôd so sedimentačnými morského pôvodu (relatívne vysoký obsah chloridov, ale aj bromidov a jodidov; tab. 24).

Podobne ako ony si osobitnú pozornosť zasluhujú aj vody ďalších zdrojov z podstatne väčšej hĺbky flyšového pásma. Vrtom Zborov II-Otto (Michalíček a Květ, 1960) sa pri Smilne overila voda s ešte vyšším obsahom chloridov. Jej celkový obsah rozpustených látok bol $12 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$ a typ chemického zloženia Na-Cl-HCO_3 (Franko a Kolářová, 1983; Franko et al., 1985). Neskôr sa v skúmanom území v rámci ropnogeologického výskumu vyhlbil hlboký štruktúrny vrt Zborov-1 (5 500 m; Wunder et al., 1991) a poskytol významné poznatky o vodách jednotky Obidowa – Slopnice – Zboj z podložia magurského príkrovu. Ich chemické zloženie uvádza tab. 24. Podľa údajov o izotopovom zložení síranovej S a O vo vzorkách vody z tohto vrtu Michalko et al. (in Wunder et al., 1991) pokladajú za pravdepodobné, že jej genézu najlepšie opisuje viaczložkový model za účasti fosilnej morskej, metamorfnej a meteorickej (paleoinfiltračnej) zložky. Vylúčiť sa nedá ani účasť organickej vody. Vody majú celkový obsah rozpustených látok okolo $17 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$, typ Na-HCO_3 a obsah chloridov okolo $1 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$ (tab. 24). Ich chemické zloženie naznačuje miešanie meteorickej vody s vodou morského pôvodu.

Podľa obsahu rozpustených plynov sa v území vyskytujú uhličité a sulfánové vody. Sulfánové majú poväčšine celkový obsah rozpustených látok nižší ako $1 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$ a chemické zloženie Ca-HCO_3 až Ca-Mg-HCO_3 , uhličité majú spravidla podstatne vyšší celkový obsah rozpustených látok a prevládajúci typ chemického zloženia Na-HCO_3 .

GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Geologické faktory (geofaktory) životného prostredia sa definujú ako vlastnosti geologického prostredia resp. jeho jednotlivých zložiek, ktoré významne ovplyvňujú krajinné (životné) prostredie a možnosti jeho využívania (Hrašna in Petro et al., 2008). Geofaktory umožňujúce istý spôsob využívania územia sa označujú ako *geopotenciály (geologické potenciály)* a faktory ohrozujúce krajinné (životné) prostredie alebo sťažujúce alebo až znemožňujúce jeho využívanie ako *geobariéry (geologické bariéry)*. Charakter geofaktorov je premenlivý a závisí od druhu činnosti resp. od spôsobu využívania územia.

V mapovanom regióne sú najvýznamnejšími geopotenciálmi *zásoby podzemnej vody, územia vhodné na skládky komunálneho odpadu* a v menšej miere aj *ložiská nerastných surovín*. Za geopotenciály by sa dali pokladať aj niektoré pôdne typy v aluviálnych nivách Tople a Ondavy. V zmysle informačného portálu Výskumného ústavu pôdozvedectva a ochrany pôdy ide o pôdy strednej kvality (<http://www.podnemapy.sk/>).

Významné zásoby podzemnej vody sa viažu hlavne na štrkové náplavy najväčších tokov územia – Ondavy (hydrogeologický rajón PQ 105) a Tople (hydrogeologický rajón PQ 110). Maximálna výdatnosť vrtov v týchto kolektoroch dosahuje $8,6 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$, ojedinele až $22,0 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$. Pramene, hlavne vrstvové a puklinové, sa vyskytujú na celom území regiónu a majú rozličnú výdatnosť. Viažu sa na rozpukané flyšové pieskovce a ílovce v prípoверхovej zóne, svahovú úlomkovitú sutinu alebo na porušené prízlomové zóny. Najvýznamnejšie pramene sú pri Becherove, Jedlinke, Mikulášovej, Dukovciach, Novej Polianke, Bani a pri Svidníku. Mnohé pramene sú zachytené a využívajú sa na zásobovanie obyvateľov. Okrem obyčajnej podzemnej vody sa vo flyšových sedimentoch vyskytuje veľa zdrojov minerálnych vôd. Prevládajú Ca, Na a Ca-Mg-HCO₃ typy (napr. Šarišský Štiavnik, Dlhá Lúka a Zborov). V okolí Mikulášovej a Dubovej sa vyskytujú minerálne vody morského pôvodu s pomerne vysokým obsahom chloridov, bromidov a jodidov. Ich vývery sa viažu na tektonické poruchy (smilnianske tektonické okno). Podrobne sa podzemné vody resp. ich chemické zloženie, kvalita, obeh a odtok, ako aj využiteľné zásoby charakterizujú v kapitole *Hydrogeologické pomery regiónu*.

Povahu geopotenciálu majú aj územia vhodné na skládkovanie komunálneho odpadu v zmysle smernice SGÚ (1992). Ich výskyt v sledovanom regióne možno zistiť z Máp vhodnosti územia pre výber skládok odpadov 1 : 50 000 bývalého okresu Bardejov (Sihelníková a Tischler, 1993), Svidník (Halešová a Cangár, 1993), sčasti aj Vranov nad Topľou (Halešová, 1993) a Prešov (Spišák et al., 1993). Pri hodnotení územia sa brali do úvahy predovšetkým geologické (napr. zosuvy, blokové poruchy, organické sedimenty), hydrogeologické (priepustnosť resp. prietočnosť hornín a zemín) a legislatívne faktory. Súčasťou týchto máp je aj register skládok v mierke 1 : 10 000. Mapy sú v archíve ŠGÚDŠ (Geofond) v Bratislave.

Z kapitoly *Nerastné suroviny regiónu* je zrejmé, že územie opisovaného regiónu je na nerastné suroviny pomerne chudobné. Je v ňom niekoľko ložísk nerudných surovín. Patria medzi ne tehliarske suroviny, stavebný kameň, štrkopiesok a piesok. Tehliarske suroviny reprezentujú deluviálne ílovité zeminy pokrývajúce flyšové horniny, sprašovité zeminy na riečnych terasách resp. silno zvetrané paleogénne ílovce (íly). Ložiská týchto surovín sú pri Becherove, Dubinnom, Marhani, Gíraltovciach, Gíraltovciach – Lužanoch, Šarišskom Čiernom, Tisinci a Mestisku.

Stavebný kameň sa v minulosti ťažil v kameňolomoch pri Hrabovčiku, Chotči, Kečkovciach, Stročine a Šandale. Na všetkých lokalitách sa ťažil makovický pieskovec.

Ložiskové akumulácie štrkopiesku a piesku sú pri Gíraltovciach (náplavy Tople) a v úseku Stropkov – Breznica (náplavy Ondavy). Tieto suroviny sa tam v minulosti ťažili vo viacerých štrkovniach. S výnimkou občasnej lokálnej ťažby sa v súčasnosti v regióne nijaká z uvedených nerastných surovín organizovane neťaží.

Okrem geologických potenciálov je v sledovanom regióne jedno veľkoplošné a niekoľko maloplošných chránených území. Medzi obcami Krajná Bystrá – Medvedie – Krajná Porúbka – Šarbov je najzápadnejšia časť CHKO Východné Karpaty, ktorá je zároveň jednou zo štyroch slovenských biosférických rezervácií. Z maloplošných území sú to prírodné rezervácie (PR) a chránené areály (CHA). Predmetom ochrany v týchto územiach je flóra (vzácne druhy rastlín), rašelina a mokrade (tab. 25).

Medzi najvýznamnejšie geobariéry regiónu patria *svahové deformácie, ryhová (výmoľová) erózia, neotektonické poruchy, seizmicita, inundácie a skládky komunálneho a iného odpadu (environmentálne záťaž)*.

Svahové deformácie spolu s ryhovou eróziou sú najvýznamnejšie geodynamické fenomény v celom území regiónu. Zosuvy po obvodě brachysynklinálnej štruktúry Kaštieľika (územie medzi obcami Nižná Polianka – Hutka – V. Mirošov – Dubová – Mikulášová) študoval Harčár (1976) a ten istý autor (Harčár, 1978, 1983)

Tab. 25
Zoznam chránených území skúmaného regiónu

Chránené územie	Typ	Rok vyhlásenia	Okres	Dôvod ochrany	Stupeň ochrany
Východné Karpaty	CHKO	1977	SK	fauna, flóra	2
Zborovský hradný vrch	PR	1926	BJ	flóra	5
Slatina pod Lieskovcom	PR	1979	BJ	flóra	4
Pod Beskydom	PR	1988	BJ	flóra	4
Radomka	PR	1988	SK	flóra	4
Slatina pri Šarišskom Štiavniku	CHA	1990	SK	slatinná geobiocenóza	4
Radomská Slatina	CHA	2000	SK	flóra, mokrade	4

charakterizoval aj vzťah zosuvov ku geologickej stavbe a morfológii Nízkyh Beskýd. Distribúciou, hlavnými typmi a podmienkami vzniku svahových deformácií vo flyšových oblastiach Nízkyh Beskýd sa v monografii zaoberal Nemčok (1982) a výmoluovou eróziou v ich sz. časti Harčár (1995b). Doteraz najkomplexnejšou prácou o výskyte svahových porúch a ich základných charakteristikách zahŕňajúcou aj daný región, je Atlas máp stability svahov SR 1 : 50 000 (Šimeková a Martinčeková et al., 2006). Táto práca obsahuje aj výsledky všetkých troch už realizovaných etáp registrácie svahových deformácií na našom území, ako aj všetky relevantné publikované a nepublikované práce zaoberajúce svahovými poruchami.



Obr. 46. Distribúcia zosuvov, ktoré v regióne vznikli po extrémnych zrážkach v máji a júni roku 2010 (sensu Liščák et al., 2010a).

Väčšina svahových deformácií a erózných rýh je dôsledkom pôsobenia endogénnych a exogénnych procesov najmä v pleistocéne a holocéne. Medzi hlavné prírodné faktory (príčiny) vzniku svahových porúch patrí geologická stavba územia (litológia, úložné pomery, tektonika a neotektonika vrátane recentných pohybov), hydrogeologické (výška hladiny podzemnej vody a jej kolísanie), inžinierskogeologické (fyzikálno-mechanické vlastnosti hornín a zemín) a geomorfologické (sklon a expozícia svahu) pomery. Dalším dôležitým prírodným faktorom je klíma (hlavne množstvo zrážok) a vegetačný kryt. V posledných rokoch charakter územia silne ovplyvnili aj antropogénne zásahy (napr. výstavba VN a protipovodňových hrádzí, spevňovanie brehov vodných tokov, stavebné zásahy do svahov, zafažovanie svahov, trhacie práce v kameňolomoch, odlesňovanie, poľnohospodárska činnosť). Tieto zásahy oslabujú stabilitu svahov, vedú k vzniku svahových porúch, resp. zrýchľujú erózne procesy na svahoch.

Poznatky o distribúcii zosuvov, o ich plošnom tvare a ich hodnotenie sú výsledkom prác autorov, ktorí mapované územie študovali v minulosti, výsledkom terénneho mapovania autorov geologickej mapy, ako aj registrácie aktívnych zosuvov vzniknutých v roku 2010. Vzhľadom na mierku mapy a prioritu geologických jednotiek nie sú v mape zakreslené všetky doteraz zaregistrované zosuvy ani plošne malé zosuvy.

Podľa všeobecne používanej klasifikačnej schémy svahových pohybov Nemčoka et al. (1974) má v regióne najväčšie zastúpenie skupina zosúvania a plazenia, výnimočne aj tečenia (zemné prúdy). Podľa stupňa aktivity, tvaru, plošnej rozlohy, tvaru a hĺbky šmykovej plochy ide o rozličné typy zosuvov. Najčastejšie sú potenciálne plošné zosuvy (najväčší má 3,76 km² a leží na Z od Hutky a Vyšného Mirošova) s hĺbkou šmykovej plochy 3 – 10 m (ojedinele aj 10 – 20 m). Zriedkavejšie sú aktívne zosuvy a najmenej je stabilizovaných zosuvov. Najviac zosuvov (asi jedna tretina) je na svahoch s priemerným sklonom svahu 9°. Prevládajú rotačno-planárne (zložené) šmykové plochy prebiehajúce na rozhraní kvartérnych a flyšových hornín resp. na báze zvetraninovej zóny.

Skupinu plazenia reprezentujú blokové polia a blokové rozpadliny. Ich výskyt je na území sledovaného regiónu sporadický (napr. sz. svah Smilnianskeho vrchu pri Becherove, rozpadnuté hrebene na S od Nižnej Polianky a sz. svah Širokej hory pri Cernine). V takých prípadoch nastáva gravitačný rozpad hrubých pieskovcových vrstiev (lavíc), ktoré sa postupne kĺžu po mäkkých ílovcových polohách. Vzájomne oddelené pieskovcové bloky vytvárajú blokové polia. Na poslednej z uvedených lokalít bola v roku 1980 prvý raz opísaná pseudokrasová (nekrasová) jaskyňa Líščie diery (Erdös a Fodor, 1980; Hochmuth, 1998).

Z geologickej mapy (Kováčik et al., 2011c) je zrejmé, že sa zosuvy vo veľkom počte vyskytujú vo všetkých hlavných geologicko-tektonických jednotkách magurského príkrovu, t. j. vo flyšových horninách patriacich do račianskej (vonkajšej aj vnútornej), bystrickej a krynickej jednotky.

Najviac zosuvov sa viaže na jemnozrnné sedimenty (tenkovrstvovité ílovce a prachovce s polohami pieskovcov a pestré ílovce) belovežského súvrstvia vnútornej račianskej jednotky (paleocén – stredný eocén). Koncentrujú sa hlavne v doline Ondavy v úseku medzi Tisincom a Ondavkou, potoka Mirošovec, v dolných častiach dolín Roztockého potoka a potoka Mostovka, Ladomirky po Ladomirovú, Kapišovku po Kapišovú a Svidničanky po Svidničku, v doline potoka Hraboch a v doline jeho najväčšieho pravostranného prítoku, ako aj v hornej časti doliny potoka Andrejov. Veľa zosuvov je aj v belovežskom súvrství bystrickej jednotky, a to najmä v doline Tople medzi Nemcovcami a Bardejovom a v doline potoka Černošina medzi Kochanovcami a Vyšnou Voľou.

Treťou oblasťou s vysokou koncentráciou zosuvov je územie, ktoré budujú ílovce a prachovce s pieskovcovými polohami patriacimi do zlínskeho súvrstvia bystrickej jednotky (stredný eocén – mladší eocén) v doline Tople medzi Marhaňou a Giraltovcami, Radomky medzi Giraltovcami a Valkovcami, Fijašského potoka medzi Matovcami a Fijašom, ako aj Kručovského potoka medzi Ruským Kručvom a Lomným. V zlínskom súvrství vnútornej račianskej jednotky (stredný eocén – starší oligocén) je zvýšený výskyt zosuvov na S od Nižnej Polianky a Varadky, v doline Ondavy medzi Stropkovom a Miňovcami, v doline Chotčianky medzi Stropkovom a v stredných častiach dolín Roztockého potoka a potoka Mostovka. Podobne je to aj v zlínskom súvrství vonkajšej račianskej jednotky – vo vrchných častiach dolín potokov Svidničanka, Kapišovka, Ladomirka a Hrišov.

Veľa zosuvov je aj v dolinách potokov Koprivnička, Topoľa s obidvoma ľavými prítokmi a v doline Stulianskeho potoka. V týchto územiach sú svahy tvorené vápnnými ílovcami a prachovcami malcovského súvrstvia krynickej jednotky (mladší eocén – mladší oligocén).

V dôsledku extrémnych zrážok v máji a júni roku 2010, ktoré miestami dosiahli dvojnásobok až trojnásobok bežných hodnôt (Pecho et al., 2010), vzniklo na území mapovaného regiónu 77 nových svahových deformácií (obr. 46). Prevažná časť z nich má charakter zosuvov, v menšej miere zemných prúdov a blokových porúch (Liščák et al., 2010a). Plošne ide hlavne o menšie zosuvy s plytkým priebehom šmykovej plochy (do 5 až 6 m). Čelá väčšiny z nich nemajú vzťah k vodným tokom ani k nádržiam. Okrem extrémnych zrážok bola hlavnou prirodzenou príčinou vzniku zosuvov aj bočná erózia. Z antropogénnych faktorov treba uviesť podkopanie päty alebo prifaženie svahu a odlesňovanie. Najviac nových zosuvov vzniklo vo vápnných ílovcach

a prachovcoch zlínskeho súvrstvia bystrickej jednotky (Lukavica, Nižná Voľa, Bardejov, Bardejovská Zábava, Lascov). Zosuvy poškodili alebo ohrozili mnoho rodinných domov a iných objektov (napr. Lukavica, Miňovce, Krušinec, Tisinec, Giraltovec, Nižná Voľa), ciest (napr. Miňovce, Lužany, Kľušov, Lomné, Kurima, Šarišské Čierne, Becherov), elektrických vedení (napr. Becherov, Kľušov, Lascov, Bardejovská Zábava, Giraltovec) a plynovodov (napr. Miňovce). Najväčšia a najnebezpečnejšia svahová deformácia, ktorou je veľký plošný zosuv (3,43 ha) na S od Miňoviec, spôsobila obrovské materiálne škody. Okrem úplne zničeného asi 200 m dlhého úseku cesty I. triedy medzinárodného významu bol zničený aj vysokotlakový plynovod. Náklady na sanáciu zosuvu a opravu cesty boli odhadnuté na 5 mil. €. Pre vysoké náklady sa cesta ani nerekonštruovala. Jej funkciu teraz plní náhradná cesta v aluviálnej nive Ondavy a provizórny oceľový most cez rieku. Medzi hlavné príčiny aktivizácie časti staršieho potenciálneho zosuvu okrem extrémnych zrážok patrila aj bočná erózia Ondavy a celoplošné odlesnenie svahu (holorub) nad cestou.

Významnou geobariérou v regióne je aj *ryhová (výmolová) erózia*. Postihuje hlavne svahy s priemerným sklonom 6 – 8°, ktoré sú z hrubých deluviálnych ílovitých zemín, ale aj z flyšových hornín menej odolných voči rozrušovaniu prúdiacou vodou (predovšetkým z ílovcov). Aktívne ryhy často porušujú aj zosuvné územia. Ryhy majú zvyčajne hĺbku 1 – 10 m (ojedinele aj 15 m) a premenlivú dĺžku, miestami aj vyše 1 km. Spolu so zosuvmi sa erózia vo veľkej miere zúčastňuje na devastácii poľnohospodárskej a lesnej pôdy, sťažuje budovanie líniových stavieb (ciest a železníc) a ohrozuje jestvujúce inžinierske diela (stavby, mosty).

Neotektonické zlomové poruchy, ale najmä zlomy s prejavmi aktivity v kvartéri a recente sú z hľadiska výstavby veľkých inžinierskych diel (priehrad, diaľnic, elektrární, hlbinných úložísk rádionuklidov a pod.) veľmi významné.

Veľká časť regiónu bola v ostatných rokoch jedným z perspektívnych území študovaných v súvislosti s hlbinným ukladaním rádioaktívneho odpadu. Po zhodnotení základných geologických, tektonických a hydrogeologických pomerov bolo územie označené za neperspektívne resp. nevhodné (Slaninka et al., 2007). Napriek istým priamym dôkazom o tektonickej aktivite v období pleistocén – holocén – recent (pozri podkap. *Neotektonika*) a niekoľkým nepriamym dôkazom (výskyt holocénnych penovcov, tektonicky podmienená zmena smeru paleotoku Ondavy pri Nižnej Polianke) sa priebeh neotektonických disjunkčných porúch na území sledovaného regiónu nepodarilo spoľahlivo určiť. Ich identifikácia si vyžaduje aplikáciu viacerých špeciálnych geologických a morfológických postupov a metód.

Územie regiónu možno z hľadiska *seismicity* považovať za vhodné na výstavbu bežných typov stavieb (STN 73 0036). Na základe historických záznamov sa maximálna očakávaná intenzita seismicity územia stanovila na $I_{\max} \leq 6^\circ \text{EMS-98}$ (pozri podkap. *Neotektonika*).

Inundácie ako jedna z geobariér sa v zmysle Mapy ochrany vôd Slovenska 1 : 50 000 (VÚVH, 1994) vyskytujú takmer v celej dĺžke aluviálnej nivy Tople od Bardejovskej Zábavy po Giraltovec (výnimkou je asi 500 m dlhý úsek na SSZ od Marhane) a takmer v celej dĺžke aluviálnej nivy Ondavy od miesta asi 2 km nad Nižným Mirošovom po Turany nad Ondavou (s výnimkou dvoch krátkych úsekov pri Nižnom Orlíku a na J od Stropkova). Záplavy pomerne často ohrozujú územia s najkvalitnejšou poľnohospodárskou pôdou (fluvizeme) a ohrozujú inžinierske diela v aluviálnych nivách uvedených tokov.

Skládky prevažne tuhého *komunálneho a stavebného odpadu* sú potenciálnym zdrojom znečistenia životného prostredia regiónu. Takmer výlučne ide o tzv. divoké skládky, t. j. skládky bez náležitej úpravy podlažia a spôsobu ukladania odpadu v súlade s legislatívou. Ich distribúcia a podrobná charakteristika uložených druhov odpadu je zrejmá z Máp vhodnosti územia pre výber skládok odpadov 1 : 50 000 citovaných na začiatku tejto kapitoly. Po roku 1996 nariadenie vlády SR o nakladaní s odpadmi sa ukladanie na väčšine divokých skládok zastavilo. Keďže mnohé z uvedených skládok sú blízko vodných tokov a zdrojov, resp. aj priamo v ich fluviálnych náplavoch (napr. v depresiách po ťažbe štrku a piesku), sú z hľadiska znečistenia veľkým nebezpečenstvom. V súčasnosti nie je priamo na území regiónu v prevádzke nijaká skládka komunálneho odpadu. Mesto Bardejov má vybudovanú skládku pri Bartošovciach (leží na Z od obce). Do roku 2006 bola v prevádzke skládka pri Lukavici (katastrálne územie Komárov). Mesto Svidník do roku 2007 prevádzkovalo skládku komunálneho odpadu pri Hrabovčíku (je po rekultivácii). V súčasnosti vlastnú skládku nemá, a preto využíva skládku pri Chotči (mimo hranice regiónu), ktorú prevádzkuje mesto Stropkov. Mesto Giraltovec vyváža komunálny odpad na skládku pri Petrovciach (je mimo mapovaného regiónu). Skládka pri východnom okraji mesta bola v prevádzke do roku 1998.

Podľa databázy MŽP SR (<http://enviroportal.sk/environmentalne-zataze/>) je na území opisovaného regiónu pomerne veľa environmentálnych záťaží. Definujú sa ako znečistenie spôsobené činnosťou človeka a vážne ohrozujú ľudské zdravie, horninové prostredie, podzemnú vodu a pôdu, čiže spôsobujú environmentálne škody (zákon č. 384/2009 Z. z.). Okrem bývalých „divokých“ skládok tuhého komunálneho odpadu (TKO) medzi ne patria aj areály bývalých a súčasných podnikov a firiem produkujúcich rozličné druhy výrobkov a odpadu (napr. poľnohospodárske firmy, hnojiská, sklady hnojív, agrochemikálií, čerpacie stanice pohonných hmôt a pod.).

NERASTNÉ SUROVINY

Región Nízke Beskydy-západná časť z hľadiska výskytu ložísk rudných, nerudných a energetických nerastných surovín patrí medzi najchudobnejšie oblasti Slovenskej republiky.

Vo vysvetlivkách k prehľadnej mape ČSSR v mierke 1 : 200 000 (list Zborov a list Košice; Matějka et al., 1964b), ako aj v legende k mape nerastných surovín ČSSR v mierke 1 : 200 000 (Rozložník et al., 1964) sa uvádzajú iba ojedinelé malé ložiská a výskyty hlavne nerudných surovín.

Neskôr Ťapák et al. (1974) pri tvorbe ďalších máp a vysvetliviek pre Východoslovenský kraj v rámci úlohy Ložiská stavebných nerastných surovín Slovenskej socialistickej republiky (kameň, štrk, tehliarske suroviny) do evidencie resp. bilancie priemyselných zásob (kat. A, B, C₁) a nepriemyselných zásob (kat. C₂ a prognózne zásoby D) zahrnuli iba niekoľko ložísk a ložiskových výskytov.

V 90. rokoch 20. stor. sa v rámci štúdia nerastných surovín (Varcholová et al., 1993) a po zmene zákonov a vyhlášok veľká časť pôvodných zásob preradila resp. preklasifikovala do výhradných ložísk (kategórie Z-1, Z-2 a Z-3) a ložísk nevyhradených nerastov. Výsledkom bolo, že sa veľká časť ložísk z bilancie zásob výhradných ložísk SR vyradila.

V ostatnom čase sa v skúmanom regióne vyskytuje a eviduje iba niekoľko ložísk nerudných surovín (obr. 47). Rudné ložiská a ložiská energetických surovín v regióne sa podľa Bilancie zásob výhradných ložísk Slovenskej republiky a Evidencie ložísk nevyhradených nerastov Slovenskej republiky so stavom k 1. 1. 2009 nevyskytujú. Mineralogické výskyty sú iba miestami a dokumentujú zložitý paleogeografický, tektonický a metalogenetický vývoj regiónu.

NERUDNÉ SUROVINY

Ložiská a výskyty nerudných surovín v regióne závisia od geologickej stavby, ale predovšetkým od litologickej náplne mezozoických, terciérnych a kvartérnych súvrství. Paleogénne a v menšej miere mladokriedové sedimenty tvoria náplň flyšových súvrství čiastkových jednotiek magurského príkrovu, v ktorých sa v nerovnakom pomere striedajú najmä pieskovce a ílovce. Južnejšie jednotky majú oveľa väčší podiel pieskovcov. Paleogénne pieskovce, kremité ílovce a rohovce (menility), vápňité ílovce a slieňovce sú aj v grybowskej jednotke, ktorá vystupuje v smilnianskom tektonickom okne. Kvartérne sedimenty sú zastúpené elúviami, delúviami, eolickými, fluvialnými a proluviálnymi sedimentmi rozličného veku a variabilného litologického zloženia.

Aj napriek pestrosti litologických typov nerovnakého veku sa v regióne najvhodnejšie podmienky na vznik a akumuláciu nerudných surovín nevytvorili. V území sú predovšetkým ložiskové výskyty a malé ložiská tehliarskych surovín, stavebného kameňa (pieskovce), štrkopiesku a piesku. Prevažná časť ložísk a ložiskových výskytov nerudných surovín bola po prehodnotení a preklasifikácii zásob začiatkom 90. rokov 20. stor. najmä pre nerentabilnosť ťažby už opustená.

Pri hodnotení ložísk a ložiskových výskytov uvádzame geografickú pozíciu, plošný rozsah, geologickú a technologickú charakteristiku s možnosťou využívania suroviny, ako aj údaje o zásobe a ťažbe so začlenením do veľkostnej kategórie podľa prílohy 2 Smernice MŽP SR z 20. mája 1996 č. 3/1996 – 3.1 na zostavovanie a vydávanie regionálnej mapy ložísk a prognóz nerastov.

Tehliarske suroviny

Ložiská a výskyty tehliarskych surovín sú hlavne v kvartérnych deluviálnych a eolických sprašových sedimentoch, zriedkavejšie v paleogénnych ílovcoch, najmä v belovežskom súvrství, a ojedinele aj v mladokriedových ílovcoch kurimského súvrstvia. Podľa Mikitu et al. (1970a) sa v skúmanom regióne zistil rad hlinísk s občasou ťažbou v račianskej, bystrickej a krynickej jednotke (magurský príkrov), ale do roku 1969 sa skončil geologický prieskum a urobil výpočet zásob iba na ložisku s tehelňou v Giraltovcich (Macko et al., 1959; Čuchráč et al., 1961). Opustené hliníská v krynickej jednotke sú v katastri Kľušova, Kľušovskej Zábavy a Kobýl, v bystrickej jednotke pri Bardejovskej Novej Vsi, Komárove, Lukavici, Tročanoch, Nemcovciach, Kučíne a Kurime. Najviac hlinísk je v račianskej jednotke (Breznica, Cernina, Duplín, Hažlín, Korejovce, Kurimka, Mikulášová, Nižná Polianka, Nižný Mirošov, Ortuťová, Stropkov, Svidník, Šašová a Rovné), ktoré boli začiatkom 70. rokov 20. stor. opustené. Na niektorých väčších hlinískách a nových nádejných lokalitách v račianskej jednotke sa urobil vyhľadávací ložiskový prieskum (Mestisko, Marhaň, Zborov, Dubinné, Tisinec, Šarišské Čierne a Becherov).



- | | | | | |
|----------------------|--|------------------|--|-------------|
| stavebný kameň | | ložisko | | nafta, ropa |
| | | ložiskový výskyt | | plyn |
| štrkopiesky a piesky | | ložisko | | |
| tehlarske suroviny | | ložisko | | |

Obr. 47. Schematický náčrt rozmiestnenia ložísk, ložiskových výskytov a výskytov nerastných surovín regiónu Nízke Beskydy-západná časť (zostavil Kobulský z podkladov citovaných v texte).

V 80. a 90. rokoch 20. stor. vyhladávací alebo združený ložiskový geologický prieskum zameraný na tehliarske suroviny v celom regióne vyústil do overenia iba niekoľkých ložísk a ložiskových výskytov s výpočtom zásob v kategórii A, B, C₁ a C₂ alebo Z-1 až Z-3.

Ložisko Becherov (ložisko nevyhradeného nerastu)

Ložisko je na južnom okraji obce na západnom svahu Smilnianskeho vrchu a má tvar nepravidelného štvoruholníka veľkého cca 300 x 300 m. Tvoria ho kvartérne hliny a podložné sedimenty belovežského súvrstvia vnútornej račianskej jednotky. Kvartér reprezentuje humusovitá hlina v hrúbke 0,2 – 0,4 m, hnedá deluviálna hlina, ílovitá, stredne plastická s úlomkami pieskovca veľkými do 3 cm. Hrúbka deluviálnej hliny je 1,8 – 2,6 m. Geologickú stavbu ložiska s jednoduchými pomermi tvoria hlavne paleocénne až stredoeocénne horniny. Reprezentujú ich ílovce až íly s ojedinelými tenkými pieskovcovými vložkami. Ílovce sú sivé, modrosivé, sivohnedé až červenohnedé, slabo vápnité, drobnosľudnaté. Sú hrubé od 3 do 48 m. Nezvetraná hornina je ľahko rozpojiteľná, drobivá a pôsobením vody sa stáva plastickou. Horniny sú zastúpené takto: humusovitá hlina 0,71 %, deluviálna hlina 6,21 %, ílovce 92,6 % a pieskovce 0,16 %.

Kvartérne a paleogénne horniny majú z technologického hľadiska rovnaké fyzikálno-mechanické aj keramicko-technologické vlastnosti. Priemerné parametre technologických vlastností sú: rozrábacia voda 21,5 %, zmraštenie sušením 5,4 %, pevnosť po sušení 3,1 MPa a pevnosť po výpale na 950 °C 9,1 MPa. Surovina obsahuje pieskovcové úlomky (zrná veľké nad 2 mm) vyžadujúce zdrobnenie. Po zrnitostnej úprave sa surovina podľa STN 72 1564 klasifikovala ako zemina II. a III. skupiny s odvoditeľnou použiteľnosťou na výrobu jednoduchých mnohodierovaných murovacích výrobkov.

Pri poslednom výpočte zásob (Richterová et al., 1985) sa overilo 4 395 tis. m³ suroviny kat. C₂ bil., čo zaraďuje ložisko do skupiny malých ložísk. Ložisko sa neťaží.

Ložisko Dubinné (ložisko nevyhradeného nerastu)

Ložisko je medzi Dubinným a Šášovou v chotári Vyšné role a Vyšné zeme. Má rozlohu 654 x 215 a priemerná hrúbka suroviny je 12,58 m. Ložisko tvoria kvartérne hliny a ílovce malcovského súvrstvia s tenkými pieskovcovými vložkami. Paleogénne horniny sú uložené v smere SSZ – JJV so sklonom 40 – 65° na SV. Surovinou je kvartérna deluviálna a eolicko-deluviálna žltohnedá ílovito-piesčitá až prachovitá hlina v hrúbke 2,2 – 19,6 m (priemerne 7,15 m) a mladoeocénne až oligocénne sivé až tmavosivé slabo piesčité a slabo sľudnaté ílovce s lastúrnatým až lavičkovitým rozpadom s vrstvami pieskovca nepravej hrúbky 0,1 – 1,7 m. Suroviny sú zastúpené takto: humusovitá hlina (skrývka) 1,77 %, deluviálna hlina 55,9 %, ílovce 39,54 %, pieskovce 2,78 %. Skrývku tvorí humózná hlina v hrúbke 0,1 – 0,4 m.

Z technologického hľadiska majú všetky petrografické typy úžitkovej suroviny (hliny a ílovce) rovnaké fyzikálno-mechanické aj keramicko-technologické vlastnosti. Priemerné parametre technologických vlastností sú: rozrábacia voda 23,6 %, zmraštenie sušením 6,3 %, pevnosť po sušení 3,9 MPa, pevnosť po výpale na 950 °C 8,3 MPa. Podľa výsledkov laboratórnej analýzy možno surovinu využívať na výrobu mnohodierovaných murovacích a tenkostenných výrobkov. Podľa STN 72 1564 sa surovina zaraďuje prevažne do II. skupiny tehliarskych zemín.

Pri poslednom výpočte zásob (Richterová et al., 1985) sa overilo 2 579 tis. m³ suroviny kat. C₂ bil., čo ložisko zaraďuje do skupiny malých ložísk. Ložisko sa neťaží.

Ložisko Marhaň (ložisko nevyhradeného nerastu)

Ložisko je na s. okraji obce na v. svahu kóty Krivá (255 m n. m.). Má tvar nepravidelného štvoruholníka a tvorí ho horizont kvartérnych deluviálnych hlien, ktoré sú nadložími zlínskeho súvrstvia bystrickej jednotky stredoeocénneho až mladoeocénneho veku. Tento kvartérny horizont má na ložisku hrúbku 4,5 – 24,7 m. Ide o stredne plastickú hlinu sprašového charakteru bez úlomkov podložných hornín. Charakteristický je pomerne častý výskyt zátekov Fe oxidov a Fe konkrécií. V hline je ojedinele poloha piesku hrubá 1 m. Podložie charakterizuje pieskovcovo-ílovcový vývoj s pomerne hrubými pieskovcovými lavicami. Ložisko je veľké 575 x 184 m a hrubé priemerne 12,6 m. Skrývkou je tmavohnedá humusovitá hlina priemernej hrúbky 0,27 m.

Priemerné parametre základných technologických vlastností suroviny sú: rozrábacia voda 20,9 %, zmraštenie sušením 5,8 %, pevnosť po sušení 3,3 MPa, pevnosť po výpale na 950 °C 4,6 MPa. Podľa STN 72 1564 možno surovinu zaradiť do I. skupiny tehliarskych zemín. Surovina by sa mohla využívať v tehliarskom priemysle na výrobu základných a jednoduchých murovacích výrobkov.

Výpočtom zásob (Richterová et al., 1985) sa overilo 2 640 tis. m³ suroviny kat. C₂ bil., čo toto neťažené ložisko zaraďuje do skupiny malých ložísk.

Ložisko Tisinec (výhradné ložisko)

Ložisko je na j. až jv. okraji intravilánu obce. Jeho širšie okolie tvoria fácie zlínskeho súvrstvia račianskej jednotky. Ložisko budujú kvartérne horniny – deluviálne a sprašové hliny uložené na podložných štrkopieskových a pieskových terasách Ondavy. Má takmer doskovitý tvar (rozmery v priemere 272 x 327 m) a je mierne sklonené na JZ. Ložiskovou horninou je piesčito-prachovitý íl, ílovitý a piesčitoílovitý prach. Priemerná hrúbka ložiskových hornín je 10,45 m. Ložisko má jednoduché tektonické pomery. Na povrchu ho buduje žltá a sivá humusovitá hlina v hrúbke cca 0,3 m, ktorá je skrývkou. Podložie ložiska tvorí vrstva kvartérneho štrkopiesku.

Z hľadiska technologických parametrov je surovinou slabouhličitanový až bezuhličitanový silne kremičitý, ílovitý a piesčitoílovitý prach a v menšej miere prachovitý íl. Podľa STN 72 1564 sú to tehliarske zeminy IMK, Z1, C1, W2, DS3 prevažne II. skupiny tehliarskych zemín. Surovina bola a je vhodná na výrobu nemrazuvzdorných mnohodierových tvaroviek typu CV-14.

Ložisko sa v minulosti intenzívne ťažilo, hlavne po výstavbe tehelne v roku 1960, keď v tehelni pracovalo až 56 zamestnancov a ročná ťažba dosahovala cca 24 000 m³ suroviny. Aj neskôr bolo ložisko predmetom viacerých prieskumných etáp ložiskového prieskumu s výpočtom zásob. Výpočtom (Hrinko et al., 1991) sa na ložisku overilo 412 tis. m³ kat. AB bil., 422 tis. m³ kat. C₁ bil. a 239 tis. m³ suroviny kat. C₂ bil. tehliarskej suroviny. Po preklasifikácii zásob v roku 2009 sa na ložisku vykazuje 565 tis. m³ kat. Z-1 a 604 tis. m³ kat. Z-2 bilančných zásob, čo zaraďuje ložisko do skupiny malých ložísk.

Ložisko bolo v minulosti otvorené na úrovni 205 m n. m. a postup ťažby bol sv. smerom troma etážami s výškou 4 m. V roku 1991 sa ťažba v súvislosti s reorganizáciou Východoslovenských tehelní Košice prerušila. Obnovila sa v roku 1993 a pokračovala až do roku 2009.

Ložisko Mestisko (ložisko nevyhradeného nerastu)

Ložisko je cca 0,4 km južne od obce a morfológicky leží na miernom svahu spadajúcom k Ondave. Má doskovitý tvar, nerovnú bázu a veľkosť cca 990 x 500 m. Na jeho geologickej stavbe sa zúčastňujú paleogénne a kvartérne horniny. Vlastné ložisko tvoria deluviálne a sprašové hliny uložené na terasových stupňoch Ondavy a v ich podloží vystupuje belovežské súvrstvie vnútornej račianskej jednotky. Belovežské súvrstvie v menšej miere zastupujú vrstvy jemnozrnného, slabo sludnatého a slabo vápnitého pieskovca. Na ložisku prevládajú slabo piesčité, slabo vápnité a sludnaté ílovce. Hlavnou tehliarskou surovinou sú deluviálne hliny priemernej hrúbky 10,7 m. Sú to rozličné veľmi jemnozrnné až ílovité plastické hliny sivej až sivohnedej farby. V nadloží deluviálnych hĺn ležia sprašové hliny hrubé priemerne 7,91 m. Skrývkou je ornica.

Z technologického hľadiska je surovinou bezuhličitanový kremičitopiesčitý a ílovitý prach. Podľa STN 72 1564 ide o tehliarske zeminy, ktoré technologicky patria prevažne do II. skupiny tehliarskych zemín. Surovina je využiteľná na výrobu mnohodierových murovacích výrobkov typu CDm (P-15), CKD-36 (P-7, OPM-15) a pozdĺžne dierovaných výrobkov typu P CD2 (P-2).

Na základe výpočtu zásob sa v 70. rokoch 20. stor. na ložisku evidovalo 2 451 tis. m³ kat. C₁ a 888 tis. m³ suroviny kat. C₂ bil. tehliarskej suroviny (Mikita et al., 1970b). Neskôr sa overilo 2 314 tis. m³ kat. AB bil., 1 497 tis. m³ kat. C₁ bil. a 1 406 tis. m³ suroviny kat. C₂ bil. tehliarskej suroviny (Čuchráč et al., 1981). Podľa tohto množstva je to stredne veľké ložisko.

V súčasnosti sa neťaží. Od roku 2002 je vyňaté z bilancie zásob výhradných ložísk SR a preradené do evidencie ložísk nevyhradených nerastov.

Ložiskový výskyt Giraltovece-východ a sever (v súčasnosti neevidované v BZVL SR ani v ELNN)

V minulosti jediné významné ťažené ložisko tehliarskych surovín v povojnovom období sa nachádzalo 0,25 km na V od potoka Radomka na v. okraji Giraltovec pri starom a novom cintoríne. Tvorili ho kvartérne deluviálne a piesčité hliny ležiace v nadloží ílovcov a pieskovcov strihovského súvrstvia krynickej jednotky. V roku 1959 sa pre Duklianske tehelne vykonal prieskum na overenie zásob s cieľom zabezpečiť ďalšiu surovinu na zvýšenie ťažby a výrobu pálených tehál. Prieskum blízko tehelne overil iba 24 233 m³ bilančnej suroviny v kat. C₁ a 33 707 m³ nebilančnej suroviny v kat. C₂ (Macko et al., 1959). Lokalitu na základe množstva zásob možno začleniť iba do skupiny významných ložiskových výskytov.

V roku 1961 sa pre Duklianske tehelne vykonal ďalší prieskum na zistenie zásob blízko tehelne, a to na j. a s. okraji mesta. Ten overil ložisko na s. okraji mesta pri kóte 282,7 m n. m. Geologickú stavbu tohto nového ložiska tvorili kvartérne deluviálne a piesčité hliny s priemernou hrúbkou v dvoch blokoch (5,29 a 6,44 m). Výpočtom (Čuchráč et al., 1961) sa zistilo 1 209 512 m³ bilančných zásob v kat. C₂, čo umožňuje začleniť lokalitu medzi malé ložiská. Ťažba v hliniskách sa pre nedostatok suroviny v roku 1971 skončila.

Ložisko Gíraltovce-Lužany (v súčasnosti neevidované v BZVL SR ani v ELNN)

Ložisko je 0,5 km na SZ od Gíraltoviec. Geologicky ho budujú kvartérne deluviálne hliny a mladoeocénne až staršie oligocénne ílovce malcovského súvrstvia krynickej jednotky. Kvartérne hliny sa charakterizujú ako piesčitoílovitý a ílovitopiesčitý prach priemerne hrubý 4,82 m. Paleogénne ílovce (prachovitý íl až ílovitý prach) sú prevažne sivé a hrubé 1,5 – 10,3 m. Priemerná hrúbka ložiska je 5,45 m. Ložisko má podobu nepravidelného mnohoúhelníka, maximálnu dĺžku 850 a šírku 320 m. Každý z uvedených typov suroviny tvorí na ložisku samostatný technologický typ. Typy sú približne v pomere 1 : 1. Skryvkou je humusovitá hlina hrubá 0,2 m.

Podľa technologického hodnotenia sú to 1. jemné silne kremičité kvartérne hliny a 2. paleogénne ílovce s prevahou ílovitých minerálov.

Priemerné parametre základných technologických vlastností 1. typu sú: rozrábacia voda 22,6 %, zmraštenie sušením 6,1 %, pevnosť po vysušení 3,4 MPa a pevnosť po výpale na 950 °C 3,6 MPa, 2. typu (paleogénne sedimenty): rozrábacia voda 27,1 %, zmraštenie sušením 7,9 %, pevnosť po sušení 5,6 MPa a pevnosť po výpale na 950 °C 11,1 MPa.

Podľa STN 72 1564 možno surovinu zaradiť do I. – II. skupiny tehliarskych zemín. Zmes obidvoch overených typov suroviny v pomere 1 : 1 je vhodná na výrobu jednoduchých a mnohodierových murovacích materiálov typu CP a CD-INA.

Na základe výpočtu zásob v 90. rokoch 20. stor. sa na ložisku evidovalo 771 tis. m³ kat. C₁ bil. a 601 tis. m³ suroviny kat. C₂ bil. tehliarskej suroviny (Varcholová et al., 1992). Podľa overenej zásoby ide o malé ložisko. Neťaží sa.

Ložisko Šarišské Čierne (v súčasnosti neevidované v BZVL SR ani v ELNN)

Ložisko je na j. okraji obce a na sv. svahu kóty Spálený vrch (642 m n. m.). Má tvar nepravidelného štvoruholníka s dlhšou stranou v smere SZ – JV. Tvorí ho horizont prevažne zvetraných ílovcov belovežského súvrstvia vnútornej račianskej jednotky a horizont kvartérnych deluviálnych hĺn v hrúbke 0,7 – 8,7 m. Deluviálna hlina je hnedá, ílovitá až plastická a s ojedinelými pieskovcovými úlomkami. Ílovce belovežského súvrstvia sú sivé, svetlosivé, sivozelené, hnedé až hnedočervené, zväčša silne zvetrané, plastické, slabo vápnité a drobnosľudnaté. Pevné ílovce sú drobnivé, ľahko rozpojiteľné a pôsobením vody sa stávajú plastickými. Len ojedinelé sú pieskovcové vložky veľké 1 – 3 cm. Jednotlivé typy majú nasledujúce zastúpenie: humusová hlina 1,5 % (skryvka), deluviálna hlina 22,87 %, ílovec 75,18 % a pieskovec 0,44 %. Ložiskové teleso má rozlohu 300 x 350 m a priemerná hrúbka suroviny je 18,2 m.

Kvartérne aj paleogénne horniny ložiska majú rovnaké fyzikálno-mechanické aj keramicko-technologické vlastnosti. Priemerné parametre technologických vlastností sú: rozrábacia voda 22,8 %, zmraštenie sušením 5,8 %, pevnosť po sušení 3,1 MPa a pevnosť po výpale na 950 °C 8,4 MPa. Podľa STN 72 1564 surovina patrí do II. a III. skupiny tehliarskych zemín a je vhodná na výrobu mnohodierových murovacích výrobkov a tenkostenných výrobkov.

Výpočtom (Richterová et al., 1985) sa overilo 1 755 tis. m³ suroviny kat. C₂ bil. Podľa zásoby je to malé neťažené ložisko.

Stavebný kameň

Ložiská, ložiskové výskyty a staré malé opustené lomy stavebného kameňa sú vo všetkých jednotkách regiónu.

V 60. rokoch 20. stor. sa zaregistroval rad spravidla iba miestne využívaných výskytov (Rozložník et al., 1964). Ťažili sa hlavne pieskovce zlínskeho (napr. Nižná Olšava), zriedka aj belovežského súvrstvia v bystrickej jednotke (napr. Ruský Kručov) alebo strihovské pieskovce v krynickej jednotke (Gíraltovce). Ojedinelá bola ťažba pieskovcov malcovského súvrstvia v krynickej (Kľušov, Lopúchov) a vo vnútornej račianskej jednotke (Štefurov). Výnimočne sa ťažili aj kremité „bridlice“ a rohovce menilitového súvrstvia grybowskej jednotky v smilnianskom tektonickom okne (Smilno). V tom období sa v ojedinelých prípadoch vo väčších lomoch využívala aj mechanizovaná ťažba, a to v makovických pieskovcoch vnútornej račianskej jednotky (Stročín-Kaštielik, Zborov-Pod hradom a i.).

Ložiská a väčšie ložiskové výskyty stavebného kameňa sú predovšetkým v račianskej jednotke a v tom období sa iba niektoré overili ložiskovým prieskumom s výpočtom zásob, napr. Chotča, Kečkovce (Urban, 1959a, b) a Stročín (Harcek, 1959).

Na začiatku 70. rokov 20. stor. sa v rámci štúdia a inventarizácie ložísk stavebných surovín v regióne (Križáni, 1970; Križáni a Novysedlák, 1970; Mikita, 1971) vytypovali lokality a tie boli v polovici 70. a začiatkom 90. rokov predmetom intenzívnejšieho ložiskového prieskumu. Vyhľadávacím prieskumom sa overilo niekoľko významnejších ložísk a výskytov (Richterová et al., 1975; Varcholová et al., 1975; Pisarčík et al., 1991).

Ložisko Chotča (ložisko nevyhradeného nerastu)

Ložisko leží 1 km na SV od Stropkova na ľavej strane potoka Chotčianka. V jeho priestore sú dva opustené lomy blízko cesty smerujúcej do Chotče. Ložisko je veľké 400 x 300 m a hrubé priemerne 30 m. Tvoria ho makovické pieskovce zlínskeho súvrstvia vnútornej račianskej jednotky. V súvrství sa striedajú pieskovcové polohy s ílovcovými (0,1 – 4,3 m). Pieskovce sú drobové, jemnozrnné až hrubozrnné, svetlosivé, hrubodoskovité až hrubolavicovité a hrubé až 2 m. Tmel pieskovcov je vápnný. Pomer pieskovcov k ílovcom je 5,28 : 1. Tektonicky porušené pieskovcovo-ílovcové vrstvy smeru SZ – JV tvoria synklinálu so sklonom vrstiev 20 – 80° na Z a V. Synklinálu porušuje zlom smeru SV – JZ so sklonom na SZ. Skryvkou je svahová hlina a hlinitokamenitá sutina v hrúbke od 1,0 do 4,4 m.

Základné technologické vlastnosti suroviny sú: objemová hmotnosť 2 512 kg/m³, nasiakavosť 3,16 %, otlk 71 %, pevnosť v tlaku za sucha 90 MPa, pevnosť v tlaku po nasiaknutí 63 MPa, pevnosť v tlaku po zmrazení 57 MPa, súčiniteľ vymrzenia 0,62. Surovina sa vyznačuje vysokým otlkom a na výrobu drveného kameniva, ako aj na kamenársku výrobu sa využívala obmedzene. V minulosti sa počítalo s povrchovou časťou ložiska na výrobu piesku pre miestnu potrebu a malé stavebné firmy. Urban (1959b) na ložisku vypočítal 2 680 tis. m³ bilančných zásob kat. C₁ a 1 741 tis. m³ bilančných zásob kat. C₂, takže ide o malé ložisko. Po novej klasifikácii po roku 1992 je ložisko od 1. 1. 2005 v evidencii ložísk nevyhradených nerastov.

Malá občasná ťažba sa v minulosti sústreďovala do dvoch lomov, ktoré skončili prevádzku začiatkom 60. rokov 20. stor. Ložisko sa neťaží.

Ložiskový výskyt Hrabovčiek (v súčasnosti neevidované v BZVL SR ani v ELNN)

Ložisko sa nachádza 1 km na SZ od Hrabovčika. Je veľké 300 x 400 m a má priemernú hrúbku 30 m. Buduje ho zlínske súvrstvie vnútornej račianskej jednotky, a to makovickými pieskovcami s vložkami ílovcov. Prevažujú v ňom pieskovce nad ílovcami. Ich pomer pre silnú tektonickú porušenosť a zložitú geologickú stavbu v overených častiach silne kolíše. Priemerný pomer na ložisku je 5,72 : 1. Pieskovce sú jemnozrnné až strednozrnné, nerovnako vápnné a sludnaté. Má sivú, svetlosivú a po zvetraní okrovohnedú farbu. Pieskovcové lavice sú uložené pod sklonom cca 25° na SV. Skryvkou je hlinitokamenitá sutina. Aj so skryvkou je pomer pieskovcov k ílovcom 3,81 : 1.

Surovina, ktorou je stavebný kameň, sa hodnotila podľa STN 72 1512, 72 1513, 72 1514 a 72 1860. Jej základné technologické vlastnosti sú: objemová hmotnosť 2 532 kg/m³, merná hmotnosť 2 650 kg/m³, nasiakavosť 1,75 %, otlk 40 %, pevnosť v tlaku za sucha 105 MPa, po nasiaknutí 80 MPa a po zmrazení 79 MPa. Podľa STN 72 1512 sa surovina zatrieďuje prevažne do skupiny B. Môže sa používať na výrobu kameniva do betónu, drveného kameniva na nespevnené vozovky a na koľajové lôžka, ako kameň do muriva, na stavebné účely a hrubú kamenársku výrobu.

V rámci etáp vyhľadávacieho ložiskového prieskumu sa v roku 1975 v okolí starého lomu odhadovalo 4 mil. m³ prognózných zásob. Neskôr sa to spresnilo na 34 420 tis. m³ nebilančných zásob kat. ABC₁, pričom sa uvádza, že sa v okolí lomu dá vyčleniť plocha s priaznivými geologickými a skryvkovými pomermi s 2 – 3 mil. t kvalitného stavebného kameňa (Varcholová et al., 1975). Lokalita sa zaraďuje medzi ložiskové výskyty.

Lom bol otvorený v roku 1956 a po občasnej ťažbe až do roku 1969 surovinu využívali hlavne stavebné a poľnohospodárske podniky. V súčasnosti je opustený.

Ložiskový výskyt Kečkovce (v súčasnosti neevidovaný v BZVL SR ani v ELNN)

Výskyt sa nachádza cca 2 km na J od obce tesne pri štátnej ceste z Vyšného Orlika do Kečkoviec na ľavej strane potoka Mostovka. Je veľký cca 500 x 300 m a priemerne hrubý 25 m. Ložiskový výskyt pieskovcov je v spodnej časti makovických pieskovcov zlínskeho súvrstvia vnútornej račianskej jednotky. Pieskovce a ílovce súvrstvia sú zastúpené v pomere 1,7 : 1 až 6 : 1, ktorý je pri stavebnom kameni veľmi nepriaznivý. Hrúbka pieskovcových vrstiev je od 10 cm do 8 až 10 m a ílovcových kolíše od 0,2 do 8,6 m. Pieskovce sú kremité, sivé, svetlosivé až modrasté a s kremitým tmelom. Sú lavicovité a ojedinele až masívne. Ílovce tvoria polohy medzi pieskovcovými lavicami. Smer vrstiev je SV – JZ a sklon 6 – 10° na JV. Pieskovcové lavice sú slabé porušené, ale nápadnejšie poruchy sa na ložisku nezistili. Hrúbka povrchovej skryvky je od 0,5 do 4,2 m. Skryvkový pomer je, podobne ako pomer ílovcov a pieskovcov, nepriaznivý.

Základné technologické vlastnosti sú: objemová hmotnosť 2 567 kg/m³, nasiakavosť 1,3 %, otlk 26,5 %, pevnosť v tlaku za sucha 117 MPa a pevnosť v tlaku po nasiaknutí 95 MPa.

Technologická charakteristika a klasifikácia je pre nekomplexnosť výsledkov iba orientačná. Surovina sa využívala pri opravách historických budov Bardejova. Predpokladala sa aj jej vhodnosť na výrobu drveného kameniva do betónu, na koľajové lôžka a na iné stavebné účely. Z hľadiska požiadaviek na fyzikálno-mechanické vlastnosti sa predpokladala vhodnosť suroviny na kamenársku výrobu.

Na základe výpočtu zásob a doplnku (Urban, 1959a) sa na výskyte overilo 3 179 tis. m³ geologických zásob, ale z toho iba 117 tis. m³ bilančných zásob kat. C₂ a 3 061 tis. m³ nebilančných zásob kat. C₂. Preto sa ložiskový výskyt začlenil medzi lokality nevhodné na vybudovanie veľkolomu. V minulosti bola v štyroch malých lomoch občasná ťažba bez technického vybavenia.

Ložiskový výskyt Stročín (v súčasnosti neevidovaný v BZVL SR ani v ELNN)

Ložiskový výskyt sa nachádza pri starom lome cca 1,3 km na S od obce resp. 0,5 km na J od okraja Svidníka a hraničí s intravilánom mesta. Zaberá plochu cca 58 000 m² s priemernou hrúbkou 69,85 m. Drobové a kemité pieskovce budujúce výskyt patria medzi makovické pieskovce zlínskeho súvrstvia vnútornej račianskej jednotky. Smerom do podlažia rastie podiel ílovcov, vo vyšších polohách prevláda pieskovec a tvorí polohy lavicovitej až doskovitej odlučnosti hrubé 0,5 – 4,5 m. Pieskovec je ocelovomodrý, sivomodrý, prevažne jemnozrnný, sludnatý a slabo glaukonitický. Výskyt má pomerne zložitú geologickú a tektonickú stavbu a delí sa na niekoľko blokov s variabilným sklonom vrstiev od 30 do 70° na V. V blokoch je nerovnaký podiel ílovcov. Hrúbka ložiskovej polohy je od 1 m na okraji po 70 m v strednej časti ložiskového výskytu. Pomer pieskovcov a ílovcov na ložisku je 5,97 : 1 a priemerná hrúbka skrývky 2,53 m.

Priemerné technologické vlastnosti suroviny sú: objemová hmotnosť 2 553 kg/m³, nasiakavosť 1,78 %, otlk 37,4 %, pevnosť v tlaku po nasiaknutí 75,2 MPa, pevnosť v tlaku po zmrazení 74,5 MPa, náraz KDR 0,98, SO₃ – 0,19 % a trvanlivosť 1,86 %. Podľa STN 72 1512 pieskovce patria do klasifikačnej triedy C a predpokladá sa ich využiteľnosť na stavebné účely, na prípravu betónu a koľajových lôžok. Podľa STN 72 1800 sú vhodné aj na kamenársku výrobu.

V rámci záverečnej správy (Varcholová et al., 1975) sa vypočítalo 3 346 tis. m³ bilančných zásob v kat. C₂, ktoré sa v doplnku 1 preradili do prognózných zásob kat. D. Lokalita sa pokladá za ložiskový výskyt. Surovina sa v súčasnosti neťaží.

Ložisko Šandal (v súčasnosti neevidované v BZVL SR ani v ELNN)

Ložisko je v katastrálnom území obce 2,4 km sz. smerom v priestore kóty Baňa (526 m n. m.). Má plochu cca 58 000 m² a priemerná hrúbka suroviny je cca 20,6 m. Geologickú stavbu ložiska tvoria paleogénne a kvartérne sedimenty. Paleogénne sú zastúpené pieskovcovo-ílovcovými vrstvami zlínskeho súvrstvia vnútornej račianskej jednotky, v ktorých pieskovce prevládajú nad ílovcami. Pieskovec je sivý až modrosivý, jemnozrnný až strednozrnný, ojediniele aj hrubozrnný. Pieskovcové vrstvy (makovické pieskovce) sú hrubé 5 – 200 cm a podiel pieskovcov k ílovcom je 5 : 1 až 10 : 1. Generálny sklon vrstiev je 10° na V a JV. Tektonicky je ložisko značne porušené. Hrúbka jeho skrývky je okolo 0,3 m. Horniny sú na povrchu značne zvetrané až do hĺbky 15 m.

Podľa STN 72 1512 pevné pieskovce technologicky patria do skupiny C. Základné technologické parametre sú: objemová hmotnosť 2 280 kg/m³, nasiakavosť 3,1 %, pevnosť v tlaku na sucho 95 MPa, po nasiaknutí 80 MPa a po zmrazení 60 MPa. Zvetrané polohy vrchnej časti ložiska sa môžu využívať na výrobu malty a omietky (hornina je rozpadnutá takmer na piesok). Pevná hornina je vhodná na výrobu betónu ako drvené kamenivo i ako lomový kameň.

Podľa výpočtu zásob (Pisarčík et al., 1991) má ložisko 454 tis. m³ bilančných zásob kat. C₁ a 708 tis. m³ bilančných zásob kat. C₂. Podľa klasifikácie ide o malé ložisko. Pre miestnu potrebu sa ťažilo ešte v 90. rokoch 20. stor. v jednoetážovom lome. Lom je už opustený.

Štrkopiesky a piesky

V mapovanom regióne sa malé ložiská a ťažené výskyty štrkopiesku a piesku vyskytovali v kvartérnych sedimentoch väčších riek a v ich prítokoch. Pozdĺž Ondavy ide o štrkoviská pri Svidníku, Stročíne, Stropkove a Breznici. V náplavoch Tople sa ťažil štrkopiesok a piesok pri Komárove, Kurime, Porúbke, Harhaji, Vyšnom Kručove, Kalništi a Lužanoch (Zorkovský in Matějka et al., 1964b). Tie sa ťažili iba niekedy, neboli predmetom ložiskového prieskumu a často boli opustené už v minulosti. Výnimkou je územie na J od Stropkova, kde sa ložiskový prieskum vykonal koncom 50. rokov 20. stor.

Ložisko Stropkov – Breznica (v súčasnosti neevidované v BZVL SR ani v ELNN)

V území Stropkov – Breznica bolo v minulosti niekoľko ťažených samostatných štrkovísk, čo po zhodnotení umožnilo vyčleniť ložiskové územie dlhé 3,5 km, široké 0,5 km a hrubé cca 3 – 7 m. Výpočtom (Hatala a Jaroš,

1958) sa overilo 1 282 tis. m³ a 449 tis. m³ zásob kat. C₁ a 771 tis. m³ zásob kat. C₂. Podľa toho ide o malé neťažené ložisko.

V súčasnosti v regióne nie je ani jedno evidované ložisko štrkopiesku.

Ložisko Giraltovce I (v súčasnosti neevidované v BZVL SR ani v ELNN)

Ložisko piesku je v intraviláne na sv. okraji mesta vo výške 215 – 255 m n. m. Geologicky ho budujú paleogénne a kvartérne horniny. Ložisko má približne obdĺžnikový tvar, maximálnu dĺžku 360 m a maximálnu šírku 300 m. Medzi kvartérne sedimenty patria spravidla silne piesčité, miestami aj kamenité deluviálne hliny. Ložiskovou výplňou sú rozpadavé silne zvetrané pieskovce strihovského súvrstvia krynickej jednotky s overenou hrúbkou 10,2 m. Pieskovce sú prevažne jemnozrnné až strednozrnné, sludnaté, kremité a s vyšším obsahom karbonátov. Strihovské pieskovce obsahujú ílovcové vločky hrubé 1 až 10 cm. Vrstvy majú smer SZ – JV a sklon od 30 do 70° na SV. Paleogénne sedimenty ložiska sú porušené vrásovou aj zlomovou tektonikou. Skrývkou je ornica a hlinitiesčítá, miestami aj kamenitá poloha hrubá až 1,1 m.

Najdôležitejšie priemerné technologické parametre sú: odplaviteľné častice 23,5 %, humusovitost A – B, hlinené hrudky 23,4 %, hydrofilnosť 0,85, voľná sytná hmotnosť 1 416 kg/m³. Podľa STN 72 1512/92 je piesok vhodný na stavebné účely v triede D s výnimkou požiadavky na odplaviteľné častice, na prípravu malty a ako násypový materiál. Sprievodné suroviny na ložisku nie sú.

Výpočtom zásob (Hrinko et al., 1992) sa na ložisku zistilo 3 658 tis. m³ bilančných zásob kat. C₁ a 2 047 tis. m³ kat. C₂. Podľa množstva suroviny ide o veľké ložisko. Ťažba v 80. a 90. rokoch 20. stor. bola príležitostná. Piesok sa ako surovina využíval najmä pri individuálnej miestnej výstavbe. Ročná ťažba bola okolo 1 tis. m³.

ENERGETICKÉ SUROVINY

Energetické suroviny sa v opisovanom území vyskytujú iba zriedka a zastupujú ich ojedinelé výskyty ropy a prejavu zemného plynu, veľmi sporadicky aj alochtónneho uhlia.

Ropa a zemný plyn

Výskyt Zborov (v súčasnosti neevidovaný v BZVL SR ani v ELNN)

Starší výskyt sa nachádza na V od obce pri potoku Rakovec, kde sa v rokoch 1905 – 1908 a 1908 – 1910 hĺbili dva vrty (Zborov I-Marta, Zborov II-Otto; Matějka, 1946). Je v antiklinále belovežského súvrstvia vnútorného pásma račianskej jednotky magurského príkrovu blízko styku s grybouskou jednotkou smilnianskeho tektonického okna. V obidvoch vrtoch sa najprv zistili výrony plynu v hĺbke 76 až 260 m a v hĺbke 390 a 430 m i erupcie plynu sprevádzané aj stopami ropy (Matějka et al., 1964b).

VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY

Grybowska jednotka

1. Smilno – okolie kóty Kremienka (475 m n. m.) cca 1 km na VJV od obce: vrchné smilnianske (menilitové) vrstvy smilnianskeho súvrstvia (61)

V opustených lomoch a ťažobných jamách vystupujú na povrch tenké, miestami deformované vrstvy menilitových rohovcov a tmavých kremítých ílovcov. Ílovce sú v prevahe voči rohovcom, ktoré tvoria vrstvy hrubé prevažne do 10 – 20 cm. Ílovce sú tvrdé, tmavosivé až čierne a na ich mineralogickom zložení sa zúčastňuje najmä kremeň, v hojnej miere slúda (hlavne muskovit) a chlorit, v malom množstve kalcit, plagioklas a organická hmota. Menilitové rohovce sú asfaltovočierne so sklovitým leskom a lastúrnatým lomom. Tvoria ich kryptokryštalická základná hmota, v ktorej sú rozptýlené klastické zrná kremeňa, kalcitu, pyritu a oxidov Fe. Základnou hmotou je mozaika kryptokryštalického kremeňa a pravdepodobne opálovo-chalcedónová kryptokryštalická hmota nasýtená koloidnou organickou hmotou s limonitom (goethitom). Na menilitových rohovcoch a ílovcoch býva často povlak a substancie oranžovej až žltej farby vznikajúce rozkladom pyritu a Fe oxidov.

2. Cigla – zárez potoka jz. a s. od kóty Úboč (441 m n. m.), grybowska jednotka

V odkryvoch na dne a vo svahoch potoka sú lokálne odkryté fácie všetkých súvrství grybowskej jednotky. Na S a SZ od kóty Úboč sú na báze dvoch tektonických šupín tenko až stredne zvrstvené pieskovce a ílovce (miestami aj pelokarbonáty) podsmilnianskeho súvrstvia (65). Tie sa do nadložia pozvoľne vyvíjajú do facií spodných smilnianskych vrstiev, v ktorých dominujú hrubé vrstvy tmavých vápnitých ílovcov a slieňovcov (64) s polohami svetlých kremenných klivských pieskovcov (62). Na ZJZ od kóty Úboč je na dne potoka odkrytý pozvoľný priechod z vrchných smilnianskych (menilitových) vrstiev (61) do drobnorytmického flyšu (60) krosnianskeho súvrstvia.

Račianska jednotka

3. Mrázovce – zárez potoka na JZ od obce, belovežské súvrstvie

V záreze potoka je relatívne veľmi dobre odkrytý vyše 220 m hrubý sled vrstiev naprieč belovežským súvrstvom vnútornej račianskej jednotky magurského príkrovu. Súvrstvie je súčasťou muchovohorského šupinového pásma (štruktúra R/10; príl. 1). Predstavuje nahor sa zjemňujúcu a stenčujúcu sukcesiu klastík. V spodnej časti sledu je typový profil mrázovských vrstiev (51) belovežského súvrstvia, ktoré zastupuje pieskovcovo-zlepencová a flyšová fácia. Vrchnú časť profilu tvoria veľmi tenké až tenké vrstvy jemnozrnných pieskovcov a ílovcov drobnorytmického flyšu (50) s polohami pestrých (červenohnedých a zelených) ílovcov (50a).

4. Vyšný Orlík – opustený lom na ľavej strane údolia potoka Mostovka cca 1,5 km na S od obce, makovické pieskovce (obr. 11)

V opustenom lome sú odkryté makovické pieskovce (49) zlínskeho súvrstvia vnútornej račianskej jednotky. V profile sa striedajú gradované a stratifikované vrstvy strednozrnného až jemnozrnného pieskovca (resp. prachovca) s tenkými až stredne hrubými, miestami až veľmi hrubými vrstvami vápnitého ílovca sivozelenej farby zlínskeho litotypu. Hrúbka vrstiev je laterálne stála. Pieskovce sú vnútorne dobre organizované, so zachovanými Boumovými intervalmi (Ta – Te) v rozličnej vertikálnej kombinácii. Lamináciu pieskovcov zvýrazňuje klastická slúda a rastlinná sečka. Na bazálnych vrstvových pieskovcových plochách sú hojné prúdové, ako aj vlečné stopy poukazujúce na smer toku gravitačných prúdov generálne z V na Z. Pozorované litofácie sedimentovali v distálnej časti podmorského vejára, ktorý má v tejto časti niekoľko na seba uložených lalokov.

Bystrická jednotka

5. Beloveža – zárez štátnej cesty cca 150 m na JZ od obce, typová lokalita belovežského súvrstvia (obr. 24e)

V odkryve vedľa štátnej cesty sú deformované vrstvy drobnorytmického flyšu belovežského súvrstvia. Ide o lokalitu, ktorá je typovým profilom belovežského súvrstvia. Ako prvý ju opísal a súvrstvie (resp. vrstvy) zadefinoval Paul (1869). Prevažne tenkovrstvovité až veľmi tenkovrstvovité pieskovce, prachovce a ílovcy tvoria vrstvy majúce povahu distálnych turbiditov s vnútornou štruktúrnou kompozíciou Tc(d)e, Tbc(d)e a Tde. V odkryve možno vidieť šikmú až prevrátenú zavretú antiklinálu späť s násunom belovežského súvrstvia bystrickej jednotky na malcovské súvrstvie vnútornej račianskej jednotky na SSV.

6. Kručov – opustený lom cca 700 na SZ od kostola v obci, drobové pieskovce a zlepenca zlínskeho súvrstvia bystrickej jednotky (35b)

V lome sú odkryté veľmi hrubé vrstvy gradovaných jemnozrnných zlepenčov až hrubozrnných pieskovcov alebo gradovaných veľmi hrubozrnných až strednozrnných pieskovcov. Pieskovce sú zvyčajne zle vytriedené, v spodnej časti vrstiev s rozptýlenými obličkami prevažne dobre zaobleného kremeňa a intraklastmi ílovcov. Vrchné časti vrstiev sú zvyčajne výrazne paralelne laminované (Tb) s hojnou rastlinnou sečkou a detritickou svetlou sludou. Miestami sa vyskytujú tenké vrstvy prachových sivozelených ílovcov. Pieskovce klasifikujeme ako arkózové arenity, subarkózy a sublitarenity. Tvorí ich kremeň, silicity, Na-Ca živce a K živce. Z úlomkov hornín sú dominantné karbonáty a miestami sa vyskytujú aj granitoidy, metamorfity a vulkanity. Z ostatných zložiek je zastúpený muskovit a biotit. Bežná je základná hmota alebo vápenatý cement. Na bazálnych vrstvových plochách sú zachované prúdové a vlečné stopy indikujúce paleoprúdenie z JV na SZ.

Krynická jednotka

7. zárez potoka Topoľa cca 1,2 km na ZSZ od Poľnohospodárskeho družstva Dukovce, zlepenca s exotickými obličkami (29) strihovského súvrstvia

V odkryvoch na dne potoka vystupujú polymiktné zlepenca s obličkami exotických hornín tvoriace horizont hrubý do 20 – 30 m. Mišík et al. (1991a) z tejto fácie opisuje sivohnedasté až svetlosivé vápence s hojnými bioklastmi najmä ostrakód, schránky foraminifer (stredný trias), jurské kremité vápence s rohovcami, zelenkavosivasté kremité rádioláriové vápence, biomikrity dogersko-malmského veku a senónske hnedosivé vápence. Podľa Mišíka et al. (l. c.) je zdrojovou oblasťou strihovského súvrstvia už nejestvujúca juhomagurská kordiléra.

Kvartér

8. Nárazový breh meandra Tople pri starom mlyne v obci Kurima, vrchnopleistocénne (würm) terasové štrky a sprašové hliny

Ide o cca 300 m dlhý a v priemere 4 – 6 m vysoký prirodzený odkryv fluvialnej piesčitoštrkovej dnovej akumulácie Tople v pozícii nízkej terasy s pokryvom sprašovej hliny.

V nárazovom brehu rozsiahleho meandra pravobrežia Tople je odkrytá vrstva piesčitých štrkov vrchnej časti dnovej akumulácie. Ide o vrstvy strednozrnného až hrubozrnného semioválne nezvetraného štrku (\varnothing 2 – 8 cm) petrograficky zloženého z rozličných pieskovcových druhov. Medzištrkovú hmotu tvorí strednozrnný piesok. Piesčité štrky dnovej akumulácie vystupujú do výšky 1,5 – 2 m nad strednú hladinu toku a iba v okrajovej (ľavej) časti profilu je ich povrch vo výške do 1 m nad hladinou. Na týchto piesčitých štrkoch diskordantne ležia eolicko-deluviálne sprašové hliny hrubé 2 – 4 m. Na báze sprašových hĺn je vo väčšej časti profilu tenkolaminovaný splach v striedaní pieskov a hĺn. Ich nadložie tvorí vrstva žltohnedej hliny hrubá do 30 cm prechádzajúca do cca 0,3 m hrubej vrstvy fosílny pody PK-1 interštadiálu W2 – W3. V nadloží fosílny pody je poloha cca 3 m hrubej nevápnytej sprašovej hliny s občasným intraformačným splachom obsahujúcim drobné pieskovcové a ílovcové úlomky.

V ľavej časti profilu je zhruba v dĺžke 30 m odkrytá mladšia úroveň povrchu dnovej akumulácie (neskorý würm) s maximálnou výškou 1 m. V sprašovej hline pokrývajúcej túto úroveň štrkov horizont fosílny pody absentuje na úkor vyššieho počtu vrstiev intraformačného splachu.

9. Mestisko – mladšie strednopleistocénne štrky (mladší ris) s pokryvom spraší a piesčitých spraší

Do 15 m dlhý a cca 8 m vysoký prirodzený odkryv fluvialnej piesčitoštrkovej akumulácie nižšej strednej terasy Ondavy s pokryvom spraší je na pravobreží toku bezprostredne na Z od Stročina. Bázu piesčitých štrkov terasy zastupuje opadnutá nadložná spraš. Podľa analógov z iných častí územia je cca 1,5 – 2 m nad strednou hladinou toku. Hrúbka vrstiev piesčitého štrku na lokalite sa odhaduje na 3,5 m. Štrky sú prevažne strednozrnné, semioválne so zachovaným plochým tvarom pôvodných vrstiev. Petrograficky sa skladajú iba z navetraných pieskovcov. Piesčitý matrix je strednozrnný.

V nadloží fluvialnej fácie sú telesá vápнитých spraší hrubé do 5 m s občasným prechodom prachu do jemnozrnného piesku. Piesčité polohy selektívne vyvetrávajú a v sprašových stenách tvoria pozdĺžne konkávne tvary. Spraše si zachovávajú stĺpovitú odlučnosť a býva v nich aj typická malakofauna. Fosílny pôdny komplex na odkryve nie je. V odpadovej sutine sa vyskytujú vápnité konkrécie rozličného tvaru.

Povrch spraší je poznačený prítomnosťou splachu, ktorý sa prejavuje tenkými laminami sivej, okrovej až hrdzavej farby.

10. Miňovce – štátna cesta cca 600 m s. od obce, aktívny zosuv

V úseku dlhom cca 200 m smerom na S od križovatky s odbočkou na Nižnú a Vyšnú Olšavu je veľký plošný zosuv (3,43 ha), ktorý sa aktivoval počas výdatných zrážok v máji a júni 2010 a spôsobil obrovské materiálne škody. Okrem úplne zničeného úseku cesty I. triedy medzinárodného významu bol zničený aj vysokotlakový plynovod. Medzi hlavné príčiny aktivácie časti staršieho potenciálneho zosuvu okrem extrémnych zrážok bola aj bočná erózia Ondavy a celoplošné odlesnenie svahu (holorub) nad cestou.

11. Cernina – 400 m na SZ od kóty Široká hora (573 m n. m.) na S od obce, pseudokrasová jaskyňa Líščie diery

Pseudokrasová lokalita Líščie diery je v k. ú. Cerniny cca 400 m sz. od kóty Široká hora (573 m n. m.) vo východnom svahu ostro zarezanej doliny, ktorou preteká potok. Erdös a Fodor (1980) tu zaregistrovali jaskyňu Líščie diery (Líščie diery I) a priepasť Líščie diery (Líščie diery II). Jaskyňa Líščie diery I bola zameraná až neskôr. Je dlhá cca 10 m a tvorí ju výrazný portál vysoký cca 1 m (Hochmuth, 1998). Podľa autora (l. c.) je v blízkom okolí ešte niekoľko „dier“ pod hranicou kritéria jaskyne. Priepasť Líščie diery II sa nenašla a je možné, že zanikla alebo prirodzene (zával), alebo pri rozširovaní lesnej cesty.

Časť doliny leží na zlome Širokej hory, čo spôsobilo zvýšenú intenzitu eróznej činnosti potoka vo flyšových sedimentoch podložného belovežského súvrstvia. Hrubšie mierne sklonené vrstvy nadložných makovických pieskovcov porušilo množstvo systematických puklín, a preto sa rozpadávajú a potom kĺžu po „plastickom“ podloží.

Lokalita Líščie diery je jedinou známou lokalitou svojho druhu v Nízkych Beskydách a zaslúži si zvýšenú pozornosť odbornej, ale aj laickej verejnosti zaoberajúcej sa pseudokrasom.

Minerálne pramene

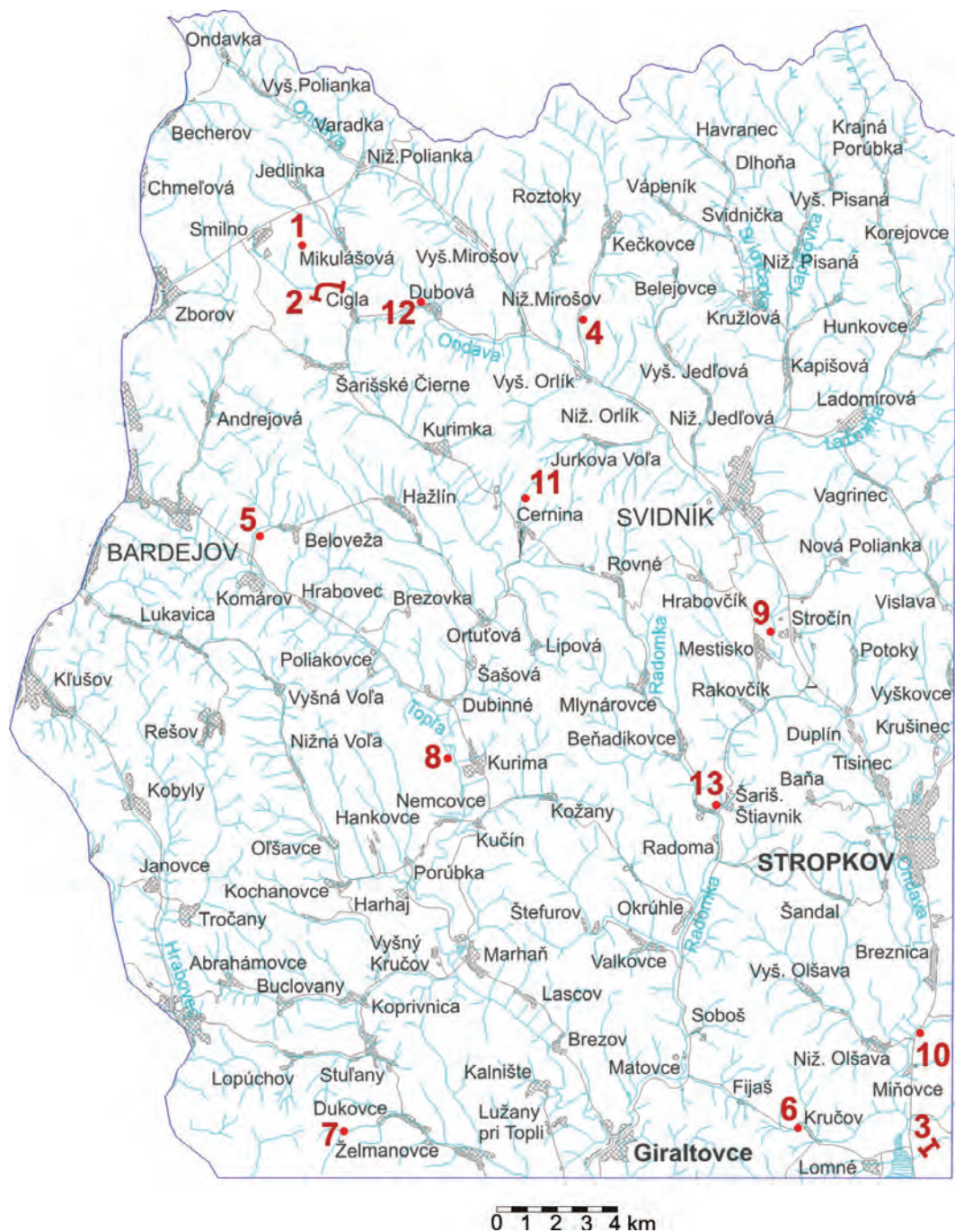
12. minerálny prameň v obci Dubová (BV-28)

Prameň minerálnej vody je vpravo od štátnej cesty Dubová – Cigla a vedie k nemu poľná spevnená cesta v dĺžke cca 150 m. Prameň je prekrytý pultovou strieškou. Minerálna voda je v okolí známa a občania ju využívajú často. Má chuť málo slanej kyselky. Minerálne vody z oblasti smilnianskeho tektonického okna (okrem Dubovej aj na Z od Mikulášovej) sa vyskytujú alebo na križovaní významných tektonických štruktúr (násunových línií a priečných zlomov generálne sv.-jz. smeru) alebo blízko neho. Vznikajú pravdepodobne miešaním meteorickej vody so sedimentačnými vodami morského pôvodu. Majú relatívne vysoký obsah chloridov, ale aj bromidov a jodidov. Typ chemického zloženia je Na-Cl-HCO₃.

13. Šarišský Štiavnik – minerálne pramene a bývalé kúpele v obci

Vo výverovej oblasti Šarišský Štiavnik – Radoma je päť výverov (Malatinský, 1972), a to Štava, Sírný I, Sírný II (Šarišský Štiavnik), Kyselka na lúke a Pod cestou (Radoma). Viazu sa na šariškoštiavnický zlom, ktorý v tomto území prebieha údolím Radomky.

O prameňoch minerálnej vody v Šarišskom Štiavniku sú písomné správy už z 19. stor.. Wachtel (1859) odtiaľ opísal tri pramene situované v slatinnej pôde blízko obce. Podľa neho (l. c.) možno predpokladať, že pramene boli známe dávno pred rokom 1859 (podľa niektorých zdrojov už v roku 1683) a voda z nich sa využívala na pitie a kúpanie pri liečbe reumy, hepatitídy, žalúdočných ochorení a porúch krvného obrazu. Na terapeutické účely sa využívalo aj bahno. Po druhej svetovej vojne prešli kúpele rekonštrukciou. Postupne sa realizovali prieskumné vrty (hlavne v 70. a 80. rokoch 20. stor.) a vyviedli na povrch ďalšie pramene vody. Ich výdatnosť nebola dostatočná a to viedlo k postupnému zániku kúpeľníctva v tejto oblasti.



Obr. 48. Lokalizácia významných geologických lokalít regiónu (zostavil Kováčik).

ZÁVER

Geologická mapa Nízkych Beskyd-západná časť v mierke 1 : 50 000 (Kováčik et al., 2011c) a vysvetlivky k nej (táto publikácia) poskytujú ucelený obraz o geologickej stavbe a vývoji mapovaného regiónu. V rámci projektu Geologická mapa regiónu Nízke Beskydy-západná časť v mierke 1 : 50 000 sme v rokoch 2006 až 2011 zhromaždili a komplexne zhodnotili množstvo nových geologických informácií, pričom sme brali do úvahy aj výsledky starších geologických prác. Na základe nového detailného geologického mapovania v mierke 1 : 25 000 (Kováčik et al., 2008a, 2010) a s využitím špeciálneho výskumu (štruktúrno-geologického, litofaciálneho, sedimentologického, biostratigrafického a mineralogicko-petrografického), ako aj laboratórnych prác sa zhodnotilo územie s rozlohou 1 015 km².

Na geologickej stavbe regiónu sa zúčastňujú jednotky flyšového pásma Vonkajších Západných Karpát, na ktorých sú eróziívne a diskordantne uložené kvartérne sedimenty. Flyšové pásmo v skúmanom území zastupuje magurský príkrov a grybowskiá jednotka. Magurský príkrov sa skladá z niekoľkých čiastkových tektonicko-litofaciálnych násunových jednotiek (vonkajšej a vnútornej račianskej, bystrickej a krynickej jednotky). Pre každú z nich je charakteristická vlastná litostratigrafia a tektonika. Litologickou náplňou týchto jednotiek sú prevažne siliciklastické hlbokovodné sedimenty mladokriedového až oligocénneho veku.

Dosiahnuté výsledky možno zhrnúť do nasledujúcich bodov:

1. Definícia nových a redefinícia už známych litostratigrafických jednotiek.

Spodná časť belovežského súvrstvia račianskej jednotky sa definovala ako mrázovské vrstvy s typovým profilom jz. od Mrázoviec. Menilitové súvrstvie vnútornej račianskej aj krynickej jednotky sa redefinovalo na menilitové vrstvy, ktoré sú súčasťou malcovského súvrstvia a sú v ňom vyvinuté vo viacerých úrovniach ako nižšia litostratigrafická jednotka. Za súčasť malcovského súvrstvia považujeme aj globigerinové slieňovce. Lupkovské súvrstvie vnútornej račianskej jednotky sa redefinovalo na kurimské súvrstvie so stratigrafickým rozsahom mladšia krieda – starší eocén.

2. Detailnejšie faciálne členenie litostratigrafických jednotiek.

Prakticky každé súvrstvie sa v porovnaní so staršími geologickými mapami (napr. Nemčok, 1990) faciálne detailnejšie rozčlenilo, fácie sa podrobne litologicky, sedimentologicky, mineralogicko-petrograficky charakterizovali, a pokiaľ to bolo možné, stanovil sa ich stratigrafický rozsah.

3. Nové poznatky o sedimentológii.

V rámci sedimentologického výskumu sa dôraz položil na presný opis litofácií (sensu Bouma, 1962; Lowe, 1982; Pickering et al., 1986) a interpretáciu depozičných procesov. V niektorých prípadoch sa definovali litofaciálne asociácie a depozičné prostredia, v ktorých litofácie vznikali. Na základe analýzy orientovaných sedimentárnych textúr na bazálnych vrstvových plochách pieskovcov sa získali aj nové poznatky o paleoprúdeň v magurskom bazéne (napr. v makovických pieskovcoch; Kováčik et al., 2009b).

4. Nové poznatky o proveniencii.

Analýzou ťažkých minerálov separovaných z pieskovcov a zlepcov magurskej jednotky sa stanovili zdrojové horniny a predpokladaná znosová oblasť (napr. Bónová et al., 2009a, b, 2010a, b). Východiskom bolo detailné geochemické štúdium granátov, turmalínov, spinelov, katódoluminiscencia zirkónov a mikrobiofaciálne štúdium karbonátov z exotických obliakov (zlepence strihovského súvrstvia). Populácia granátov a minerálov skupiny turmalínu v skúmaných sedimentoch indikuje predovšetkým metamorfny (metasedimentárny) zdroj a katódoluminiscenčné štúdium zirkónov potvrdilo významný prínos materiálu primárneho magmatického pôvodu.

5. Nové poznatky o biostratigrafii.

Biostratigrafický výskum sa vykonal hlavne analýzou nanoplanktónu a foraminifer. Jeho výsledky sa využili pri stanovovaní veku vyčlenených litostratigrafických jednotiek (resp. facií). Išlo napr. o zaradenie stratigrafického rozsahu najmladších častí výplne magurského bazéna (malcovské súvrstvie) do staršieho až mladšieho oligocénu (zóna NP-24), pomerne spoľahlivé určenie hranice medzi belovežským a zlínskym súvrstvím v zóne NP-16 (stredný eocén), pokračovanie sedimentácie zlínskeho súvrstvia vonkajšej račianskej jednotky do staršieho oligocénu (NP-22 až NP-23), strednoeocénny až mladoeocénny vek podsmilnianskeho súvrstvia a i.

6. Nové poznatky o kvartérnom pokryve.

Detailné faciálne a stratigrafické členenie kvartérneho pokryvu sa odráža v pestrejšom kartografickom zobrazení vyčlenených facií na väčšej ploche. Kvartérne sedimenty pokrývajú takmer celé študované územie, ale väčšinou ide o geneticky a typologicky monotónne akumulácie. V regióne sa zachovali strednopleistocénne až recentné akumulčné formy.

7. Nové poznatky o tektonike.

Zvýraznila sa vrásovo-šupinová stavba flyšového pásma v skúmanom území. Jednotlivé tektonicko-litofaciálne jednotky sa detailne hierarchicky rozčlenili na štruktúry nižšieho radu (šupiny, synklinály a antiklinály, synklinálne a antiklinálne pásma, synklinoriá a antiklinoriá) a každá z nich sa opísala samostatne. Toto hierarchické členenie precízne zobrazuje štruktúrno-tektonická schéma v mierke 1 : 100 000 (príl. 1). Na základe údajov získaných štruktúrno-geologickým výskumom na vybraných odkryvoch a profiloch sa klasifikovali vrásy, zlomy a pukliny a interpretovala sa ich genéza (napr. Bóna et al., 2009a). Získali sa aj nové poznatky o neotektonike skúmaného územia (väzba penovcov na neotektonicky aktivované štruktúry, napr. Bóna et al., 2009b).

8. Súhrnne spracované poznatky o geofyzikálnej charakteristike regiónu.

Na základe starších (archívnych) údajov (magnetometria, gravimetria, seizmika, prírodná rádioaktivita) sa komplexne prehodnotil geofyzikálny charakter územia. Vytvorila sa mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií (najmä interpretácie tiažových, magnetických a gamaspektrometrických meraní) a digitálny model reliéfu (potvrdil sa vplyv zlomov na formovanie reliéfu).

9. Súhrnne spracované poznatky o nerastných surovinách regiónu.

Z hľadiska výskytu ložísk nerastných surovín v Slovenskej republike patrí skúmaný región medzi najchudobnejšie. Známe sú iba ojedinelé malé ložiská a výskyty predovšetkým nerudných surovín. Ide o tehliarske suroviny, stavebný kameň, štrkopiesok a piesok. Energetické suroviny sa v území vyskytujú iba zriedka, zastupujú ich ojedinelé výskyty ropy a zemného plynu, veľmi sporadicky aj alochtónneho uhlia.

10. Súhrnne spracované poznatky o hydrogeológii regiónu.

V hodnotenom území sa vyčlenili dva významné hydrogeologické celky s rozdielnymi hydrofyzikálnymi vlastnosťami horninového prostredia a s rozdielnym obehom podzemnej vody: hydrogeologický celok sedimentov flyšového pásma s puklinovou priepustnosťou a hydrogeologický celok sedimentov kvartéru s medzizrnovou priepustnosťou. Charakterizovali a porovnali sa aj hydraulické vlastnosti hornín. V Nízkych Beskýdách je rad výskytov minerálnych vôd, ktoré sa podľa tvorby chemického zloženia rozdelili na vody s petrogénnou mineralizáciou a vody sformované miešaním vôd s petrogénnou a thalaso-génnou mineralizáciou. Podľa obsahu rozpustených plynov vo vode sa v území vyskytujú uhličité a sulfánové vody.

11. Súhrnne spracované poznatky o geofaktoroch životného prostredia regiónu.

Definovali sa geopotenciály a geobariéry regiónu. Medzi najvýznamnejšie geopotenciály patrí zásoba podzemnej vody, územia vhodné na skládky komunálneho odpadu a v menšej miere aj ložiská nerastných surovín. Za geopotenciály sa dajú pokladať aj niektoré pôdne typy v aluviálnych nivách Tople a Ondavy. Medzi najvýznamnejšie geobariéry regiónu patria svahové deformácie, ryhová (výmoľová) erózia, neotektonické poruchy, seizmicita, inundácie, skládky komunálneho a iného odpadu (environmentálne záťaž). Najvýznamnejším geodynamickým fenoménom sú svahové deformácie spolu s ryhovou eróziou. Pomerne veľa environmentálnych záťaží predstavuje riziko pre ľudské zdravie, ale aj horninové prostredie, podzemnú vodu a pôdu.

12. Opis významných geologických lokalít regiónu.

Spolu bolo opísaných 13 lokalít. Proporcionálne sú zastúpené vo vyčlenených tektonicko-litofaciálnych jednotkách, kvartérnom pokryve, ako aj v oblastiach so známymi minerálnymi prameňmi.

Množstvo získaných informácií a poznatkov o geologickej stavbe regiónu zároveň nastolilo aj nové otázky, úlohy a problémy, ktoré poukazujú na nevyhnutnosť pokračovať v ďalšom výskume v samotnom študovanom území (nadstavbové projekty na riešenie čiastkových otázok týkajúcich sa sedimentologického, štruktúrno-geologického, biostratigrafického a mineralogicko-petrografického výskumu flyšových sedimentov) alebo v regiónoch, ktoré s ním bezprostredne susedia. Z tohto pohľadu pokladáme za nevyhnutné pokračovať v mapovaní a výskume magurskej jednotky smerom na Z a SZ do oblasti Čergova, západnej časti Ondavskej vrchoviny a Busova. Dôležitou úlohou do budúcnosti je aj riešenie vzťahu magurského príkrovu voči susedným jednotkám – bradlovému pásmu a duklianskej jednotke.

LITERATÚRA

A

- ADAMOVSÁ, V., HAVELKOVÁ, V., JIHLAVEC, F., MOŘKOVSKÝ, M., NEČAS, V., & SOUKENÍK, K., 1977: Správa o reflexno-seizmickom prieskume vo východoslovenskom flyši a centrálnokarpatskom paleogéne. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 62 s.
- ADAMOVSÝ, L., JARÝ, J., MOŘKOVSKÝ, M., NOVÁK, J., PETRÍK, A., & SOUKENÍK, K., 1972a: Zpráva o refrakčne seismickém průzkumu východoslovenského flyše. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 46 s.
- ADAMOVSÝ, L., JARÝ, J., JIHLAVEC, F., KADLEČÍK, J., MOŘKOVSKÝ, M., NOVÁK, J., PETRÍK, A., & SOUKENÍK, K., 1972b: Zpráva o refrakčne seismickém průzkumu východoslovenského flyše, profily RS-1, R/72, 4/72. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 51 s.
- ADDA, K. von, 1900: Geologische Aufnahmen im Interesse von Petroleum-Schürfungen im nördlichen Teile des Comitatus Zemplen, in Ungarn. *Mitt. Jb. Ung. geol. Anst.*, 12, 264 – 320.
- ALASONATI-TAŠÁROVÁ, Z., AFONSO, J. C., BIELIK, M., GÖTZE, H. J., & HÓK, J., 2009: The lithospheric structure of the Western Carpathian–Pannonian Basin based on the CELEBRATION 2000 seismic experiment and gravity modelling. *Tectonophysics*, 475, 454 – 469.
- ANDRUSOV, D., 1965: Geológia československých Karpát, zv. III. *Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied*, 392 s.
- ANDRUSOV, D., & MARTÍNY, E., 1961: Menilitové rohovce Karpát (kritická poznámka). *Geol. Sbor.*, XII, 2, 159 – 164.
- AUBRECHT, R., & SÝKORA, M., 2004: Jurassic-Cretaceous Evolution of the Czorsztyn Unit (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians): New Aspects. *Geolines*, 17, 15 – 16.

B

- BAČO, P., KRIZÁNI, I., & BALÁŽ, B., 1999: Distribúcia zlata vo východoslovenskom regióne z pohľadu šlichovej prospekcie. *Bratislava, Miner. Slov.*, 31, 193 – 198.
- BAČO, P., REPČIAK, M., & DZURENDA, Š., 2004: Reinterpretácia šlichového prieskumu na území Slovenska – Atlas ťažkých minerálov. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 62 s.
- BAČO, P., BAČOVÁ, N., BAKOŠ, F., FODOROVÁ, V., DERCO, J., DZURENDA, Š., HRICOVÁ, M., HVOŽDARA, P., KOVANIČOVÁ, L., KRIZÁNI, I., LUČIVJANSKY, P., ONDÍKOVÁ, H., REPČIAK, M., & SMOLKA, J., 2004a: Reinterpretácia šlichového prieskumu na území Slovenska: Regionálny geologický výskum. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 119 s.
- BAČOVÁ, N., 2006: Vertikálna hydrogeochemická zonálnosť vo flyšovom pásme Karpát a jej odraz vo výskytoch minerálnych vôd východného Slovenska. In: *Rubin, H., & Kowalczyk, A. (ed.): Zbor. príspevkov na X. medzinárodnej vedeckej konferencii – HYDROGEOCHEMIA '06 (Sosnowiec, 23. – 24. jún 2006) – na CD nosiči.*
- BAČOVÁ, N., 2009: Význam grafickej analýzy hydrogeochemických dát pri interpretácii pôvodu minerálnych vôd flyšového pásma a predhľbne Západných Karpát. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 41, 225 – 242.
- BAČOVÁ, N., 2011: Makrochemické zloženie minerálnych vôd východoslovenského úseku flyšového pásma Západných Karpát. *Bratislava, Miner. Slov.*, 43, 147 – 156.
- BAJO, I., & CIBULKA, L., 1985: Nízke Beskydy – oblasť Stropkov – Svidník, južné a juhozápadné svahy, vyhľadávací HGP pre zabezpečenie zásob podzemných vôd, 1978 – 1985. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 159 s.

- BAJO, I., CIBULKA, L., & SZABOVÁ, A., 1987: Nízke Beskydy – oblasť Zborov, vyhľadávací HGP. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 185 s.
- BAJTOŠ, P., 2000: Šarišský Štiavnik – hydrodynamická skúška prírodného zdroja minerálnej vody Štávica, podrobný HGP. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 22 s.
- BAŇACKÝ, V., HALOUZKA, R., HORNÍŠ, J., KERNÁTS, G., MAGLAY, J., & PRISTAŠ, J., 1993: Geodynamický vývoj územia Slovenska počas kvartéru. In: *Rakús, M., & Vozár, J. (eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Konf., Symp., Sem. Bratislava, GÚDŠ, Vyd. D. Štúra*, 239 – 242.
- BARABAS, D., 2000: Erózia, ako dôsledok intenzívneho využívania krajiny. In: *Jančura, P. (ed.): Krajina, človek, kultúra. Slov. agentúra ŽP, Banská Bystrica*, 205 – 208.
- BÁLDI, T., 1980: The early history of the Paratethys. *Földt. Közl., Bull. Hung. Geol. Soc.*, 110, 456 – 472.
- BÁLDI, T., 1984: The terminal Eocene and early Oligocene events in Hungary and the separation of an anoxic, cold Paratethys. *Eclogae geol. Helv.*, 77, 1 – 27.
- BECKER, A., 1995: Conical drag folds as kinematic indicators for strike-slip fault motion. *J. Struct. Geol.*, 17, 1 497 – 1 506.
- BEHRMAN, J. H., STIASNY, S., MILICKA, J., & PERESZLÉNYI, M., 2000: Quantitative reconstruction of orogenic convergence in the northeast Carpathians. *Tectonophysics*, 319, 111 – 127.
- BERNOUILLI, W., 1912: Geologische Untersuchungen in der karpathischen Sandsteinzone bei Zboró, Nordungarn. *Földt. Közl., Budapest*, 400 – 417.
- BEZÁK, V. (ed.), BROSKA, I., IVANIČKA, J., REICHWALDER, P., VOZÁR, J., POLÁK, M., HAVRILA, M., MELLO, J., BIELY, A., PLAŠIENKA, D., POTFAJ, M., KONEČNÝ, V., LEXA, J., KALICIÁK, M., ŽEC, B., VASS, D., ELEČKO, M., JANOČKO, J., PERESZLÉNYI, M., MARKO, F., MAGLAY, J., & PRISTAŠ, J., 2004a: Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. *Bratislava, MŽP SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra*.
- BEZÁK, V. (ed.), BROSKA, I., ELEČKO, M., HAVRILA, M., IVANIČKA, J., JANOČKO, J., KALICIÁK, M., KONEČNÝ, V., LEXA, J., MELLO, J., PLAŠIENKA, D., POLÁK, M., POTFAJ, M., & VASS, D., 2004b: Vysvetlivky k tektonickej mape Slovenskej republiky 1 : 500 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ*, 71 s.
- BEZÁK, V. (ed.), ELEČKO, M., FORDINÁL, K., IVANIČKA, J., KALICIÁK, M., KONEČNÝ, V., KOVÁČIK, M. (Košice), MAGLAY, J., MELLO, J., NAGY, A., POLÁK, M., POTFAJ, M., BIELY, A., BÓNA, J., BROSKA, I., BUČEK, S., FILO, I., GAZDAČKO, L., GRECULA, P., GROSS, P., HAVRILA, M., HÓK, J., HRAŠKO, L., JACKO, S., ml., JACKO, S., st., JANOČKO, J., KOBULSKÝ, J., KOHÚT, M., KOVÁČIK, M. (Bratislava), LEXA, J., MADARÁS, J., NÉMETH, Z., OLSÁVSKÝ, M., PLAŠIENKA, D., PRISTAŠ, J., RAKÚS, M., SALAJ, J., SIMAN, P., ŠIMON, L., TEŤÁK, F., VASS, D., VOZÁR, J., VOZÁROVÁ, A., & ŽEC, B., 2008: Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 200 000. *Bratislava, MŽP SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra*.
- BEZÁK, V. (ed.), BIELY, A., BROSKA, I., BÓNA, J., BUČEK, S., ELEČKO, M., FILO, I., FORDINÁL, K., GAZDAČKO, L., GRECULA, P., HRAŠKO, L., IVANIČKA, J., JACKO, S., st., JACKO, S., ml., JANOČKO, J., KALICIÁK, M., KOBULSKÝ, J., KOHÚT, M., KONEČNÝ, V., KOVÁČIK, M. (Bratislava), KOVÁČIK, M. (Košice), LEXA, J., MADARÁS, J., MAGLAY, J., MELLO, J., NAGY, A., NÉMETH, Z., OLSÁVSKÝ, M., PLAŠIENKA, D., POLÁK, M., POTFAJ, M., PRISTAŠ, J., SIMAN, P., ŠIMON, L., TEŤÁK, F., VOZÁROVÁ, A., VOZÁR, J., & ŽEC, B., 2009: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape Slovenskej republiky 1 : 200 000. *Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra*, 534 s.
- BIEDA, F., 1957: Fauna veľkých foraminifér vrchného eocénu Slovenska. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 8, 28 – 71.
- BIEDA, F., 1960: Veľké foraminiféry priútesového flyša na východnom Slovensku. *Geol. Práce, Spr.*, 18, 131 – 139.
- BIELIK, M., ŠEFARA, J., KOVÁČ, M., BEZÁK, V., & PLAŠIENKA, D., 2004:

- The Western Carpathians – interaction of Hercynian and Alpine processes. *Tectonophysics*, 393, 63 – 86.
- BIELY, A. (ed.), BEZÁK, V., ELEČKO, M., KALIČIAK, M., KONEČNÝ, V., LEXA, J., MELLO, J., NEMČOK, J., POTFAJ, M., RAKÚS, M., VASS, D., VOZÁR, J., & VOZÁROVÁ, A., 1996a: Geologická mapa Slovenska v mierke 1 : 500 000. *Bratislava, MŽP SR a GS SR*.
- BIELY, A. (ed.), BEZÁK, V., ELEČKO, M., GROSS, P., KALIČIAK, M., KONEČNÝ, V., LEXA, J., MELLO, J., NEMČOK, J., POTFAJ, M., RAKÚS, M., VASS, D., VOZÁR, J., & VOZÁROVÁ, A., 1996b: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska 1 : 500 000. *Bratislava, Vyd. D. Štúra*, 77 s.
- BIRKENMAJER, K., 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. geol. pol.*, 45, 1 – 158.
- BIRKENMAJER, K., & PÉCSKAY, Z., 2000: K-Ar dating of Miocene andesite intrusions, Pieniny Mts., West Carpathians, Poland. *Stud. geol. pol.*, 117, 7 – 25.
- BOUMA, A. H., 1962: Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. *Amsterdam, Elsevier*, 168 p.
- BÓNA, J., KOVÁČIK, M., & KOBULSKÝ, J., 2005: Výskyt obrnených závalkov v recentnom fluviálnom prostredí pri Mrázovciach (východné Slovensko). *Bratislava, Miner. Slov.*, 37, 335 – 337.
- BÓNA, J., KOVÁČIK, M., GAZDAČKO, L., PETRO, L., & KOBULSKÝ, J., 2009a: Zlomové štruktúry v západnej časti Nízkyh Beskýd, ich prejavy a možnosti identifikácie. *Bratislava, Miner. Slov.*, 41, 1, *Geovest.*, 92.
- BÓNA, J., MAGLAY, J., KOVÁČIK, M., & PETRO, L., 2009b: Príspevok k poznaniu neotektonických pomerov v západnej časti Nízkyh Beskýd. In: *Kohút, M., & Šimon, L. (eds.): Spoločný geologický kongres Českej a Slovenskej geologickej spoločnosti (Bratislava). Konf., Symp., Sem. Bratislava, ŠGÚDŠ, Vyd. D. Štúra*, 25 – 26.
- BÓNÓVÁ, K., KOVÁČIK, M., BÓNA, J., & DERCO, J., 2009a: Detritické granáty sedimentov magurskej jednotky vo východnej časti flyšového pásma Západných Karpát – chemické zloženie a proveniencia. *Bratislava, Miner. Slov.*, 41, 1, *Geovest.*, 91 – 92.
- BÓNÓVÁ, K., KOVÁČIK, M., & BÓNA, J., 2009b: Detritické granáty, turmalíny a zirkóny makovických pieskovecova račianskej jednotky východoslovenského úseku flyšového pásma Západných Karpát: chemické zloženie a proveniencia. In: *Kohút, M., & Šimon, L. (eds.): Spoločný geologický kongres Českej a Slovenskej geologickej spoločnosti. Konf., Symp., Sem. Bratislava, ŠGÚDŠ, Vyd. D. Štúra*, 27 – 28.
- BÓNÓVÁ, K., KOVÁČIK, M., BÓNA, J., & SIRÁŇOVÁ, Z., 2010a: Príspevok k poznaniu proveniencie klastík malcovského súvrstvia (magurský príkrov, východné Slovensko) na základe štúdia detritických ťažkých minerálov. In: *Slaninka, I., Jurkovič, L., & Ďurža, O. (eds.): Geochemia 2010. Bratislava, ŠGÚDŠ*, 151 – 152.
- BÓNÓVÁ, K., BÓNA, J., KOVÁČIK, M., & SIRÁŇOVÁ, Z., 2010b: Detritické granáty, turmalíny a zirkóny sedimentov strihovského súvrstvia krynickej jednotky (magurský príkrov): ich chemické zloženie a možný pôvod. In: *Slaninka, I., Jurkovič, L., & Ďurža, O. (eds.): Geochemia 2010. Bratislava, ŠGÚDŠ*, 29 – 32.
- BÖCKH, H., 1909: Der Stand d. Petroleumschürfungen in den Ländern d. ung. Krone. *Mitt. Jb. Ung. geol. Anst., Budapest*.
- BUDAY, T., CÍCHA, I., HANZLÍKOVÁ, E., CHMELÍK, F., KORÁB, T., KUTHAN, M., NEMČOK, J., PÍCHA, F., ROTH, Z., SENEŠ, J., SCHEIBNER, E., STRÁNIK, Z., VAŠKOVSKÝ, I., & ŽEBERA, K., 1967: Regionální geologie ČSSR, II, Západní Karpaty, sv. 2. *ÚJG Praha*, 624 s.
- C**
- CAPORALI, A., AICHHORN, C., BARLIK, M., BECKER, M., FEJES, I., GERHATOVA, L., GHITAU, D., GRENERCZY, G., HEFTY, J., KRAUSS, S., MEDAK, D., MILEV, G., MOJZES, M., MULIC, M., NARDO, A., PESEC, P., RUS, T., SIMEK, J., SLEDZINSKI, J., SOLARIC, M., STANGL, G., STOPAR, B., VESPE, F., & VIRAG, G., 2009: Surface kinematics in the Alpine-Carpathian-Dinaric and Balkan region inferred from a new multi-network GPS combination solution. *Tectonophysics*, 474, 295 – 321.
- CIESZKOWSKI, M., 2002: Fore-Magura zone in the Polish sector of the Outer Carpathians. In: *Mihalik, J., Šimon, L., & Vozár, J. (eds.): Proceedings of XVII. Congress of Carpathian-Balkan Geol. Assoc. Bratislava, September 1st – 4th 2002. Geol. Carpath.*, 53, *Spec. Issue, CD-version*, 6 p.
- CIBULKA, L., & BAJO, I., 1988: Poznatky z prieskumu a overovania optimálneho využitia podzemnej vody flyšových oblastí na východnom Slovensku. In: *Kullman, E., & Hanzel, V. (eds.): Optimalizácia využitia puklinových a puklinovo-krasových vód. Bratislava, GÚDŠ*, 79 – 89.
- CIPCIAR, A., LABÁK, P., MOCZO, P., & KRISTEKOVÁ, M., 2002: Monitorovanie seizmických javov Národnou sieťou seizmických staníc. *Geol. Práce, Spr.*, 106, 123 – 132.
- CIPCIAR, A., & KRISTEKOVÁ, M., 2009: Monitorovanie seizmických javov stálymi seizmickými stanicami Geofyzikálneho ústavu SAV v roku 2008. *Manuskript. Bratislava, archív Geofyzikálny ústav SAV*, 29 s.
- CSONTOS, L., 1995: Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. *Acta Vulcanologica*, 7, 1 – 13.
- CSONTOS, L., & VÖRÖS, A., 2004: Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam)*, 210, 1 – 56.
- Č**
- ČABALOVÁ, D., 1981: Možnosti využitia pieskovecova paleogénu flyšu na východnom Slovensku. In: *Rakús, M., Marschalko, R., & Koráb, T. (eds.): IV. Slovenská geologická konferencia, zv. 3. Dom techniky, ČSVTS, Bratislava*, 103 – 115.
- ČUCHRÁČ, M., MAGA, J., & KOTRAS, J., 1961: Gíraltovec – tehliarska surovina. Záverečná správa a výpočet zásob, stav k 15. 10. 1961. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 43 s.
- ČUCHRÁČ, M., HRINKO, V., VALKO, P., & LUKAJ, M., 1981: Mestisko – tehliarska surovina, PP + DP. Záverečná správa a výpočet zásob so stavom k 1. 3. 1981. Doplnok č. 2. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 60 s.
- ČURLÍK, J., & ŠEFCÍK, P., 1999: Geochemický atlas Slovenskej republiky. Časť V: Pôdy. *Bratislava, MŽP SR, GS SR*, 99 s.
- ČVERČKO, J., 1968: Výsledky naftovo-geologického prieskumu Prešovsko-košickej kotliny so zreteľom na prieskum živíc. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*.
- D**
- DANIEL, J., LUČIVJANSKÝ, L., & STERCZ, M., 1996: Geochemický atlas SR 1 : 1 000 000. Časť IV: Prírodná rádioaktivita hornín. *Bratislava, MŽP SR, GS SR, Uranpres*, 88 s.
- DENNIS, J. G., PRICE, R. A., SALES, J. K., HATCHER, R., BALLY, A. W., PERRY, W. J., LAUBSCHER, H. P., WILLIAMS, R. E., ELLIOTT, D., NORRIS, D. K., HUTTON, D. W., EMMETT, T., & MCCRAY, K. R., 1981: What is a Thrust? What is a Nappe? In: *McClay, K. R., & Price, N. J. (eds.): Thrust and Nappe Tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 9, 7 – 9.
- DICKINSON, W., & SUCZEK, C. A., 1979: Plate tectonics and sandstone composition. *AAPG Bull. (Tulsa)*, 63, 2 164 – 2 182.
- DZUROVČIN, L., & HARČÁR, J., 2000: Príspevok k poznaniu morfoštruktúr pohorí východoslovenského vonkajšieho flyša. In: *Lacika, J. (ed.): Zbor referátov, Liptovský Ján, 1. konferencia ASG pri SAV. ASG Bratislava*, 35 – 41.
- DZUROVČIN, L., & HARČÁR, J., 2002: Vznik a paleogeografický vývoj východoslovenských vonkajších Karpát. *Prírodné vedy XXXVIII. Prešov, Folia Geographica*, 6, 232 – 245.
- DŽULYŇSKI, S., KUENEN, Ph. H. & KSIĄŻKIEWICZ, M., 1959: Turbidities in Flysch of the Polish Carpathian Mountains. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 70, 1 089 – 1 118.
- DŽUPPA, P., 1981: Správa o geofyzikálnom prieskume Nízke Beskydy. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 40 s.
- Ď**
- ĎURKOVIČ, T., 1960: Príspevok k petrografii krosnenského a magurského flyša na východnom Slovensku. *Geol. Práce, Zpr.*, 17, 51 – 79.

- ĎURKOVIČ, T., 1961: Sedimentary-petrographic investigation of sedimentary structures with orientation in various directions in East-Slovakian Flysch. *Geol. Práce, Zoš.*, 60, 245 – 256.
- ĎURKOVIČ, T., 1962: Sedimentárno-petrografický výskum magurského flyša na východnom Slovensku. *Geol. Práce, Zoš.*, 63, 29 – 46.
- ĎURKOVIČ, T., 1964: Sedimentárno-petrografická charakteristika vápencov vo flyši východného Slovenska. *Zpr. geol. Výsk. v Roku 1963*, 2, 126 – 127.
- ĎURKOVIČ, T., 1965: Štúdium ťažkých minerálov v dukelských vrásach a v račianskej jednotke magurského flyša na východnom Slovensku. *Zpr. geol. výsk. v Roku 1964, Bratislava*, 2, 73 – 74.
- ĎURKOVIČ, T., 1966: East Slovakian Flysch Sediments. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 6, 107 – 154.
- ĎURKOVIČ, T., 1974: Chemical composition of the Magura and Dukla Unit shales (East Slovakian Flysch). *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož.*, 1, 119 – 136.
- ĎURKOVIČ, T., & KORÁB, T., 1961: Podmorský fosílny zosuv južne od Lopúchova. *Geol. Práce, Zpr.*, 23, 136 – 140.

E

- ELIÁŠ, M., 1961: Přehledná sedimentárně petrografická charakteristika hlavních typů psamitických hornin magurského flyše na listech generální mapy ČSSR (listy M-34-XXI, M-34-XXII, M-34-XXVII, M-34-XXVIII). *Zpr. geol. Výsk. v Roce 1960, Praha*, 137 – 140.
- ERDŐS, M., & FODOR, Z., 1980: Správa o návšteve pseudokrasovej lokality Líščie diery vo flyšovom pásme v Nízkych Beskydách pri obci Cernina, okr. Svidník. *Manuskript. Liptovský Mikuláš, archív Slovenského múzea ochrany prírody a jaskyniarstva*, 12 s.
- ERNST, W. G., 2007: Petrotectonics, climate, crustal thickness, and evolution of geologically young orogenic belts. *In: Hatcher, R. D., jr., Carlson, M. P., McBride, J. H., & Martínez Catalán, J. R. (eds.): 4-D Framework of Continental Crust. Geol. Soc. Amer. Mem.*, 200, 159 – 179.

F

- FLEUTY, M. J., 1964: The Description of Folds. *Geol. Assoc. Proc.*, 75, 461 – 492.
- FLAKOVÁ, R., ŽENIŠOVÁ, Z., & SEMAN, M., 2010: Chemická analýza vody v hydrogeológii. *Bratislava, Slovenská asociácia hydrogeológov*, 2010, 166 s.
- FRANKO, O., GAZDA, S., & MICHALÍČEK, M., 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. *Bratislava, GÚDŠ*, 232 s.
- FRANKO, O., & KOLÁŘOVÁ, M., 1983: Mapa minerálnych vôd ČSSR 1 : 500 000. *Bratislava, GÚDŠ – Praha, ÚÚG*.
- FRANKO, O., KOLÁŘOVÁ, M., & MATEOVIČ, L., 1985: Katalóg dokumentačných bodov k mape minerálnych vôd ČSSR 1 : 500 000. *Bratislava, GÚDŠ – Praha, ÚÚG*, 103 s.

G

- GAZDA, S., 1974: Chemizmus podzemných vôd Západných Karpát a jeho genetická klasifikácia. *In: Leško, B. (ed.): Materiály z III. celoslovenskej geologickej konferencie, II. Časť. Bratislava, Slovenský geologický úrad*, 43 – 50.
- GAZDAČKO, L., & KOBULSKÝ, J., 2005: Vzťah vrstvitosti, puklín a strižných pásov v južnej časti magurského príkrovu (oblasť Novej Kelče a Košaroviec). *Miner. Slov. (Bratislava)*, 37, 301 – 303.
- GOLONKA, J., 2003: The Outer Carpathian basins geodynamic reconstructions: problems and pitfalls. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 35, 7 – 9.
- GOLONKA, J., OSZCZYPKO, N., & ŚLĄCZKA, A., 2000: The Late Carboniferous – Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 70, 107 – 136.

- GRECULA, P., KALIČIAK, M., & VARGA, I., 1977: Hornátsky zlomový systém a jeho problémy. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 9, 419 – 448.
- GRZYBOWSKI, J., 1894: Mikrofauna piaskowca karpackiego z pod Dukli. *Rozpr. Wydz. mat.-prz. Pol. Akad. Umiejęt. (Kraków)*, 2, 29, 181 – 214.

H

- HAAS, J., & PÉRO, C., 2004: Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.)*, 93, 297 – 313.
- HALEŠOVÁ, A., 1993: Mapy vhodnosti územia pre výber skládok odpadov v mierke 1 : 50 000 a registrácia skládok odpadov – okres Vranov nad Topľou. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*.
- HALEŠOVÁ, A., & CANGÁR, P., 1993: Mapy vhodnosti územia pre výber skládok odpadov v mierke 1 : 50 000 a registrácia skládok odpadov – okres Svidník. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*.
- HANCOCK, P., & ENGELDER, T., 1989: Neotectonics joints. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101, 1 197 – 1 208.
- HANCOCK, P. L., CHALMERS, R. M. L., ALTUNEL, E., & ÇAKIR, Z., 1999: Travertines: using travertines in active fault studies. *J. Struct. Geol.*, 21, 903 – 916.
- HANZEL, V., BODIŠ, D., BÖHM, V., BUJALKA, P., FIDES, J., FRANKO, O., HYÁNKOVÁ, K., & JETEL, J., 1998: Geologický slovník. Hydrogeológia. *Bratislava, GÚDŠ, Vyd. D. Štúra*, 301 s.
- HANZLÍKOVÁ, E., 1960a: Mikrobiostratigrafie bystrické série magurského flyše ve východní bardejovské části Ondavské vrchoviny. *Zpr. geol. Výsk. v Roce 1958, Praha*, 50 – 55.
- HANZLÍKOVÁ, E., 1960b: Mikrobiostratigrafické vysvětlivky ke křídě a paleogenním sedimentům na listu gen. mapy Zborov – Košice. *Manuskript, Praha, archív Geofond*, 143 s.
- HANZLÍKOVÁ, E., 1961a: Mikrobiostratigrafické poměry cenomanu na listu gen. mapy Košice. *Zpr. geol. Výsk. v Roce 1960, Praha*, 142 – 144.
- HANZLÍKOVÁ, E., 1961b: Mikrobiostratigrafické poměry račanské jednotky magurského flyše na listu gen. mapy Zborov. *Zpr. geol. Výsk. v Roce 1960, Praha*, 144 – 146.
- HANZLÍKOVÁ, E., 1961c: Poznámky k astrophorizidním foraminiferám v karpatském flyši. *Zpr. geol. Výsk. v Roce 1960, Praha*, 146 – 148.
- HANZLÍKOVÁ, E., & STRÁNÍK, Z., 1961: Výskyt svrchní křídě ve smilenském okně (vých. Slovensko). *Věst. Ústř. Úst. geol.*, XXXVI, 467 – 469.
- HANŽL, P., SCHITTER, F., FINGER, F., KREJČÍ, O., BURIÁNKOVÁ, K., & STRÁNÍK, Z., 1999: Petrography, geochemistry and age of granitic pebbles from the Moravian part of the Carpathian flysch. *In: Intern. Geol. Conf., October 11 – 14, 1999, Smolenice, Slovak Republic. Geol. Carpath.*, 101 – 102.
- HARCEK, J., 1959: Stročin – stavebný kameň. Závěrečná správa so stavom k 1. 10. 1959. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 20 s.
- HARČÁR, J., 1976: Zosuny po obvode brachysynklinálnej štruktúry Kaštieľka v Nízkych Beskydách. *Geogr. Čas.*, 28, 323 – 334.
- HARČÁR, J., 1978: Zosuny v Nízkych Beskydách, ich vzťah ku geologickej stavbe a morfológii. *Geogr. Čas.*, 30, 57 – 74.
- HARČÁR, J., 1983: Zosuny v Nízkych Beskydách, ich vzťah ku geologickej stavbe a morfológii (povodie Ondavy). *Zbor. Východoslovenského múzea v Košiciach*, XXIV, 7 – 21.
- HARČÁR, J., 1987: Stručná charakteristika reliéfu Nízkych Beskyd v povodí Ondavy. *Prírodné vedy (Prešov)*, 205 – 227.
- HARČÁR, J., 1993: The relation of Landslides to the Structure and Morphology of the Nízke Beskydy Mts. *Acta geogr. Debrecina*, XXX – XXXI, Debrecen, 47 – 55.
- HARČÁR, J., 1995a: Reliéf Nízkych Beskyd, časť A: povodie Tople, časť B: povodie Ondavy. *Geographica slov.*, 8, 96.
- HARČÁR, J., 1995b: Výmolová erózia v severozápadnej časti Nízkych Beskyd – vzťah k štruktúre a reliéfu. *In: Hochmuth, Z. (ed.): Reliéf a integrovaný výskum krajiny. Prešov*, 26. – 27. 10. 1995, UPJŠ Košice – Pedagogická fakulta Prešov, 19 – 31.
- HARČÁR, J., 1998: Pozícia Nízkych Beskyd v morfoštruktúrnom pláne slovenských Karpát. *Prírodné vedy, XXIX. Folia Geographica (Prešov)*, 1, 113 – 125.
- HARČÁR, J., 2001: Podiel endogénnych a exogénnych procesov

- na formovaní georeliéfu Nízkyh Beskýd. *Prírodné vedy, XXXV. Folia Geographica (Prešov)*, 4, 56 – 66.
- HARČAR, J., 2002: The Role of Neotectonics in the Formation of the Nízke Beskydy Mts. *Acta Univ. Nicol. Coper. – Geogr.*, 32, *Zes.*, 109, 69 – 77.
- HATALA, L., & JAROŠ, J., 1957: Průzkum štrkopieskú. Závěrečná správa. *Manuskript. Bratislava, archiv ŠGÚDŠ*, 16 s.
- HAUER, F., 1869: Geologische Uebersichtskarte der Österreichisch-ungarische Monarchie. Blatt III., Westkarpaten. *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien)*, 19, 4, 485 – 566.
- HAUER, F., & RICHTHOFEN, F., 1859: Bericht über die geologische Uebersichts – Aufnahme im nordöstlichen Ungarn im Sommer 1858: ausgeführt von der IV. Section der k. k. geologischen Reichsanstalt. *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien)*, 10, 399 – 465.
- HEFTY, J., HIPMANOVÁ, L., GERHÁTOVÁ, L., IGONDOVÁ, M., & DROŠČÁK, B., 2010: Recent Geokinematics of Slovakia based on homogenized solutions of permanent and epoch GPS networks. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 7, 159, 303 – 315.
- HENRY, D. J., & GUIDOTTI, C. V., 1985: Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: An example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Amer. Mineralogist*, 70, 1 – 15.
- HOCHMUTH, Z., 1998: Drobné pseudokrasové lokality východného Slovenska. *Spravodaj Slovenskej speleologickej spoločnosti, XXIX*, 1, 36 – 38.
- HORNÍŠ, E., 1973: Petrograficko-technologická charakteristika kameniva povodia Ondavy. *Zborník Východoslovenského múzea v Košiciach, séria AB – prírodné vedy, XI – XIV A, XIV B*, 75 – 110.
- HORNÍŠ, E., 1975: Petrograficko-technologická charakteristika kameniva povodia Tople. *Zborník Východoslovenského múzea v Košiciach, séria AB – prírodné vedy, XXVI*, 19 – 37.
- HORVÁTH, P., KOVÁCS, G., & SZAKMÁNY, G., 2003: Eclogite and garnet amphibolite pebbles from miocene conglomerates (Pannonian basin, Hungary): Implications for the Variscan metamorphic evolution of the Tisza Megaunit. *Geol. Carpath.*, 54, 355 – 366.
- HÓK, J., BIELIK, M., KOVÁČ, P., & ŠUJAN, M., 2000: Neotektonický charakter územia Slovenska. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 32, 459 – 470.
- HRAŠNA, M., 2002: Monitorovanie tektonickej a seizmickej aktivity územia Slovenska. *Geol. Práce, Spr.*, 106, 103 – 114.
- HRINKO, V., VARCHOLOVÁ, J., PETERCOVÁ, A., & BARKÁČ, Z., 1991: Závěrečná správa úlohy Tisinec – tehliarska surovina, TP. *Manuskript. Košice, archiv ŠGÚDŠ*, 83 s.
- HRINKO, V., et al., 1992: Giraltovce – piesky, VP. Závěrečná správa a výpočet zásob. *Manuskript. Bratislava, archiv ŠGÚDŠ*, 97 s.
- HRUŠECKÝ, I., KOTULOVÁ, J., BARÁTH, I., KUBEŠ, P., ĐURKOVIČ, T., FEJDI, V., PERESZLÉNYI, M., NEMČOK, M., & JANOČKO, J., 2003: Štúdia – uhľovodíkový potenciál východoslovenského neogénu a priľahlých častí flyšového pásma. Závěrečná správa. *Manuskript. Bratislava, archiv ŠGÚDŠ*, 277 s.
- HURAI, V., ŚWIERCZEWSKA, A., MARKO, F., TOKARSKI, A., & HRUŠECKÝ, I., 2000: Paleofluid temperatures and pressures in Tertiary accretionary prism of the Western Carpathians. *Slovak Geol. Mag.*, 6, 194 – 197.
- HURAI, V., MARKO, F., ŚWIERCZEWSKA, A., TOKARSKI, A., KOTULOVÁ, J., & BIRÓN, A., 2006: Fluid inclusion evidence for deep burial of the Tertiary accretionary wedge of the Carpathians. *Terra Nova*, 18, 440 – 446.
- HURTREZ, J. E., 1999: Investigation of the relationships between basin morphology, tectonic uplift, and denudation from the study of an active fold belt in the Siwalik Hills, central Nepal. *J. geophys. Res.*, 104, 779 – 796.
- HYNIE, O., 1925: Flyš v okolí průsmyku dukelského se strany slovenské. *Sbor. SGÚ*, 5, 175 – 192.
- CHRUSTEK, M., GOLONKA, J., JANEZCZO, A., & STACHYRAK, F., 2005: Geological characterization of the Krynica subunit in the vicinity of Krościenko on the Dunajec river (Magura nappe, Outer Flysch Carpathians). *Geologia*, 31, 1, 127 – 144.

I

- IBRMAJER, J., 1961: Gravimetrická mapa ČSSR v mierke 1 : 200 000. *Manuskript. Bratislava, archiv ŠGÚDŠ*, 63 s.
- INGERSOLL, R. V., GRAHAM, S. A. A., & DICKINSON, R., 1995: Remnant ocean basins. In: *Busby, C. A., & Ingersoll, R. V. (eds.): Tectonics of sedimentary basins. Blackwell Sci. Publ.*, 363 – 391.

J

- JANKOWSKI, L., KOPCOWSKI, R., RYLKO, W. (eds.), DANYSH, V., TSARNENKO, P., JANOČKO, J., & JACKO, S., 2004: Geological Map of the Outer Carpathians: Borderlands of Poland, Ukraine and Slovakia 1 : 200 000, PGI – ME, Warsaw.
- JANOČKO, J., 2004: Types of Stratigraphic Traps in Tertiary Deposits of the Eastern Slovakia. *Acta Mont. Slov.*, 9, 207 – 212.
- JANOČKO, J., ELEČKO, M., KAROLI, S., KONEČNÝ, V., KOVÁČ, M., NAGY, A., VASS, D., JACKO, S., jr., & KALIČIAK, M., 2003: III. Sedimentary evolution of Western Carpathian Tertiary basins. In: *Janočko, J., & Elečko, M. (eds.): Tectono-sedimentary Evolution of Western Carpathian Tertiary Basins. Miner. Slov. (Bratislava)*, 35, 181 – 254.
- JAROSINSKI, M., 1998: Contemporary stress field distortion in the Polish part of the Western Outer Carpathians and their basement. *Tectonophysics*, 297, 91 – 119.
- JAROSINSKI, M., 2005: Ongoing tectonic reactivation of the Outer Carpathians and its impact on the foreland: Results of borehole breakout measurement in Poland. *Tectonophysics*, 410, 189 – 216.
- JARÝ, J., NOVÁK, J., & ADAMOVSÝ, L., 1972: Seizmický prieskum vo východoslovenskom flyši. *Manuskript. Bratislava, archiv ŠGÚDŠ*, 59 s.
- JETEL, J., 1985: Metody regionálního hodnocení hydrodynamických vlastností hornin. *Metod. příručka. Ústř. Úst. geol., Praha*, 147 s.
- JETEL, J., 1991: Faktory priestorového rozdelenia priepustnosti a prietochnosti v horninách karpatského flyšu. *Vodohospod. Čas.*, 39, 3 – 4, 260 – 268.
- JETEL, J., 1992: Nové poznatky hydrogeologického výskumu na východnom Slovensku a v karpatskom flyši. In: *Kaličiak, M. (ed.): Geologický výskum východného Slovenska – výsledky a perspektivy. Bratislava, GÚDŠ*, 91 – 113.
- JETEL, J., 1995: Nové pohľady na hydrogeológiu karpatského flyšu a centrálnokarpatského paleogénu. In: *Kaličiak, M. (ed.): Zbor. Ref. z konf. III. geologické dni Jána Slávika. Bratislava, GÚDŠ*, 137 – 139.
- JETEL, J., 1996: Metódy a výsledky vyhľadávania a hodnotenia zdrojov podzemných vôd v paleogéne východného Slovenska. *Podzemná voda*, 2, 19 – 22.
- JETEL, J., ČECHOVÁ, A., & VRANOVSKÁ, A., 1990: Hydraulic parametre hornín paleogénu Západných Karpát a zákonitosti ich priestorového a štatistického rozdelenia. *Manuskript. Bratislava, archiv ŠGÚDŠ*, 107 s.
- JORDAN, G., MEIJNINGER, B. M. L., HINSBERGER, D. J. J., MEULENKAMP, J. L., & van DIJK, P. M., 2005: Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and applications for study areas in Hungary and NW Greece. *Int. J. Applied Earth Observation and Geoinformation*, 7, 163 – 182.

K

- KADLEČÍK, J., et al., 1977: Výskum hlbinných štruktúr s ohľadom na výskyt živíc. Čiastková závěrečná správa. *Manuskript. Bratislava, archiv ŠGÚDŠ*.
- KALIČIAK, M., BAŇACKÝ, V., JACKO, S., JANOČKO, J., KAROLI, S., MOLNÁR, J., PETRO, L., SPIŠÁK, Z., VOZÁR, J., & ŽEC, B., 1991a:

CH

- CHRUMOVÁ, E., 1988: Geofyzikálny prieskum flyšového pásma a vnútrokarpatských jednotiek. Fyzikálne vlastnosti hornín. Ročná správa za rok 1987. *Manuskript. Bratislava, archiv ŠGÚDŠ*.

- Geologická mapa Slanských vrchov a Košickej kotliny-severná časť v mierke 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ*.
- KALIČIAK, M., BAŇACKÝ, V., JACKO, S., JANOČKO, J., KAROLI, S., MOLNÁR, J., PETRO, L., PRIECHODSKÁ, Z., SYČEV, V., ŠKVARKA, L., VOZÁR, J., ZLINSKÁ, A., & ŽEC, B., 1991b: Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny v mierke 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ, Vyd. D. Štúra, 231 s.*
- KETTNER, R., HYNIE, O., & KODYM, O., 1925: O geologických poméroch flyšového územia v okolí Medzilaborcú na východnom Slovensku. *Sbor. SGÚ, 5, 275 – 288.*
- KLÁŠKOVÁ, E., PICHOVÁ, E., & MOŘKOVSKÝ, M., 1973: Tíhový prúskum ve východoslovenském flyši v roce 1972 oblast I. – Humenné, II. – Bardejov. Geofyzika Brno. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 57 s.*
- KODYM, O., & MATĚJKA, A., 1937: Zpráva o geologickém mapování na listech Dukelský průsmyk (4267) a Medzilaborce (4268) v roce 1936. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., XIII, 235 – 238.*
- KORÁB, T., 1962: Geológia smilenského tektonického okna. *Geol. Práce, Zoš., 63, 23 – 27.*
- KORÁB, T., 1978: Vysvetlivky k základnej geologickej mape list Giraltovce M-34-104-C-a. Čiastková záverečná správa úlohy: Regionálny geologický výskum paleogénu Západných Karpát. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 22 s.*
- KORÁB, T., 1983: Geologická mapa Nízkych Beskyd-východná časť (M 1 : 50 000). *Bratislava, SGÚ – GÚDŠ.*
- KORÁB, T., NEMČOK, J., ĐURKOVIČ, T., & MARSCHALCO, R., 1962: Prehľadný výskum orientovaných sedimentárnych textúr vo flyši východného Slovenska. *Geol. Sbor., XIII, 257 – 274.*
- KORÁB, T., & ĐURKOVIČ, T., 1978: Geológia dukelskej jednotky (flyš východného Slovenska). *Bratislava, GÚDŠ, 194 s.*
- KOŠŤÁLIK, J., 1999: Spráše a fosílné pôdy východného Slovenska, ich genéza, chronostratigrafia a využitie. *PF UPJŠ v Košiciach, 191 s.*
- KOŠŤÁLIK, J., KRÍŽANI, I., & ŠTEFFEK, J., 1994: Genéza a chronostratigrafia spráši v doline strednej Tople. *Miner. Slov. (Bratislava), 26, 277 – 284.*
- KOVANDA, J., 1971: Kvartérny vápence Československa. *Sbor. geol. Věd, řada A – antropozoikum (Praha), 7, 5 – 236.*
- KOVÁČIK, M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne: nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. *Bratislava, Veda, 202 s.*
- KOVÁČ, M., HUDÁČKOVÁ, N., RUDINEC, R., & LANKREIJER, A., 1996: Basin evolution in the foreland and hinterland of the Carpathian accretionary prism during the Neogene: evidence from the Western to Eastern Carpathians Junction. *Ann. Tectonicae, 10, 3 – 19.*
- KOVÁČIK, M., NAGYMAROSY, A., OSZCZYPKO, N., CSONTOS, L., SLACZKA, A., MARUNTEANU, M., MATENCO, L., & MÁRTON, E., 1998: Palinspatic reconstruction of the Carpathian – Pannonian region during the Miocene. In: *Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, Geol. Surv. Slovak Republic, Dionýz Štúr Publishers, 189 – 217.*
- KOVÁČIK, M., & BÓNA, J., 2005: Sedimentologický charakter spodnej časti paleogénu račianskej jednotky magurského príkrovu pri Mrázovciach (najvyššie flyšové pásmo). *Miner. Slov. (Bratislava), 37, 310 – 314.*
- KOVÁČIK, M., & BÓNA, J., 2006: Depositional systems and lithofacies of the Zlín Formation near the contact between the Bystrica and Rača units (Magura nappe, Outer Carpathians, Eastern Slovakia). *Geolines, 20, 70 – 71.*
- KOVÁČIK, M., BUBÍK, M., & BÓNA, J., 2006: Depositional environments and biostratigraphy of the lower part of Rača unit paleogene (Magura nappe, Outer Carpathians, Eastern Slovakia). *Geolines, 20, 71 – 72.*
- KOVÁČIK, M., BÓNA, J., GAZDAČKO, L., KOBULSKÝ, J., MAGLAY, J., KUČERA, M., ŽECOVÁ, K., DERCO, J., ZLINSKÁ, A., SIRÁŇOVÁ, Z., BOOROVÁ, D., BUČEK, S., & VANĚKOVÁ, H., 2008a: Geologická mapa južnej časti regiónu Nízke Beskydy-západná časť v mierke 1 : 25 000 (mapové listy 28-313, 28-314, 28-331, 28-332 a časti mapových listov 27-424, 27-442). Čiastková záverečná správa I. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 128 s.*
- KOVÁČIK, M., BÓNOVÁ, K., BÓNA, J., DERCO, J., SIRÁŇOVÁ, Z., ŽECOVÁ, K., & BUČEK, S., 2008b: Provenance analysis of deep-sea clastic sediments from the lower part of the Rača unit Paleogene near Mrázovce village (Magura nappe, Outer Western Carpathians, Eastern Slovakia). *Abstr. Book, Int. Conf. SlovTec 08, 67 – 69.*
- KOVÁČIK, M., BÓNA, J., GAZDAČKO, L., KOBULSKÝ, J., ŽECOVÁ, K., DERCO, J., SIRÁŇOVÁ, Z., ZLINSKÁ, A., BOOROVÁ, D., BUČEK, S., & BÓNOVÁ, K., 2009a: Niektoré nové poznatky o geologickej stavbe magurskej jednotky v západnej časti Nízkych Beskyd. *Bratislava, Miner. Slov., 41, 1, Geovest., 90 – 91.*
- KOVÁČIK, M., BÓNA, J., BÓNOVÁ, K., SIRÁŇOVÁ, Z., DERCO, J., & ŽECOVÁ, K., 2009b: Príspevok k sedimentológii a proveniencii makovických pieskovcov zlínskeho súvrstvia račianskej jednotky (magurský príkrov, východné Slovensko). In: *Kohút, M., & Šimon, L. (eds.): Spoločný geologický kongres Českej a Slovenskej geologickej spoločnosti. Konf., Symp., Sem. Bratislava, ŠGÚDŠ, 107 – 108.*
- KOVÁČIK, M., BÓNA, J., GAZDAČKO, L., ŽECOVÁ, K., KOBULSKÝ, J., DERCO, J., SIRÁŇOVÁ, Z., BUČEK, S., & ZLINSKÁ, A., 2009c: Niektoré nové poznatky o litostratigrafii a sedimentológii račianskej jednotky magurského príkrovu na východnom Slovensku. *Bratislava, Miner. Slov., 41, 3, Geovest., 377.*
- KOVÁČIK, M., BÓNA, J., GAZDAČKO, L., KOBULSKÝ, J., MAGLAY, J., KUČERA, M., ŽECOVÁ, K., DERCO, J., ZLINSKÁ, A., SIRÁŇOVÁ, Z., BOOROVÁ, D., & BUČEK, S., 2010: Geologická mapa severnej časti regiónu Nízke Beskydy-západná časť v mierke 1 : 25 000 (mapové listy 28-311, 28-312 a časti mapových listov 27-242, 27-244, 27-422, 28-131, 28-132, 28-133, 28-134). Čiastková záverečná správa II. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 112 s.*
- KOVÁČIK, M., BÓNA, J., GAZDAČKO, L., KOBULSKÝ, J., MAGLAY, J., KUČERA, M., ŽECOVÁ, K., DERCO, J., ZLINSKÁ, A., SIRÁŇOVÁ, Z., BOOROVÁ, D., BÓNOVÁ, K., BUČEK, S., KUCHARIČ, L., BAČOVÁ, N., PETRO, L., & VANĚKOVÁ, H., 2011a: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Nízke Beskydy-západná časť v mierke 1 : 50 000 (mapový list 28-31 (Svidník) a časti mapových listov 27-24 (Zborov), 27-42 (Bardejov), 27-44 (Sabinov), 28-13 (Vyšný Mirošov) a 28-33 (Giraltovce). Čiastková záverečná správa IV. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 267 s.*
- KOVÁČIK, M., BÓNA, J., GAZDAČKO, L., KOBULSKÝ, J., MAGLAY, J., KUČERA, M., ŽECOVÁ, K., DERCO, J., ZLINSKÁ, A., SIRÁŇOVÁ, Z., BOOROVÁ, D., BÓNOVÁ, K., BUČEK, S., KUCHARIČ, L., BAČOVÁ, N., PETRO, L., & VANĚKOVÁ, H., 2011b: Geologická mapa regiónu Nízke Beskydy-západná časť v mierke 1 : 50 000. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 277 s.*
- KOVÁČIK, M., BÓNA, J., GAZDAČKO, L., KOBULSKÝ, J., MAGLAY, J., & KUČERA, M., 2011c: Geologická mapa Nízkych Beskyd-západná časť v mierke 1 : 50 000. *Bratislava, MŽP SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra.*
- KOVÁČIK, M., BÓNA, J., GAZDAČKO, L., KOBULSKÝ, J., MAGLAY, J., & KUČERA, M., 2011d: Geologická mapa Nízkych Beskyd-západná časť v mierke 1 : 50 000. In: *Vermer, K., Budil, P., Buriánek, D. (eds.): 2. otevřený kongres České geologické společnosti a Slovenskej geologickej spoločnosti – Monínec 21. 9. – 25. 9. 2011. Sbor. Abstr. Česká geologická společnost, 52 s.*
- KOVÁČIK, M., BÓNA, J., GAZDAČKO, L., KOBULSKÝ, J., MAGLAY, J., & KUČERA, M., 2011e: Geological map of the Nízke Beskydy Mts. – western part at a scale 1 : 50 000. *Miner. Slov., 43, 4, Geovest., 493 – 494.*
- KOZA, J., & HODASOVÁ, J., 1983: Nízke Beskydy – oblasť Zborov – Geofyzikálne práce, predbežný prieskum. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ.*
- KVITKOVIC, J., 1980: Sklonitosť územia (mapa 1 : 1 000 000). In: *Mazúr, E., & Jakál, J. (eds.) et al.: Atlas SSR. Bratislava, Slov. Akad. Vied a Slov. úrad geod. a kart., 53 s.*
- KRAHULEC, P., REBRO, A., UHLIARIK, J., & ZEMAN, J., 1977: Minerálne vody Slovenska. Balneografia a krenografia, 1. *Osveta, Martin, 456 s.*
- KRAHULEC, P., REBRO, A., UHLIARIK, J., & ZEMAN, J., 1978: Minerálne vody Slovenska. Krenografia, 2. *Osveta, Martin, 1 040 s.*
- KRÍŽANI, I., 1970: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR. List mapy 1 : 50 000 M-34-104-A (Stropkov). Správa – stav k 1. 7. 1970. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 7 s.*
- KRÍŽANI, I., 1971: Východné Slovensko, flyš – Au, správa o šlichovej prospekcii, lokalita: Magurský flyš východného Slovenska, stav k 30. 4. 1971. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 110 s.*
- KRÍŽANI, I., 1974: Šlichová prospekcia vo flyši a v neovulkanitoch východného Slovenska. *Geol. Průzk., XVI, 230 – 235.*

- KRIŽÁNI, I., 1977a: Vranov – Kelča – surovina: Hg rudy, etapa: vyhľadávaci prieskum, vyhotovené: august – september 1977, záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 135 s.*
- KRIŽÁNI, I., 1977b: Predbežné výsledky šlichovej prospekcie vo flyši a neovulkanitoch východného Slovenska. *Miner. Slov. (Bratislava), 9, 234.*
- KRIŽÁNI, I., 1977c: Metalogenetická interpretácia výsledkov šlichovania východoslovenského úseku západokarpatského flyša. In: *Ložiskotvorné procesy Západných Karpát, Bratislava, 237 – 246.*
- KRIŽÁNI, I., 1985: Výsledky šlichovania vo východoslovenskom kraji a možnosti ich využitia. In: *Akcesorické minerály a ich význam, Domaša, 14. – 15. 10. 1985. ČSVTS a SGS pri BF VŠT, Košice, 127 – 165.*
- KRIŽÁNI, I., & NOVYSEDLÁK, J., 1970: Štúdia Bardejov – okolie, stavebný kameň. Záverečná správa, stav k 1. 10. 1969. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 135 s.*
- KRIŽÁNI, I., DUDA, R., & BACSÓ, Z., 1979: Vysoké Tatry – Prešov, komplexná mineralogicko-geochemická prospekcia, vyhľadávaci prieskum, stav k 31. 5. 1979. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 222 s.*
- KRIŽÁNI, I., & KOVÁŘOVÁ, A., 1982: Rádioaktivita ťažkej frakcie recentných rozsyvov na flyši východného Slovenska. *Miner. Slov. (Bratislava), 14, 355 – 364.*
- KRS, M., & ROTH, Z., 1979: Insubric-Carpathian Tertiary block-system, its origin and disintegrations. *Geol. Zbor. geol. carpath., 30, 3 – 17*
- KSIAŻKIEWICZ, M., 1956: Geology of the Northern Carpathians. *Geol. Rdsch., 45, 396 – 411.*
- KSIAŻKIEWICZ, M., 1968: Observations on jointing in the flysch Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. geol., 38, 335 – 384.*
- KSIAŻKIEWICZ, M., & LEŠKO, B., 1959: On the relation between the Krosno and Magura Flysch. *Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. géol. géogr., 7, 773 – 780.*
- KSIAŻKIEWICZ, M. (ed.) et al., 1962: Geological Atlas of Poland, Stratigraphic and facial problems. Fasc. 13 – Cretaceous and Early Tertiary in the Polish External Carpathians, 1 : 600 000. *Instytut Geologiczny, Warszawa.*
- KUBEŠ, P., BIELIK, M., DANIEL, S., ČÍZEK, P., FILO, M., GLUCH, A., GRAND, T., HRUŠECKÝ, I., KUCHARIČ, L., MEDO, S., PAŠTEKA, R., SMOLÁROVÁ, H., ŠEFARA, J., TEKULA, B., UJPÁL, Z., VALUŠIAKOVÁ, A., BEZÁK, V., DUBLAN, Š., ELEČKO, M., HATÁR, J., HRAŠKO, L., IVANIČKA, J., JANOČKO, J., KALIČIAK, M., KOHÚT, M., KONEČNÝ, V., MELLO, J., POLÁK, M., POTFAJ, M., ŠIMON, L., & VOZÁR, J., 2001: Atlas geofyzikálnych máp a profilov. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 47 s.*
- KUBEŠ, P., KUCHARIČ, L., GLUCH, A., KOHÚT, M., BEZÁK, V., & POTFAJ, M., 2008: Magnetická mapa Slovenska. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 45 s.*
- KUENEN, P. H., & MIGLIORINI, C. I., 1950: Turbidity currents as a cause of graded bedding. *J. Geol., 58, 91 – 127.*
- LEŠKO, B., 1960d: Facialnoje razvitije fliša vo Vostočnoj Slovakiji. *Sbor. Meždun. Geol. kongr. Karp.-Balk. asoci. v SSSR (1958), Kijev – Lvov, 115 – 118.*
- LEŠKO, B., ĐURKOVIČ, T., & ČIČEL, B., 1959: Stopy paleogénneho vulkanizmu na východnom Slovensku. *Geol. Práce, Zpr., 16, 131 – 142.*
- LEŠKO, B., NEMČOK, J., & KORÁB, T., 1960: Flyš Užskej hornatiny. *Geol. Práce, Zpr., 19, 65 – 94.*
- LEŠKO, B. (ed.), BEGAN, A., FRANKO, O., KVITKOVIČ, J., KUTHAN, M., SENEŠ, J., & ZORKOVSKÝ, B., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list M-34-XXIX Snina. *Bratislava, Úst. Úst. geol., 132 s.*
- LEŠKO, B., & SAMUEL, O., 1968: Geológia východoslovenského flyšu. *Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 256 s.*
- LEŠKO, B., KADLEČÍK, J., MOŘKOVSKÝ, M., & TOMEK, Č., 1979: Podložie flyšových Karpát na východnom Slovensku interpretované z geofyzikálnych meraní. *Miner. Slov. (Bratislava), 11, 97 – 114.*
- LEŠKO, B., SAMUEL, O., SNOPOKOVÁ, P., ĐURKOVIČ, T., SMETANA, J., WUNDER, D., ŠIRÁŇOVÁ, V., RUDINEC, R., LOSÍK, L., PÍCHOVÁ, E., KARKOŠKA, F., FILKOVÁ, V., JANKŮ, J., & HRADIL, F., 1987: Oporný vrt Smilno-1 (5 700 m). *Region. Geol. Západ. Karpát, 22, 5 – 133.*
- LEXA, J., BEZÁK, V., ELEČKO, M., MELLO, J., POLÁK, M., POTFAJ, M., VOZÁR, J. (eds.), SCHNABEL, G. W., PÁLENSKÝ, P., CSÁSZÁR, G., RYŁKO, W., & MACKIV, B. (Co-eds.), 2000: Geologická mapa Západných Karpát a prilahlých území (1 : 500 000). *Bratislava, MŽP SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra.*
- LIMANOWSKI, M., 1906: Sur la genese des Klippen des Carpathes. *Bull. Soc. géol. France.*
- LIŠČÁK, P., PETRO, L., PAUDITŠ, P., IGLÁROVÁ, L., ONDREJKA, P., DANANAJ, I., BARÁTH, I., VLAČIKY, M., NÉMETH, Z., BRČEK, M., ZÁHOROVÁ, L., ANTALÍK, M., & REPČIAK, M., 2010a: Registrácia, zhodnotenie a protihavarijné opatrenia na novovzniknutých svahových deformáciách v roku 2010 v prešovskom a košickom kraji. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 59 s.*
- LIŠČÁK, P., PAUDITŠ, P., PETRO, L., IGLÁROVÁ, L., ONDREJKA, P., DANANAJ, I., BRČEK, M., BARÁTH, I., VLAČIKY, M., NÉMETH, Z., ZÁHOROVÁ, L., ANTALÍK, M., REPČIAK, M., & DROTÁR, D., 2010b: Registration and evaluation of newly evolved slope failures in Prešov and Košice regions in 2010. *Bratislava, Miner. Slov., 42, 4, 393 – 406.*
- LOWE, D. R., 1975: Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology, 22, 157 – 204.*
- LOWE, D. R., 1982: Sediment gravity flows, II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. sed. Petrology, 52, 279 – 297.*
- LUGEON, M., 1902: Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. *Bull. Soc. géol. France, 4, 723 – 825.*

M

- MACKO, J., KOTRAS, J., & MAGA, J., 1959: Giraltovece – tehliarske hliny. Záverečná správa a výpočet zásob, stav k 31. 6. 1959. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív ŠGÚDŠ, 63 s.*
- MAGLAY, J. (ed.), HALOUZKA, R., BAŇACKÝ, V., PRISTAŠ, J., & JANOČKO, J., 1999a: Neotektonická mapa Slovenska v mierke 1 : 500 000. *Bratislava, MŽP SR – GS SR.*
- MAGLAY, J. (ed.), HALOUZKA, R., BAŇACKÝ, V., PRISTAŠ, J., JANOČKO, J., & HÓK, J., 1999b: Vysvetlivky k neotektonickej mape Slovenska 1 : 500 000. *Bratislava, GS SR, 48 s.*
- MAGLAY, J. (ed.), PRISTAŠ, J., KUČERA, M., & ÁBELOVÁ, M., 2009a: Geologická mapa kvartéru Slovenska v mierke 1 : 500 000 – genetické typy uloženín. *Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.*
- MAGLAY, J. (ed.), PRISTAŠ, J., KUČERA, M., & ÁBELOVÁ, M., 2009b: Geologická mapa kvartéru Slovenska v mierke 1 : 500 000 – hrúbky kvartéru. *Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.*
- MAGLAY, J. (ed.), MORAVCOVÁ, M., & KUČERA, M., 2011: Vysvetlivky ku geologickej mape kvartéru Slovenska 1 : 500 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ, 94 s.*
- MAHEL, M., 1975: Rázlomy vo vnútrenných Karpatoch. *Proceedings of the 10-th Congress CBGA, Sec. III, Tectonics, Bratislava, 240 – 254.*
- MAHEL, M., 1981: Island character of Klippen Belt; Vahicum

- continuation of Southern Penninicum in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 293 – 305.
- MALATINSKÝ, K., 1972: Štúdia geologických a hydrogeologických pomerov zriedelnej oblasti Šarišský Štiavnik. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 27 s.
- MALATINSKÝ, K., KLAGO, M., MATEJČEKOVÁ, E., & ŠULC, E., 1977: Šarišský Štiavnik – balneologický prieskum, vyhladávací + predbežný HGP, účel: získanie väčšieho množstva minerálnej vody na balneoterapeutické využívanie. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 60 s.
- MALÍK, P., BAČOVÁ, N., HRONČEK, S., KOČICKÝ, D., MAGLAY, J., ONDRAŠÍK, M., ŠEFCÍK, P., ČERNÁK, R., ŠVASTA, J., & LEXA, J., 2007: Zostavovanie geologických máp v mierke 1 : 50 000 pre potreby integrovaného manažmentu krajiny. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 549 s.
- MARCIN, D., 1997: Hydrogeologické štruktúry minerálnych vôd v smilnianskom tektonickom okne. *Podzemná voda*, III, 85 – 89.
- MARCIN, D., 2001: Vývery minerálnych vôd na tektonických zónach v magurskej jednotke východného Slovenska. *Podzemná voda*, VII, 172 – 180.
- MARCIN, D., 2004: Condition of formation mineral waters in Šarišský Štiavnik and Radoma. *Environmental Geol.*, 46, 646 – 650.
- MARKO, F., 1993: Kinematické indikátory strižných pohybov pri krehkej deformácii (prehľad). *Bratislava, Miner. Slov.*, 25, 285 – 287.
- MARSCHALCO, R., 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepenčov bradlového pásma a prilahlých tektonických jednotiek a prostredie ich vzniku. *Náuka o Zemi, Sér. geol.*, 9, 148.
- MARSCHALCO, R., & KORÁB, T., 1975: Postavenie východoslovenského flyša v karpatskom oblúku. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 7, 53 – 80.
- MASTELLA, L., & SZYNKARUK, E., 1998: Analysis of the fault pattern in selected areas of the Polish Outer Carpathians. *Geol. Quarterly*, 42, 263 – 276.
- MASTELLA, L., ZUCHIEWICZ, W., TOKARSKI, A. K., RUBINKIEWICZ, J., LEONOWICZ, P., & SZCZĘSNY, R., 1997: Application of joint analysis for paleostress reconstruction in structurally complicated settings: Case study from Silesian nappe, Outer Carpathians (Poland). *Przegl. geol.*, 45, 1 064 – 1 066.
- MAŠÍN, J., et al., 1963: Magnetická mapa ČSSR 1 : 200 000. *Praha, Ústř. Úst. geol.*
- MATĚJKA, A., 1946: Zborov – Regetovka. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 2 s.
- MATĚJKA, A., 1961: Flyšové pásmo na listu Košice generálnej mapy ČSSR. *Věst. Ústř. Úst. geol., Praha*, XXXVI, 453 – 455.
- MATĚJKA, A., & KODYM, O., st., 1939: Zpráva o geologickém mapování listu Dukelský průsmyk (4267) v roce 1937. *Věst. St. geol. Úst. (Praha)*, XIV, 84 – 86.
- MATĚJKA, A., & KODYM, O., 1949: Magurské nasunutí na východním Slovensku. *Věst. St. geol. Úst. (Praha)*, XXIV, 57 – 66.
- MATĚJKA, A., & KODYM, O., st., 1952: Geologie flyšového pásma mezi Dukelským a Lupkovským průsmykem na východním Slovensku. *Sbor. Ústř. Úst. geol.*, 19, 489 – 568.
- MATĚJKA, A., & ROTH, Z., 1950: Poznámka o hlavních tektonických jednotkách magurského flyše v ČSR. *Věst. St. geol. Úst.*, 25, 301 – 306.
- MATĚJKA, A., & ROTH, Z., 1956: Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu medzi Bytčou a Trenčínem. *Rozpr. Ústř. Úst. geol.*, 22, 1 – 253.
- MATĚJKA, A., & ZELENKA, L., 1931: Geologie flyšového území v širším okolí Bardejova a Zborova. *Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ.*, 10, 27 – 64.
- MATĚJKA, A., & STRÁNIK, Z., 1961: Hlavní výsledky geologických výzkumů na listu gen. mapy Zborov. *Věst. Ústř. Úst. geol., Praha*, XXXVI, 67 – 69.
- MATĚJKA, A. (ed.), BUDAY, T., FUŠÁN, O., CHMELÍK, F., & KUTHAN, M., 1964a: Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000, listy M-34-XXII Zborov – M-34-XXVIII Košice. *Bratislava, ÚGÚ, ÚÚG*.
- MATĚJKA, A. (ed.), BUDAY, T., BRÉZINA, J., CÍCHA, I., ČECHOVIČ, V., ČTYROKÝ, P., DORNIČ, J., ELIÁŠ, M., FUŠÁN, O., HANZLÍKOVÁ, E., CHMELÍK, F., KUTHAN, M., KVITKOVIČ, J., MARSCHALCO, R., MAZÚR, E., NEMČOK, J., PORUBSKÝ, A., PESL, V., SLÁVIK, J., STRÁNIK, Z., ŠVAGROVSKÝ, J., & ZORKOVSKÝ, B., 1964b: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, listy M-34-XXII Zborov – M-34-XXVIII Košice. *Bratislava, GÚDŠ, ÚÚG*, 254 s.
- MATOUŠEK, L., & ZMRZLÝ, M., 1976: Východoslovenský flyš – 1975 oblasť I, detailní tíhové měření. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 18 s.
- MAŤAŠOVSKÝ, M., & ANDREYEVA-GRIGOROVICH, A. S., 2002: The Lower Miocene deposits overlying Krynica subunit of the Magura nappe near Humenné (East Slovakia). In: *Mihalík, J., Šimon, L., & Vozár, J. (eds.): Proceedings of XVII. Congress of Carpathian-Balkan Geol. Assoc. Bratislava, September 1st – 4th 2002. Geol. Carpath.*, 53, Spec. Issue, CD-version, 6 p.
- MAZÚR, E., 1980a: Typologické členenie reliéfu (mapa 1 : 500 000). In: *Mazúr, E., & Jakál, J. (eds.) et al.: Atlas SSR. SAV a Slov. úrad geod. a kart., Bratislava*, 50 – 51.
- MAZÚR, E., 1980b: Horizontálna členitosť reliéfu (mapa 1 : 500 000). In: *Mazúr, E., & Jakál, J. (eds.) et al.: Atlas SSR. SAV a Slov. úrad geod. a kart., Bratislava*, 43 s.
- MAZÚR, E., & LUKNIŠ, M., 1980: Geomorfologické jednotky (mapa 1 : 500 000). In: *Mazúr, E., & Jakál, J. (eds.) et al.: Atlas SSR. SAV a Slov. úrad geod. a kart., Bratislava*, 54 – 55.
- MAZÚR, E., ČINČURA, J., & KVITKOVIČ, J., 1980: Geomorfológia (mapa 1 : 500 000). In: *Mazúr, E., & Jakál, J. (eds.) et al.: Atlas SSR. SAV a Slov. úrad geod. a kart., Bratislava*, 46 – 47.
- MÁŠKA, M., 1954: K tektonické analýze krystalinika (Drobná tektonika Krkonoš). *Knih. Úst. geol.*, 27, 259.
- MCCLAY, K. R., 1988: The Mapping of Geological Structures. Halsted press (New York – Toronto), 161 pp.
- MENČÍK, E., & PESL, V., 1958: Východoslovenský flyš z hľadiska súčasných znalostí jeho naftodôjnosti. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 121 s.
- MENČÍK, E., & PESL, V., 1963: O povaze hlavních směrných dislokací v magurském flyši. *Čas. Mineral. Geol.*, 8, 29 – 38.
- MICHÁLEK, J., SZALAIOVÁ, V., VOZÁR, J., PILKO, M., & PITOŇÁK, P., 2005: Využitie magnetotelurických meraní na interpretáciu hlbínnej stavby a overenie geofyzikálnych (seizmických, tiažových) transektov východnej časti Západných Karpát. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 61 s.
- MICHÁLEK, M., & KVĚT, R., 1960: Hydrogeochemický výzkum východoslovenského magurského flyše a duklesko-užockých vrás. *Práce Výzk. Úst. čs. naft. Dolů (Brno)*, 16, 7 – 68.
- MICHÁLEK, J., BODIŠ, D., & FENDEK, M., 1991: Izotopové, hydrogeochemické a hydrogeologické zhodnotenie vrtu Zborov-1. In: *Wunder, D., et al. (ed.): Prognózne overenie zdrojov prírodných uhľovodíkov v zborovskom antiklinóriu – ropnogeologické hodnotenie vrtu Zborov-1, doba riešenia 1986 – 1991. Príloha čiasťkovej záverečnej správy. Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 20 s.
- MIKITA, G., 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR. List mapy 1 : 50 000 M-34-104-C (Giraltovce). Správa – stav k 25. 9. 1971. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 7 s.
- MIKITA, G., NOVYSEDLÁK, J., & VALKO, P., 1970a: Východné Slovensko – štúdia – tehliarska surovina. Záverečná správa a výpočet zásob, stav k 1. 4. 1970. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 134 s.
- MIKITA, G., NOVYSEDLÁK, J., & VALKO, P., 1970b: Mestisko – PP-DP, záverečná správa a výpočet zásob, tehliarska surovina so stavom k 31. 12. 1970. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 76 s.
- MIŠÍK, M., SÝKORA, M., & JABLONSKÝ, J., 1991a: Strihovské zlepenca a juhomagurská kordiléra. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 14, 7 – 72.
- MIŠÍK, M., SÝKORA, M., MOCK, R., & JABLONSKÝ, J., 1991b: Paleogene Proč conglomerates of the Klippen Belt in the West Carpathians, material from neopieninic exotic ridge. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 46, 9 – 101.
- MOLNÁR, J., KAROLI, S., JANOČKO, J., KALIČIAK, M., PETRO, L., ŠKVARKA, L., & ŠUCHA, P., 1985: Vysvetlivky k listu 28-333 (Giraltovce). Čiasťková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 92 s.
- MONTGOMERY, D. R., BALCO, G., & WILLETT, S. D., 2001: Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology*, 29, 579 – 582.
- MOŘKOVSKÝ, M., NOVÁK, J., LUKÁŠOVÁ, R., JIHLAVEC, F., KAŇOVÁ, M., LUNGA, S., PETRIK, A., & RUDINEC, R., 1987: Východoslovenský flyš – komplexné spracovanie reflexne seizmických meraní SRB v centrálno-karpatskom paleogéne a flyšovom pásme východného Slovenska. Vyhladávací prieskum na živice. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond*.

MULDER, T., & ALEXANDER, J., 2001: The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48, 269 – 299.

N

NEMČOK, A., 1974: Svahové deformácie v karpatskom flyši. *Sbor. geol. Věd, Hydrogeol. inž. Geol.*, 11, 99 – 124.

NEMČOK, A., 1982: Zosuvy v slovenských Karpatoch. *Bratislava, Veda*, 320 s.

NEMČOK, A., PAŠEK, J., & RYBAŘ, J., 1974: Dělení svahových pohybů. *Sbor. geol. Věd, Hydrogeol. inž. Geol.*, 77 – 97.

NEMČOK, J., 1961: Vznik a výplň depresí v magurskom flyši na východnom Slovensku. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 12, 175 – 190.

NEMČOK, J., 1970: Príspevok k poznaniu niektorých tektonických zmien východoslovenského flyša vo vzťahu k paleoprúdivým systémom. *Geol. Práce, Spr.*, 53, 101 – 113.

NEMČOK, J., 1978a: Deformácie flyšových sedimentov ako odraz dynamiky podložia. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 3, 35 – 58.

NEMČOK, J., 1978b: Problémy paleogeografickej a paleotektonickej analýzy flyšového pásma východného Slovenska. In: *Vozár, J. (ed.), et al.: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, 113 – 119.

NEMČOK, J., 1980: Geologické pomery okolia Bardejovských kúpeľov. *Geol. Práce, Spr.*, 74, 79 – 84.

NEMČOK, J., 1984: Magurský príkrov a bradlové pásmo na východnom Slovensku. *Geol. Práce, Spr.*, 81, 119 – 129.

NEMČOK, J., 1989: Tektonický vznik paleogénnych panví Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 89, 53 – 66.

NEMČOK, J., 1990: Geologická mapa Pienin, Čergova, Lubovnianskej a Ondavskej vrchoviny v mierke 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ*.

NEMČOK, J., & KORÁB, T., 1961: Zpráva k zostaveniu geologickej mapy (1 : 50 000) flyšového pásma na listoch 91-D a 103-B. *Manuskript. Bratislava, archiv ŠGÚDŠ*, 35 s.

NEMČOK, J., KORÁB, T., & ĎURKOVIČ, T., 1961: Výskyt jaselských lupkov v magurskom flyši. *Geol. Práce, Zpr.*, 23, 125 – 135.

NEMČOK, J., & KORÁB, T., 1963: Contribution to the geology of Smilno tectonic window and adjacent part of the Magura flysch. *Geol. Sbor.*, 16, 209 – 215.

NEMČOK, J., KORÁB, T., & ĎURKOVIČ, T., 1968: Lithological investigation of conglomerate of Magura Flysch in East Slovakia. *Geol. Práce, Spr.*, 44 – 45, 105 – 118.

NEMČOK, J., & ĎURKOVIČ, T., 1989: Litológia malcovského súvrstvia (magurská jednotka). *Geol. Práce, Spr.*, 89, 39 – 51.

NEMČOK, J. (ed.), ZAKOVIČ, M., GAŠPARIKOVÁ, V., ĎURKOVIČ, T., SNOPOKOVÁ, P., VRANA, K., & HANZEL, V., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape Pienin, Čergova, Lubovnianskej a Ondavskej vrchoviny v mierke 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ*, 131 s.

NEMČOK, M., MELICHAR, R., MARKO, F., MADARÁS, J., & HODÁŇ, Š., 1995: Základy štruktúrnej geológie. *Bratislava, Miner. Slov., Monogr.*, 170 s.

NEMČOK, M., COWARD, M. P., SERCOMBE, W. J., & KLECKER, R. A., 1999: Structure of the West Carpathian Accretionary Wedge: Insights from Cross Section Construction and Sandbox Validation. *Phys. Chem. Earth (A)*, 24, 659 – 665.

NEMČOK, M., NEMČOK, J., WOJTASZEK, M., LUDHOVÁ, L., KLECKER, R. A., SERCOMBE, W. J., COWARD, M. P., & KEITH, F. K., jr., 2000: Results of 2D balancing along 20° and 21°30' longitude and pseudo-3D in the Smilno tectonic window: implications for shortening mechanisms of the West Carpathian accretionary wedge. *Geol. Carpath.*, 51, 281 – 300.

NEMČOK, M., KRZYWIEC, P., WOJTASZEK, M., LUDHOVÁ, L., KLECKER, R. A., SERCOMBE, W. J., & COWARD, M. P., 2006: Tertiary development of the Polish and Eastern Slovak parts of the Carpathian accretionary wedge: insights from balanced cross-sections. *Geol. Carpath.*, 57, 355 – 370.

NORMARK, W. R., & PIPER, D. J. W., 1991: Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: Implications for the depositional record. In: *Osborne, R. H. (ed.): From shoreline to abyss: SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication*, 46, 207 – 230.

NOTH, J., 1907: A Komárník-Mikovai és Luhi Petroleum – előfordulás-okról. *Földt. Közl.*, 37, 25 – 29.

NOTH, R., 1912: Die Foraminiferenfauna der roten Tone von Barwinek und Karmarnók. *Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung. Oriens*, 25, 1 – 24.

NOWAK, J., 1927: Zarys tektoniki Polski. *Nakł. Kom. Org. II. Zjazd Slow. Geogr. (Kraków)*, 160 s.

O

ONDRA, P., & HANÁK, J., 1989: Petrofyzikální studium sedimentů východoslovenského flyše. *Geol. Práce Spr.*, 89, 67 – 97.

OPOLSKI, Z., 1930: Zarys tektoniki Karpat medzi Oslawą-Lupkowem a Użokiem-Siankami. *Spraw. Pan. Inst. geol.*, 5, 617 – 658.

OSZCZYPKO, N., 1992: Late Cretaceous through Paleogene evolution of Magura Basin. *Geol. Carpath.*, 43, 333 – 338.

OSZCZYPKO, N., 1998: The Western Carpathian foredeep – development of the foreland basin in front of the accretionary wedge and its burial history (Poland). *Geol. Carpath.*, 49, 415 – 431.

OSZCZYPKO, N., 1999: From remnant oceanic basin to collision-related foreland basin – a tentative history of the Outer Western Carpathians. *Geol. Carpath.*, 50, Special issue, 161 – 163.

OSZCZYPKO, N., 2004: The structural position and tectono-sedimentary evolution of the polish Outer Carpathians. *Przeegl. geol.*, 52, 780 – 791.

OSZCZYPKO, N., 2006: Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin. *Geol. Quarterly*, 50, 169 – 194.

OSZCZYPKO, N., & ŚLĄCZKA, A., 1989: The evolution of the Miocene basins in the Polish Flysch Carpathians and their foreland. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 40, 23 – 36.

OSZCZYPKO, N., ANDREYEVA-GRIGOROVICH, A., MALATA, E., & OSZCZYPKO-CLOWES, M., 1999: The Lower Miocene deposits of the Rača Subunit near Nowy Sacz (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). *Geol. Carpath.*, 50, 419 – 433.

OSZCZYPKO, N., & ZUCHIEWICZ, W., 2000: Jointing in Eocene flysch strata of the mid-eastern Magura nappe, Polish outer Carpathians: implications for the timing of deformation. *Slovak Geol. Mag.*, 6, 441 – 456.

OSZCZYPKO, N., & OSZCZYPKO-CLOWES, M., 2002: Newly discovered Early Miocene deposits in the Nowy Sacz area (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). *Geol. Quarterly*, 46, 117 – 133.

OSZCZYPKO, N., & SALATA, D., 2005: Provenance analyses of the Late Cretaceous – Palaeocene deposits of the Magura Basin (Polish Western Carpathians) – evidence from a study of the heavy minerals. *Acta geol. pol.*, 55, 237 – 267.

OSZCZYPKO, N., OSZCZYPKO-CLOWES, M., & SALATA, D., 2006: Exotic rocks of the Krynica Zone (Magura nappe) and their palaeogeographic significance. *Geologia*, 32, 21 – 45.

OSZCZYPKO, N., ŚLĄCZKA, A., & ŻYTKO, K., 2008: Regionalizacja tektoniczna Polski – Karpaty zewnętrzne i zapadlisko przedkarpackie. *Przeegl. geol.*, 56, 927 – 935.

OSZCZYPKO-CLOWES, M., 2008: The stratigraphy of the Oligocene deposits from the Ropa tectonic window (Grybów Nappe, Western Carpathians, Poland). *Geol. Quarterly*, 52, 127 – 142.

OSZCZYPKO-CLOWES, M., & OSZCZYPKO, N., 2002: The position and age of the youngest deposits in the Mszana Dolna and Szczawa tectonic windows (Magura Nappe, Western Carpathians, Poland). *Acta geol. pol.*, 54, 339 – 367.

OWEN, L. A., 2010: Landscape development of the Himalayan-Tibetan orogen: A review. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, 338, 389 – 407.

P

PAUL, C. M., 1869: Die geologischen Verhältnisse des nördlichen Sároser und Zempliner Comitates. *Jb. geol. Reichsanst. (Wien)*, 19, 265 – 279.

PAUL, C. M., 1870: Das Karpathen-Sandsteingebiet des nördlichen Unger und Zempliner Comitates. *Jb. geol. Reichsanst. (Wien)*, 20, 243 – 250.

- PAUL, C. M., & TIETZE, E., 1877: Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. *Jb. geol. Reichsanst. (Wien)*, 27, 33 – 130.
- PECHO, J., FAŠKO, P., LAPIN, M., KAJABA, P., MIKULOVÁ, K., & ŠTASTNÝ, P., 2010: Extrémne atmosférické zrážky na jar a na začiatku leta 2010 na Slovensku. *Meteorologický časopis*, 13, 69 – 80.
- PELIŠEK, J., 1961: Pleistocenné sprašové zeminy a holocenné říční sedimenty karpatské oblasti východního Slovenska. *Anthropozoikum, IX, ČSAV, Praha*, 175 – 201.
- PELLETIER, J. D., DECELLES, P. G., & ZANDT, G., 2010: Relationships among climate, erosion, topography, and delamination in the Andes: A numerical modelling investigation. *Geology*, 38, 259 – 262.
- PEŠL, V., 1957: Přehledné geologické mapování mezi Ondavou a Laborcem na východním Slovensku. ČND, Průzkum (Hodonín). *Manuskript. Bratislava, archiv ŠGÚDŠ*, 131 s.
- PEŠL, V., 1958: Předběžná správa o přehledném geologickém mapování mezi Toplou a Olkou na východním Slovensku. ČND, Průzkum (Hodonín). *Manuskript. Bratislava, archiv ŠGÚDŠ*, 23 s.
- PEŠL, V., 1959: Přehledné geologické mapování magurského flyše na generální mapě list Zborov (M-34-XXII). Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archiv ŠGÚDŠ*, 53 s.
- PEŠL, V., 1960: Přehledné geologické zhodnocení magurské flyšové skupiny na východním Slovensku. Čiastková záverečná správa. *Manuskript, Bratislava, archiv ŠGÚDŠ*, 338 s.
- PEŠL, V., 1964: Vnitřní zóna račanské jednotky na východním Slovensku. *Zpr. geol. Výzk. v Roku 1963, 2 (Bratislava)*, 127 – 129.
- PEŠL, V., 1968: Litofacie paleogénu v magurské jednotce vnějších flyšových Karpat na území ČSSR a PLR. *Sbor. geol. Vied, Rad ZK, 9, 71 – 117*
- PEŠL, V., & MENČÍK, E., 1959: Přehledné geologické mapování magurského flyše na východním Slovensku. *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1957*, 181 – 186.
- PETRO, L., FRANKOVSKÁ, J., MATYS, M., WAGNER, P. (ed.), BEDNÁRIK, M., GRÜNNER, K., HOLZER, R., HRAŠNA, M., HULLA, J., JÁNOVÁ, V., KOVÁČIK, M., KOVÁČIKOVÁ, M., LIŠČÁK, P., MODLITBA, I., ONDRÁŠIK, M., ONDRÁŠIK, R., PAUDITŠ, P., SLIVOVSKÝ, M., & VLČKO, J., 2008: Inžinierskogeologický a geotechnický terminologický slovník. *Bratislava, ŠGÚDŠ, Vyd. D. Štúra*, 465 s.
- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E., & SIEVER, S., 1972: Sand and sandstone. *Springer-Verlag, New York*, 618 p.
- PEULVAST, J. P., MEGE, D., CHICIAK, J., COSTARD, F., & MASSON, P. L., 2001: Morphology, evolution and tectonics of Valles Marineris wallslopes (Mars). *Geomorphology*, 37, 329 – 352.
- PÉCSKAY, Z., LEXA, J., SZAKÁCS, A., KADOSC-BALOGH, I., SEGHEDI, I., KONEČNÝ, V., KOVÁCS, M., MÁRTON, E., KALIČIAK, M., SZÉKY-FUX, V., PÓKA, T., GYARMATI, P., EDELSTEIN, O., ROSU, E., & ŽEC, B., 1995: Space and time distribution of Neogene and Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. *Acta Volcanologica*, 7, 15 – 28.
- PICKERING, K. T., STOW, D. A. V., WATSON, M. P., & HISCOTT, R. A., 1986: Deep-water facies, processes and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Sci. Rev. (Amsterdam)*, 23, 75 – 174.
- PISARČÍK, F., et al., 1991: Šandal – lom pieskovca. Záverečná správa a výpočet zásob, stav k 1. 8. 1991. *Manuskript. Bratislava, archiv ŠGÚDŠ*.
- PLAŠIENKA, D., 2003: Dynamics of Mesozoic pre-orogenic rifting in the Western Carpathians. *Mitt. Österr. Geol. Gesell.*, 93, 79 – 98.
- PLAŠIENKA, D., GREČULA, P., PUTIŠ, M., HOVORKA, D., & KOVÁČ, M., 1997: Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. In: *Grečula, P., Hovorka, D., & Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov, Monograph*, 1 – 24.
- PLIČKA, M., 1966: Zpráva o výsledku drobné puklinové tektoniky ve východní oblasti karpatského flyše na území ČSSR. *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1957 (Praha)*, 302 – 303.
- PLIČKA, M., 1968: Joint zones in the flysch of the Czechoslovak Carpathians and in the Paleozoic of the SE border of the Czech massif. *Geol. Práce, Zpr.*, 44 – 45, 119 – 127.
- PLIVA, G., BARTOŠ, V., ADAMOVSÁ, V., & KLIMKOVÁ, V., 1977: Reinterpretace refrakčno-seismických dat v oblasti východoslovenského flyše. *Manuskript. Bratislava, archiv ŠGÚDŠ*, 56 s.
- POMIANOWSKI, P., 2003: Tektonika Kotliny Orawsko-Nowotarskiej – wyniki kompleksowej analizy danych grawimetrycznych i geoelektrycznych. *Przeegl. geol.*, 51, 498 – 506.
- POPRAWA, P., MALATA, T., & OSZCZYPKO, N., 2002: Evolucja tektoniczna basenów sedimentacyjnych polskiej części Karpat zewnętrznych w świetle analizy subsydencji. *Przeegl. geol.*, 11, 1 092 – 1 108.
- POSEWITZ, T., 1907: Petroleum u. Asphalt in Ungarn. *Mitt. Jb. Ung. geol. Anst. (Budapest)*, 224 p.
- POSPÍŠIL, L., NEMČOK, J., & FERANEC, J., 1982: Analýza „nelineárnej štruktúry Svidník – Stropkov“ identifikovanej interpretáciou kozmických snímkov. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 14, 539 – 548.
- POSPÍŠIL, L., NEMČOK, J., GRANICZNY, M., & DOKTÓR, S., 1986: Príspevek metod dálkového průzkumu k identifikaci zlomů s horizontálním posunem v oblasti Západných Karpat. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 18, 385 – 402.
- POSPÍŠIL, L., HRUŠECKÝ, I., & FEJDI, V., 2005a: Nové príležitosti z pohľadu hlbokých prospektov definovaných na základe interpretácie seizmických dát na východnom Slovensku. *Int. J. EGRSE, XII*, 23 – 26.
- POSPÍŠIL, L., NEMČOK, M., & HRUŠECKÝ, I., 2005b: Rekonštrukcia sedimentárnych panví východoslovenského flyšového pásma na základe balancovaných rezov. *Int. J. EGRSE, XII*, 31 – 42.
- POSPÍŠIL, L., MIKŠOVÁ, J., & KOVÁČIK, M., 2007: Oblasti karpatské litosféry se zvýšeným rizikom a geodynamickou aktivitou. *Acta Montan. Slov.*, 12, 105 – 111.
- POTFAJ, M., 1989: Vychylovské súvrstvie – nová litostratigrafická jednotka v magurskom flyši (Paleogén Kysúc a Oravy). *Region. geol. ZK, Spr. o geol. výsk., GÚDŠ, Bratislava*, 25, 43 – 49.
- POTFAJ, M., 1993: Postavenie bielokarpatskej jednotky v rámci flyšového pásma Západných Karpát. *Geol. Práce, Zpr.*, 98, 55 – 78.
- POTFAJ, M., 1998: Geodynamics of the Klippen Belt and Flysch Belt of the Western Carpathians. In: *M. Rakús (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Geol. Surv. of Slovak Rep., Bratislava*, 143 – 154.
- POTFAJ, M. (ed.), MAGLAY, J., ŠLEPECKÝ, T., & TEŤÁK, F., 2002: Geologická mapa regiónu Kysúc (M 1 : 50 000). *Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra*.
- POTFAJ, M. (ed.), ŠLEPECKÝ, T., MAGLAY, J., HANZEL, V., BOOROVÁ, D., ŽECOVÁ, K., KOHÚT, M., NAGY, A., TEŤÁK, F., VASS, B., SANDANUS, M., BUČEK, S., SÝKORA, M., KÖHLER, E., FEJDI, O., KANDERA, K., SAMUEL, O., BUBÍK, M., & BALEŠ, F., 2003: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Kysuce (M 1 : 50 000). *Bratislava, ŠGÚDŠ, Vyd. D. Štúra*, 169 s.
- POTFAJ, M., KOVÁČIK, M. (eds.), BÓNA, J., ŽEC, B., PRISTAŠ, J., & MAGLAY, J., 2008: Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 200 000, mapový list: 28 – Svidník. *Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra*.
- PROCHÁZKOVÁ, D., BROUČEK, I., GUTERCH, B., & LEWANDOWSKA-MARCINIAK, H., 1978: Map and list of the maximum observed macroseismic intensities in Czechoslovakia and Poland. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.*, B-3, 122, 1 – 75.

R

- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H. G., SPERNER, B., MESCHÉDE, M., DECKER, K., NEMČOK, M., NEMČOK, J., & GRYGAR, R., 1993: The Pieniny Klippen Belt in the Western Carpathians of northeastern Slovakia: structural evidence for transpression. *Tectonophysics*, 226, 471 – 483.
- RICHTEROVÁ, L., DOJČÁKOVÁ, V., & VALKO, P., 1975: Bardejov – stavebný kameň, VP. Záverečná správa a výpočet zásob, stav k 15. 1. 1975. *Manuskript. Bratislava, archiv ŠGÚDŠ*, 72 s.
- RICHTEROVÁ, L., HRINKO, V., BARKÁČ, Z., VARGA, M., & URBAN, V., 1985: Bardejov – okres, záverečná správa a výpočet zásob, surovina: tehliarska, VP, stav k 7. 3. 1985. *Manuskript. Bratislava, archiv ŠGÚDŠ*, 218 s.
- ROTH, Z., 1980: Západní Karpaty – terciérní struktura střední Evropy. *Knih. Ústř. Úst. geol.*, 55, 128 s.
- ROTH, Z., & HANZLÍKOVÁ, E., 1982: Paleotectonic and paleoecological position of the Menilitic Formation in the Carpathian Mts. *Čas. Mineral. Geol.*, 27, 113 – 126.
- ROZLOŽNÍK, L., ZÁBRANSKÝ, F., & ZORKOVSKÝ, B., 1964: Legenda

- k mape nerastných surovín ČSSR 1 : 200 000. Listy: M – 34 XXII Zborov, M – 34 XXVIII Košice. *Bratislava, GÚDŠ, 44 s.*
- RUDINEC, R., 1973: Vzťah neogénnej výplne a predneogénneho podložia v centrálnej a severnej časti Košicko-prešovskej kotliny. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 27 s.*
- RYBAK, B., 2006: Struktury ślizgowe ze stref nasunięć w polskiej części Karpat zewnętrznych. *Przegl. geol., 54, 905 – 912.*

S

- SAMUEL, O., 1960: Mikrobiostratigrafické pomery flyša medzi Bardejovom a riekou Ondavou. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 49 s.*
- SAMUEL, O., 1973: Paleogeografický náčrt a prejavy orogenetických fáz v paleogéne Západných Karpát Slovenska a v priľahlej časti maďarského stredohoria. *Geol. Práce, Spr., 60, 55 – 83.*
- SAMUEL, O., 1990: Unifikácia litostratigrafických jednotiek východoslovenského flyšu. *Geol. Práce, Spr., 91, 61 – 74.*
- SĂNDULESCU, M., 1988: Cenozoic tectonics history of the Carpathians. In: Royden, L. H., & Horwath, H. (ed.): *The Pannonian Basin: A study in basin evolution. AAPG Mem., 45, 17 – 26.*
- SGÚ, 1992: Smernica na zostavenie máp vhodnosti územia pre skládky odpadov v mierke 1 : 50 000. *Bratislava, Vyd. SGÚ.*
- SCHARDT, H., 1893: Sur l'origine des Préalpes romandes. *Eclogae geol. Helv., 4, 129 – 142.*
- SCHENK, V., SCHENKOVÁ, Z., KOTTNAUER, P., GUTERCH, B., & LABÁK, P., 2000: Earthquake Hazard for the Czech Republic, Poland and Slovakia – Contribution to the ILC/IASPEI Global Seismic Hazard Assessment Program. *Natural Hazards, 21, 331 – 345.*
- SCHMID, S. M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M., & USTASZEWSKI, K., 2008: The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss J. Geosci., 101, 139 – 183.*
- SIHELNIKOVÁ, A., & TISCHLER, O., 1993: Mapa vhodnosti pre výber skládok odpadov 1 : 50 000 a registrácia skládok odpadov, okres Bardejov. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ.*
- SLANINKA, I., HÓK, J., & FRANZEN, J., 2007: Vývoj a stav hlbinného úložiska RAO v Slovenskej republike z hľadiska geologického poznania. *Acta Mont. Slov., 12, mim. číslo 1, 17 – 23.*
- SLÁVIK, J., 1974: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v Neoeurópe. [Dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 341 s.*
- SNOPKOVÁ, P., 1990: Preplavené palinomorfy v paleogénnych sedimentoch Západných Karpát a ich význam pre paleogeografiu. *Geol. Práce, Spr., 91, 49 – 59.*
- SOTÁK, J., 2010: Paleoenvironmental changes across the Eocene-Oligocene boundary: insights from the Central-Carpathian Paleogene Basin. *Geol. Carpath., 61, 393 – 418.*
- SPIŠÁK, Z., PETRO, L., JETEL, J., KOVÁČIKOVÁ, M., LIŠČÁK, P., GABAUER, G., & KOVÁČIK, M., 1993: Mapa vhodnosti územia pre výber skládok odpadov 1 : 10 000, okres Prešov (vrátane registra v mierke 1 : 10 000). *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ.*
- STAROBOVÁ, M., 1959: Východoslovenský magurský flyš a vnútorní bradlové pásmo. Sedimentárne petrografické zhodnocení. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 13 s.*
- STAROBOVÁ, M., 1962: Těžké minerály východoslovenského magurského flyša a vnútorného bradlového pásma. *Geol. Práce, Zoš., 63, 47 – 52.*
- STEWART, I. S., & HANCOCK, P. L., 1994: Neotectonics. In: *Hancock, P. L. (ed.): Continental deformation. Perg. Press, Oxford, 370 – 409.*
- STN 72 1564, 1985: Tehliarske zeminy. Spoločné ustanovenia. Bratislava, SÚTN.
- STN 72 1512, 1990: Hutné kamenivo na stavebné účely. Technické požiadavky. Bratislava, SÚTN.
- STN 73 0036, 1997: Seizmické zataženia stavebných konštrukcií. Bratislava, SÚTN.
- STRÁNÍK, Z., 1960: Vysvetlivky k magurskému flyši z území mapovaného ÚÚG v letech 1957 – 1959 na listu Zborov. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 35 s.*
- STRÁNÍK, Z., 1961: Předběžná zpráva o geologických výzkumech v Ondavské vrchovině (listy M-34-91-D, M-34-92-C, M-34-103-B, M-34-104-A). *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1959, 134 – 137.*
- STRÁNÍK, Z., 1965: Geologie magurského flyše čerchovského pohoří a západní části Ondavské vrchoviny. *Sbor. geol. Vied, Rad ZK, 3, 125 – 178.*
- STRÁNÍK, Z., & HANZLÍKOVÁ, E., 1963: Geologická studie smilenského okna. *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., 28, 457 – 495.*
- STRÁNÍK, Z., & ROTH, Z., 1959: Předběžná zpráva o geologických výzkumech v Čerhovském pohoří a západní bardějovské části Ondavské vrchoviny. *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1957, Praha, 228 – 231.*
- STRÁNÍK, Z., & ROTH, Z., 1960: Předběžná zpráva o geologických výzkumech v Čerhovském pohoří a západní bardějovské části Ondavské vrchoviny. *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1958, Praha, 152 – 155.*
- STRÁNÍK, Z., ĐURKOVIČ, T., & JANOČKO, J., 2006: Flyšové pásmo Západných Karpát. In: *Grecula, P. (ed.) et al.: História geológie na Slovensku, zv. 2. Bratislava, ŠGÚDŠ, 627 – 656.*
- STRUSKA, M., 2008: Neogenecko-czwartorzędowy rozwój strukturalny kotliny Orawskiej w świetle badań geologicznych, geomorfologicznych oraz teledetekcyjnych. Rozprawa doktorska. *Manuskript. Kraków, archív AG-H, 149 s.*
- SZALAIOVÁ, V., ŠANTAVÝ, J., & VALUŠIAKOVÁ, A., 1995: Flyš východného Slovenska – geofyzika – štúdia, gravimetria a doplnujúce merania. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 17 s.*

Š

- ŚWIDZIŃSKI, H., 1934: Uwagi o budowie Karpat fliszowych. *Spraw. Pan. Inst. geol., 8, 75 – 139.*
- ŚWIDZIŃSKI, H., 1958: Mapa geologiczna Karpat polskich, część wschodnia – 1 : 200 000 a przekroje geologiczne przez Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. *Instytut Geologiczny, Warszawa.*
- ŚWIDZIŃSKI, H., 1961: La Serie de Richvald dans les Karpates Flyscheuses. *Bull. Acad. pol. Sci., 9, 109 – 119.*
- ŚWIERCZEWSKA, A., 2005: The interplay of the thermal and structural histories of the Magura nappe (Outer Carpathians) in Poland and Slovakia. *Miner. Pol., 36, 91 – 144.*
- ŚWIERCZEWSKA, A., TOKARSKI, A. K., & HURAI, V., 2000: Joints and mineral veins during structural evolution: case study from the Outer Carpathians (Poland). *Geol. Quarterly, 44, 333 – 339.*

Š

- ŠIMEKOVÁ, J., MARTINČEKOVÁ, T. (eds.), ABRAHÁM, P., BALIAK, F., CAUDT, L., GEJDOŠ, T., GREŇKOVÁ, A., GRMAN, D., HRAŠNA, M., JADROŇ, D., KOPECKÝ, M., KOTRČOVÁ, E., LIŠČÁK, P., MALGOT, J., MASNÝ, M., MOKRÁ, M., PETRO, L., POLAŠČINOVÁ, E., RUSNÁK, M., SLUKA, V., SOLČIANSKY, R., WANIEKOVÁ, D., ZÁTHURECKÝ, A., & ŽABKOVÁ, E., 2006: Atlas máp stability svahov Slovenskej republiky 1 : 50 000. *Vyd. MŽP SR Bratislava/INGEO-IGHP, s. r. o., Žilina.*
- ŠTASTNÝ, P., NIEPLOVÁ, E., & MELO, M., 2002a: Priemerná teplota vzduchu v januári (mapa 1 : 2 000 000). In: *Hrnčiarová, T. (ed.), et al.: Atlas krajiny SR (1. vyd.). MŽP SR, Bratislava, SAŽP, Banská Bystrica, 99 s.*
- ŠTASTNÝ, P., NIEPLOVÁ, E., & MELO, M., 2002b: Priemerná teplota vzduchu v júli (mapa 1 : 2 000 000). In: *Hrnčiarová, T. (ed.), et al.: Atlas krajiny SR (1. vyd.). MŽP SR, Bratislava, SAŽP, Banská Bystrica, 99 s.*
- ŠUTOR, A., & ČEKAN, V., 1965: Regionální gravimetrický a geomagnetický průzkum v oblasti východního Slovenska. *Sbor. geol. Věd, užitá Geofyz., sv. 4.*
- ŠVÁBENICKÁ, L., BUBÍK, M., KREJČÍ, O., & STRÁNÍK, Z., 1997: Stratigraphy of Cretaceous sediments of the Magura group of nappes in Moravia (Czech Republic). *Geol. Carpath., 48, 179 – 191.*
- ŠVARCEV, S. L., 1996: Обščаја гидрогеологija. *Moskva, Nedra, 423 s.*

T

- TEISSEYRE, H., 1930: Sprawozdanie z badan geologicznych wykonanych w roku 1929 w okolicy Dukli. *Spraw. Pol. Inst. geol.*, 5, 601 – 613.
- TEISSEYRE, H., 1932: Zarys budowy geologicznej Karpat Dukielskich. *Spraw. Pol. Inst. geol.*, 7, 319 – 336.
- TERMIER, P., 1904: Les nappes des Alpes orientales et la synthese des Alpes. *Bull. Soc. géol. France*, 4, 711 – 766.
- TIETZE, E., 1889: Beiträge zur Geologie von Galizien. *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien)*, 39, 289 – 404.
- TKÁČOVÁ, H., 1978: Ondavská vrchovina – geofyzikálny prieskum. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 16 s.
- TOKARSKI, A. K., ZUCHIEWICZ, W., & ŚWIERCZEWSKA, A., 1999: The influence of early joints on structural development of thrust- and-fold belts: A case study from the Outer Carpathians (Poland). *Geol. Carpath.*, 50, 178 – 180.
- TOMEK, Č., ŠVANCARA, J., & BUDIK, L., 1979: The depth and the origin of the West Carpathian gravity low. *Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam)*, 44, 39 – 42.
- TÖZSÉR, J., & RUDINEC, R., 1975: Geologická stavba a nerastné suroviny východného Slovenska a jeho podložia. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 7, 81 – 104.
- TURBEK, J., 1980: Hydrologia (mapa 1 : 750 000). In: *Mazúr, E., & Jakál, J. (ed.), et al.: Atlas SSR. SAV a Slov. úrad geod. a kart., Bratislava*, 66 – 67.
- TŮMA, W., 1963: Hydrogeologický prieskum povodia Tople. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*.

Ĥ

- ĤAPÁK, M., HRUŠKOVIČ, S., BARKÁČ, Z., HOLOVSKÁ, L., KABINA, P., RICHTER, Š., SMIEŠKOVÁ, K., TRÉGEROVÁ, R., & ZUBEREC, J., 1974: Ložiská stavebných nerastných surovín Slovenskej socialistickej republiky (kameň, štrky, piesky, tehliarske suroviny). Vysvetlivky k mape 1 : 200 000. *Východoslovenský kraj*, 110 s.

U

- UDIČ, M., & JACKO, S., 2008: Pieskovcové dajky v račianskej jednotke vonkajšieho flyšového pásma (Nová Polianka, východné Slovensko). *Acta Mont. Slov.*, 13, 435 – 443.
- UHLIG, V., 1883: Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpathen. *Jb. Geol. R. A., XXXIII., Wien*, 443 – 562.
- UHLIG, V., 1888: Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. *Jb. Geol. Reichsanst.*, 38, 83 – 264.
- UHLIG, V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. In: *Diener, C. (ed.): Bau und Bild der Österreichs. Wien – Leipzig*, 651 – 911.
- UHLIG, V., 1907: Über die Tektonik der Karpathen. *Sitz.-Ber. Akad. Wiss. (Wien)*, 116, 2, 871 – 981.
- URBAN, F., 1959a: Průzkum pískovce v ČSR – 1959, Kečkovce. Závěrečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 18 s.
- URBAN, F., 1959b: Průzkum pískovce – 1958, Chotča. Závěrečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 20 s.

V

- VALUŠIAKOVÁ, A., 1982: Čerchovské pohorie – reinterpretácia geoelektrických meraní v rokoch 1976 – 1980, geofyzikálny prieskum. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 11 s.
- VARGA, I., RICHTEROVÁ, L., & HRINKO, V., 1989: Kvalitatívne vlastnosti a prognózy ílovcov flyša na severovýchodnom Slovensku pre využitie v keramickej praxi. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 21, 429 – 439.
- VARCHOLOVÁ, J., 1993: Regionálne štúdie nerastných surovín okresov Slovenskej republiky. Okres Svidník. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív ŠGÚDŠ*, 17 s.
- VARCHOLOVÁ, J., DOJČÁKOVÁ, V., & VALKO, P., 1975: Svidník –

stavebný kameň, VP. Závěrečná správa a výpočet zásob, stav 31. 6. 1974. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 52 s.

- VARCHOLOVÁ, J., HRINKO, V., PETERCOVÁ, A., & BARKÁČ, Z., 1992: Giraltovce – tehliarska surovina, závěrečná správa, stav k 27. 3. 1991. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 80 s.
- VASS, D. (ed.), BEGAN, A., GROSS, P., KAHAN, Š., KÖHLER, E., KRÝSTEK, I., LEXA, J., & NEMČOK, J., 1988a: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR. *SGÚ – GÚDŠ – Geofond, Bratislava*.
- VASS, D. (ed.), BEGAN, A., GROSS, P., KAHAN, Š., KRÝSTEK, I., KÖHLER, E., LEXA, J., NEMČOK, J., RŮŽIČKA, M., & VAŠKOVSKÝ, I., 1988b: Vysvetlivky k mape Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR (M 1 : 500 000). *GÚDŠ, Bratislava*, 65 s.
- VÁŇOVÁ, M., 1974: Tektonický a litologicko-stratigrafický výskum flyša. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 31 s.
- VÁŇOVÁ, M., & NEMČOK, J., 1970: Menilitovo-malčovské vrstvy vo vzťahu ku zlínym vrstvám na základe numulitov, čiastková správa za rok 1969. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 9 s.
- VJALOV, O. S., & ANDRUSOV, D. N., 1963: O neobchodnosti rozdelenija paleogena flišovej zony na dve hlavnije seri: karpскую i ombronskuiu. *Geol. Sbor.*, 14, 169 – 173.
- VOZÁR, J., BIELIK, M., SZALAIÓVÁ, V., POTFAJ, M., KOVÁČ, P., & MIKUŠKA, J., 2003: Seizmické transeky geologickými jednotkami Západných Karpát. Závěrečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 48 s.
- VRANOVSKÁ, A., DROZD, V., & HALÁS, O., 2000: Geothermal energy utilization – economic potential of Košice basin. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 32, 311 – 313.
- VÚVH, 1994: Mapa ochrany vôd Slovenska 1 : 50 000 (listy 27-24, 27-42, 27-44, 28-13, 28-31 a 28-33). *Vyd. VÚVH pre potreby MZP, Bratislava*.

W

- WACHTEL, D., 1859: Ungarns Kurorte und Mineralquellen. *Seyring & Henicke, Oedenburg*, 475 p.
- WALTER, H., & DUNIKOWSKI, E., 1882: Geologiczna budowa naftonosnego obszaru zachodnio-galycyjskich Karpat. *Cz. 1, Kosmos, Ser. B. Przyr. niezryw. (Lwów)*, 7, 263 – 302.
- WINKLER, W., & ŚLĄCZKA, A., 1992: Sediment dispersaland provenance in the Silesian, Dukla and Magury flysch nappes (Outer Carpathians, Poland). *Geol. Rdsch.*, 81, 2, 371 – 382.
- WINKLER, W., & ŚLĄCZKA, A., 1994: A Late Cretaceous to Paleogene geodynamical model for the Western Carpathians in Poland. *Geol. Carpath.*, 45, 71 – 82.
- WOJAS, A., 1977: Dokumentácia seizmických refrakčných tém – východoslovenský flyš. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 37 s.
- WUNDER, D., 1989: Komplexná geologická interpretácia geofyziky, atmogeochemie a DPZ zborovského antiklinória. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 73 s.
- WUNDER, D., ĐURKOVIČ, T., ŠIRÁŇOVÁ, Z., FEJDIOVÁ, O., GAŠPARÍKOVÁ, V., KORÁBOVÁ, K., PÍCHOVÁ, E., ČERVENKA, J., KOZEL, J., SNOPOKOVÁ, P., RUDINEC, R., & SMETANA, J., 1990: Prognózne overenie zdrojov prírodných uhľovodíkov v zborovskom antiklinóriu. Geologické zhodnotenie vrtu Zborov-1. Čiastková záverečná správa z úlohy geologické perspektívy nových výskytov ropy a zemného plynu v SR. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 20 s.
- WUNDER, D., KORÁB, T., ANTONOV, P., DUBINIUK, P., SUROVÁ, E., GOLOVACKIJ, J., ŠIRÁŇOVÁ, V., MICHALKO, J., KUBA, J., et al., 1991: Prognózne overenie zdrojov prírodných uhľovodíkov v zborovskom antiklinóriu – ropnogeologické hodnotenie vrtu Zborov-1, doba riešenia 1986 – 1991, čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*.

Z

- ZAKOVIČ, M., 1980: La caractéristique de la perméabilité des sédiments Paleogène de la Slovaque. *Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol.*, 3, 143 – 173.

- ZAKOVIČ, M., BAŇACKÝ, V., BODIŠ, D., FRANKO, O., HANZEL, V., & KORÁB, T., 1988: Vysvetlivky k hydrogeologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list 28 Svidník. *Bratislava, GÚDŠ*, 79 s.
- ZUBER, R., 1918: Flisz i nafta. *Towarzystwo dla Popierania Nauki Polskiej we Lwowie, Drukarnia Uniw. Jagiellonskiego w Krakowie*, 381 s.
- ZUCHIEWICZ, W., TOKARSKI, A. K., JAROSIŃSKI, M., & MÁRTON, E., 2002: Late Miocene to present day structural development of the Polish segment of the Outer Carpathians. *EGU Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.*, 3, 185 – 202.
- ZUCHIEWICZ, W., BADURA, J., & JAROSIŃSKI, M., 2007: Neotectonics of Poland: An overview of active faulting. *Stud. Quater*, 24, 5 – 20.
- Ž**
- ŽEC, B. (ed.), KALIČIAK, M., KONEČNÝ, V., LEXA, J., JACKO, S., ml., BAŇACKÝ, V., KAROLI, S., POTFAJ, M., RAKÚS, M., PETRO, L., SPIŠÁK, Z., BODNÁR, J., JETEL, J., BOOROVÁ, D., & ZLINSKÁ, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Humenských vrchov, M 1 : 50 000. *Bratislava, GS SR*, 254 s.
- ŽEC, B., GAZDAČKO, L., KOVÁČIK, M., KOBULSKÝ, J., BÓNA, J., PRISTAŠ, J., ŽECOVÁ, K., ZLINSKÁ, A., DERCO, J., SIRÁŇOVÁ, Z., VANĚKOVÁ, H., & BUČEK, S., 2005a: Severná časť regiónu Nízke Beskydy-stredná časť, M 1 : 25 000 (listy 28-143, 28-321, 28-323, 28-324, 28-341, 28-342, 28-343, 28-344, 28-433). Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 74 s.
- ŽEC, B., GAZDAČKO, L., KOVÁČIK, M., KOBULSKÝ, J., BÓNA, J., POTFAJ, M., PRISTAŠ, J., ŽECOVÁ, K., DERCO, J., ZLINSKÁ, A., SIRÁŇOVÁ, Z., VANĚKOVÁ, H., BUČEK, S., & KONEČNÝ, P., 2005b: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Nízke Beskydy-stredná časť, M 1 : 50 000 (listy 38-11, 38-12, 38-14, 38-21, 38-22, 38-23, 38-24). *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 194 s.
- ŽEC, B., GAZDAČKO, L., KOVÁČIK, M., KOBULSKÝ, J., BÓNA, J., POTFAJ, M., PRISTAŠ, J., ŽECOVÁ, K., DERCO, J., KUCHARIČ, L., MARCIN, D., PETRO, L., ZLINSKÁ, A., SIRÁŇOVÁ, Z., VANĚKOVÁ, H., BUČEK, S., & KONEČNÝ, P., 2005c: Geologická mapa regiónu Nízke Beskydy-stredná časť v mierke 1 : 50 000. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 211 s.
- ŽEC, B., POTFAJ, M., GAZDAČKO, L., KOVÁČIK, M., ĎUĐA, R., SCHLÖGL, J., FULÍN, M., RAKÚS, M., ŽECOVÁ, K., KONEČNÝ, P., BÓNOVÁ, K., & KOŠUTH, M., 2005d: Kenozoikum východného Slovenska: vybrané transekty (ekurzia B). In: Žec, B., Repčiak, M., Kobulský, J., & Petro, L. (eds.): *Exkurzný sprievodca ku kongresu Slovenskej geologickej spoločnosti, Zemplínska šírava – Medvedia hora, 20.–23. 6. 2005, CompuGraph, Košice*, 35 – 78.
- ŽEC, B., 2006: Geologická mapa regiónu Nízke Beskydy-západná časť v mierke 1 : 50 000. Projekt geologickej úlohy. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 38 s.
- ŽEC, B. (ed.), GAZDAČKO, L., KOVÁČIK, M., KOBULSKÝ, J., BÓNA, J., PRISTAŠ, J., & POTFAJ, M., 2006: Geologická mapa Nízkych Beskýd-stredná časť v mierke 1 : 50 000. *Bratislava, MŽP SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra*.

SUMMARY

Explanations to the Geological map of the Nízke Beskydy Mts. – western part at a scale 1 : 50 000 describe in detail the geology and evolution of the region depicted on previously published geological map (Kováčik et al., 2011c). Both publications represent an important part of a series of regional geological maps of the Slovak Republic at a scale 1 : 50 000. Geological map of the Nízke Beskydy Mts. – western part at a scale 1 : 50 000 was compiled on the basis of new basic geological maps at a scale 1 : 25 000 (Kováčik et al., 2008a, 2010). It covers the territory in the north-eastern Slovakia having the areal extent of 1 015 km². Detailed geological mapping was accompanied with extensive sedimentological, structural-geological, biostratigraphical, mineralogical and petrographic studies.

Outline of geology of the region Nízke Beskydy Mts. – western part

The geological setting of the region is characterised by the presence of the Flysch Belt units (as a part of the Outer Western Carpathians), being covered by the Quaternary sediments in the erosive and discordant position.

FLYSCH BELT

The Flysch Belt consists of several rootless nappes displaced northward on Neogene molasse sediments of the Carpathian Foredeep. In the area investigated it is represented by the Magura nappe and the Grybow Unit. The lithological content of these units consists of the deep-sea, prevailing siliciclastic sediments of Late Cretaceous to Oligocene age.

Grybow Unit

The Grybow Unit is cropping out in the Smilno tectonic window beneath the Inner Rača Unit of the Magura nappe, being displaced northward. The Smilno tectonic window is a tectonic structure of the general direction NW–SE located between the villages of Smilno on the NW and Nižný Mirošov on the SE. Deep structural boreholes Smilno-1 (Leško et al., 1987) and Zborov-1 (Wunder et al., 1990) revealed another unit below the Magura nappe – the Obidowa-Slopnice Unit. The Obidowa-Slopnice and Grybow units, as well as Dukla Unit (outside the study area), represent part of the Fore-Magura group of nappes and their sedimentary infill was deposited in the Dukla basin (northeast of Magura Basin, Cieszkowski, 2002).

The bed succession of the Grybow Unit consists of several formations, being arranged upwards as follows: Subsmilno, Smilno and Krosno formations. The stratigraphic range of preserved sediments is Middle Eocene(?) to Early Oligocene.

The Subsmilno Formation (Middle Eocene? – Late Eocene) is the oldest formation of the Grybow Unit. It crops out in the valleys north of the Cigla village, in Dubová and its close surrounding and west of Nižný Mirošov. The thickness of the Subsmilno Formation is estimated to 150–200 m. It is formed by the facies (65) of thin- to medium-bedded green to dark-grey claystones with layers of quartz to quartz-carbonate sandstone. The lower boundary of the formation is not known. Upper boundary is gradual and characteristic by the rising amount of calcareous claystones of the Smilno Formation.

The Smilno Formation (Late Eocene – Early Oligocene) is present between the villages of Smilno and Nižný Mirošov. Its thickness is estimated to 400–500 m. It is divided to Lower and Upper (Menilite) Smilno Member. A dominant facies of the Lower Smilno Member is represented by the dark-grey to black calcareous claystones and marlstones (64). The next, separately distinguished facies in these beds, are carbonates (64a), dark quartzose to quartzose-greywacke sandstones (63) and light quartzose sandstones (Kliwa sandstones, 62). The Upper Smilno (Menilite) Member (61) is present in the upper part of the Smilno Formation, where it forms distinct correlation horizon, observable mainly in the southern limb of the brachyanticlinal structure of the Smilno tectonic window. A typical sign of this facies is a presence of the silicite beds and menilite cherts of the black colour cropping out in the frame of succession of the black quartz “shales” or claystones of menilite type. The beds reach the thickness of several metres to app. 85 m and their contact with the underlying Lower Smilno Member and overlying Krosno Formation is gradual.

The Krosno Formation (Early Oligocene) is the youngest formation of the Grybow Unit. The largest extent it has in the southern part of the Smilno tectonic window, where it reaches the thickness around 450–550 m.

Its upper boundary is not clear, yet. The formation is in tectonic contact with facies of the Kurimka Formation of the Inner Rača Unit. It is divided into two facies: the thin-bedded grey calcareous claystones, siltstones and sandstones (60, fine-rhythmical flysch) and the medium- to very thick-bedded grey calcareous claystones, siltstones and quartzose-carbonate sandstones (61).

Magura nappe

The Magura nappe forms a substantial part of the studied territory. Based on lithofacies and lithostratigraphic differences of the bed successions of partial structures, it is divided on 3 principal tectono-lithofacies units (from the south to north): Krynica, Bystrica and Rača units. In the south the Magura nappe is tectonically bounded by the Klippen Belt, in the north it continues on the territory of Poland and north-eastward it is in tectonic contact with the Dukla Unit belonging to Fore-Magura group of nappes of the Flysch Belt. The contact with the mentioned neighbouring units is located out of the studied territory.

The Rača Unit represents the northernmost tectono-lithofacies unit of the Magura nappe in the investigated area. Based on lithofacies differences mainly of the Zlín Formation in its northern and southern parts, two zones are distinguished: the outer and the inner. For the inner zone the presence of the Makovica Sandstone in the lower part of the Zlín Formation is characteristic, whereas in the outer zone there dominate the glauconite lithofacies and the facies development is more pelitic. These zones are separated by the Krivá Olka overthrust line.

The Outer Rača Unit is cropping out north of the Krivá Olka line and consists of the Beloveža and Zlín formations. The *Beloveža Formation* (Early Eocene – Middle Eocene) is formed by two facies: thin-bedded claystones to siltstones with layers of sandstones (58, so-called fine-rhythmical flysch) and variegated claystones (58a). The *Zlín Formation* (Middle Eocene – Early Oligocene) forms the prevailing part of this unit in the studied territory. It is divided into several facies: 57 – quartzose, arkosic and glauconitic sandstones with interbeds of olive-green calcareous claystones and siltstones (glauconite-sandstone facies), 56 – coarse-grained sandstones and conglomerates (commonly with glauconite), 55 – olive-green calcareous claystones (Zlín-type) to siltstones with interbeds of glauconitic sandstones (claystone facies), 55a – brown siliceous claystones and siltstones, 54 – dark-grey and olive-green calcareous claystones, quartzose-carbonate and glauconitic sandstones. The total thickness of the formation is considerable, reaching 1 500–2 500 m. In general, the lower part of the Zlín Formation in the Outer Rača Unit is composed of the glauconite-sandstone facies, prevailing. In the frame of this facies various sandstone types with glauconite and the quartzose-greywacke sandstones are present with the same stratigraphic position and the same petrographic character as the Makovica Sandstones, but with considerably smaller thickness as separately distinguished Makovica Sandstones in the Inner Rača Unit. The upper part of the Zlín Formation is usually formed by the claystone facies, containing thinner interbeds (maximum thickness of several tens of m) of glauconite-sandstone facies and brown silicified claystones and siltstones (55a). Dark calcareous claystones in association with the Zlín lithotypes (54) are locally present in the uppermost part of the bed succession of the Outer Rača Unit.

The Inner Rača Unit crops out south of the Krivá Olka line between the Outer Rača Unit in the north-east and the Bystrica Unit in the south-west. It has wider stratigraphic range, superficially covering considerably larger area and in comparison with the Outer Rača Unit it has more variegated facies content. From its base upwards it is built of the following formations: Kurimka Fm., Beloveža Fm., Zlín Fm. and Malcov Fm.

The Kurimka Formation (Late Cretaceous – Early Eocene) represents stratigraphically the oldest formation of the Inner Rača Unit. It crops out south of the Smilno tectonic window between the villages of Šarišské Čierne and Vyšný Orlík. Its underlier is not known, towards the overlier there was found its transition into the Beloveža Formation. In details the formation is divided into flysch facies (thin- to medium-bedded green and grey claystones with interbeds of quartzose to quartzose-carbonate sandstone, 52) and sandstone facies (quartzose-greywacke sandstones, locally with glauconite, 53). The thickness of the Kurimka Formation is estimated to 500–800 m.

The Beloveža Formation (Paleocene – Middle Eocene) crops out in the frontal parts of particular slices (or in cores of anticlinal structures) of the Inner Rača Unit. In the lower part it is formed by the Mrázovce Member (51), in the upper part by the thick-bedded claystones and sandstones (50), having in some places the interbeds of variegated claystones (50a). The Mrázovce Member is present only in the south-eastern part of the territory – in the slice zone of the Muchová hora hill. The thickness of the Beloveža Formation is variegated. In the south-eastern part of the studied territory it is thinner, app. 200–250 m. The formation is the thickest in the north-western part of the region – in the Zborov anticlinorium, with estimated thickness of up to 1 300 m (this value is obscured by the distinct deformation of particular facies of the Beloveža Formation). The lower boundary of the formation was caught by the borehole Zborov-1 in the depth of 960 m and the transition from the underlying Kurimka Fm. (or Inoceranian Formation; Wunder et al., 1990) is gradual.

The overlier of the Beloveža Fm. is formed by the Makovica Sandstones of the Zlín Fm. The contact between both formations is gradual.

The Zlín Formation (Middle Eocene – Early Oligocene) of the Inner Rača Unit covers an extensive part of the territory studied. Its total thickness is significant (similarly as in the Outer Rača Unit) and reaches 1 500–2 000 m. Lithology of the formation in the investigated region can be divided in several facies (or lower lithostratigraphic units): Makovica Sandstones (49) with local layers of conglomerate (49a), quartzose, arkosic and glauconitic sandstones with layers of olive-green calcareous claystones to siltstones (glauconite-sandstone facies, 48), coarse-grained sandstones and conglomerates (commonly with glauconite, 47), olive-green calcareous “Zlín-type” claystones and siltstones with layers of glauconite sandstones (claystone facies, 46), calcareous claystones, quartzose-carbonate and glauconitic sandstones of the Zlín-Malčov facies (45), dark-grey and olive-green calcareous claystones, quartzose-carbonate and glauconitic sandstones (44). Contact with underlying Beloveža Formation is transitional and characteristic of gradual occurrence of the Makovica Sandstones. The transition into the overlying Malčov Formation is gradual at numerous places and a common occurrence of the Malčov and Zlín lithotypes is expressed by defining of the Zlín-Malčov facies.

The Malčov Formation (Late Eocene – ?Late Oligocene) crops out in several km thick zone along the south-western margin of the Rača Unit. It is a main building element of the Brezovka, Olšava and Štefurov synclineriums as well as a synclinal zone of Dlhá Lúka. Thickness of this formation is estimated to 800–1 200 m. The Malčov Formation with its facies content and stratigraphic position resembles the Krosno Formation of units in the outer part of the Flysch Belt. A dominant and main facies of the Malčov Formation is represented by the grey calcareous “Malčov-type” claystones to siltstones with interbeds of the quartzose-carbonate sandstone (flysch facies, 38). Within this formation several smaller lithostratigraphic units (resp. facies) of relatively high stratigraphic importance were distinguished. The lower part of the Malčov Formation is built of thin interbeds of laminated limestones (43) and Globigerina Marlstones (42) in a tight contact with variegated (prevaillingly red-brown) claystones (41) and Menilite Member (40). In the upper parts of the formation the younger horizons of the Menilite Member occur.

The Bystrica Unit crops out in a zone trending NW–SE between the city of Bardejov and the village of Lomné. In the north-eastern side it is overthrust on the Inner Rača Unit, in the south it is in tectonic contact with the Krynica Unit. The Bystrica Unit is formed in its lower part by the Beloveža Fm. and in the upper part by the Zlín Formation of the Bystrica provenance.

The oldest lithostratigraphic unit of the bed succession of the Bystrica Unit is represented by the *Beloveža Formation* (Paleocene – Middle Eocene), being divided into two parts. The lower part is represented by the sandstones with layers of claystones and siltstones (sandstone facies, 37). The upper part is formed of the thin-bedded claystones and siltstones with beds of sandstones (fine-rhythmical flysch, 36) and interbeds of variegated claystones (36a). A stratigraphic underlier of the Beloveža Fm. of the Bystrica Unit is not known. Upwards it gradually develops to prevaillingly sandstone facies of the Zlín Formation. Thickness of this formation is estimated to 50–200 m.

The Zlín Formation (Middle Eocene – Late Eocene) is formed of the sandstone facies prevaillingly, dominating mainly in the lower part of the formation. In the frame of this facies the map presents the interbeds of the coarse-grained greywacke sandstones and conglomerates (35a) and interbeds with pebbles and boulders of exotic rocks (35b). The claystone facies occur in several discontinuous zones, reaching a thickness of several tens to hundreds of metres. Locally in the narrow, several metres thick belts, silicified claystones to siltstones (33) were distinguished. In general, the sandstone facies is forming mainly the lower part of the Zlín Formations, whereas the claystone facies is dominant in its upper part.

The Krynica Unit is the southernmost tectono-lithofacies unit of the Magura nappe. Its lithostratigraphy is formed by three formations (from the oldest to youngest): Proč Fm., Strihov Fm. and Malčov Fm. The geological setting of the Krynica Unit in the studied region has not a homogeneous character, therefore we distinguish there three segments: western (segment NW of the village Raslavice), middle (segment between the village of Raslavice and the Topľa river) and eastern (segment east of the Topľa river). In the eastern part of the Krynica Unit there was not observed such facies variability than in the middle or western segments of this unit. In a segment east of the Topľa river, the Krynica Unit is formed of the Strihov Formation, exclusively, while in the middle segment all three formations are present. For the western segment there is characteristic a presence of the Malčov and to a lesser extent also of Strihov formations.

The Proč Formation (Late Paleocene – ?Early Eocene) crops out locally at a southern margin of the studied region in the middle part of the Krynica Unit. In older works this formation was associated with the Paleogene of the Klippen Belt, in our study we interpret it as a part of the Krynica Unit of the Magura nappe. Stratigraphic underlier and overlier of the Proč Formation were not observed in the investigated territory. Its contact with the Strihov Formation is tectonic. Dominant and the only distinguished facies of this formation are the carbonate sandstones and sandy limestones with layers of claystones, marlstones and siltstones (32).

The Strihov Formation (Early Eocene – Late Eocene) represents massive, several 100 m thick complex of sandstones with interbeds of conglomerates and sporadic presence of claystones. A constituent part of this formation is formed by the quartzose-greywacke (Strihov) sandstones (27), containing layers of prevalingly oligomict conglomerates (27a). Significant facies, in the map a separately distinguished, is represented by the polymict conglomerates with pebbles of exotic rocks (29). A facies of sandy claystones (28) occurs in the overlies of polymict conglomerates. Within the Strihov Formation there are present also medium- to thin-bedded sandstones and claystones (flysch facies, 30) and variegated claystones (31).

The Malcov Formation (Late Eocene – ?Late Oligocene) of the Krynica Unit forms several km thick zone along southern and south-western margins of the Bystrica Unit between the Topľa river valley in the east and the Sekčov stream valley in the west. It is a main building element of the Raslavice and Richvald synclinoria. Thickness of this formation we estimate to 800–1 200 m. Main, areally the most extended facies of this formation is represented by grey calcareous claystones and siltstones with layers of quartzose-carbonate sandstone (flysch facies, 23). In the several horizons there are present sandstones with layers of calcareous claystone and siltstone (24) and locally also with layers of conglomerate (24a). Lower part of the Malcov Formation is built of variegated claystones (26) and Menilite Member (25). The Menilite Member is known also from the higher (younger) parts of this formation.

Notes to the geological evolution and provenance of clastics of the Magura nappe

Formation of sedimentary basins of the Outer Western Carpathians was connected with the opening of Alpine Tethys in the Middle Jurassic (Schmid et al., 2008). In the Cretaceous, the Alpine Tethys had two branches – the northern and southern, separated by Briançonian zone. The northern zone was represented by Valais Ocean where sediments of Rheno-Danubian flysch zone deposited. The continuation of the Valais Ocean towards the east was the Magura Basin. Time when the Magura Basin began to open, has not been reliably established yet, but the Early to Middle Jurassic age is generally accepted (Oszczypko, 2006).

In studied region, the oldest known record of sedimentation in the Magura basin are sediments of the Proč Fm. in the southern zone (Krynica Unit) and Kurimka Fm. in the central zone (Inner Rača Unit) of the basin. The source of the Proč clastics was Paleocene exotic ridge (Neopieninic cordillera, Mišík et al., 1991b) bounding the eastern section of the Magura Basin from the south. Carbonatic clastic sediments formed the slope apron at the northern slope of the ridge. In the central zone of the Magura Basin the sedimentation of classical turbidites (flysch facies of Kurimka Fm.) took place in the peripheral parts of the lobes, sometimes with the intervention of proximal sandstone facies. Sedimentary material was carried generally from S to N and gravity currents were rotated to the longitudinal direction.

At the turn of Paleocene to Eocene the tectonics of the Magura Basin changed and global warming influenced sedimentation in the area of the Outer Western Carpathians. In the southern part of the Magura Basin the South-Magura Cordillera raised, which was the main source of material for sediments of the Strihov Fm. (Mišík et al., 1991a). A varied mix of rock shows a heterogeneous source, but the material (exotic clasts) did not originate from the Klippen Belt area. But some of the facies, which we have found and described in exotic clasts, point to a possible source in the Oravicum (e. g. Tisal limestones, Boorová in Kováčik et al., 2008a). Association of the Strihov Fm. garnets indicates their origin in gneisses, and to a lesser degree in amphibolites, granulites or granites. A significant proportion of the population of zircon grains is derived from granitoids and/or volcanic rocks. The dominant part of tourmalines comes from metasediments (Bónová et al., 2010b). In addition, mantle material (especially ultrabasic volcanics) is a part of the source material of clastic sediments, which results from the relatively abundant Cr-spinel (l. c).

Paleoflow indicators point to two distinct directions of gravity currents – from SW to NE and from SE to NW. The first direction supports the idea of a southern source, the second points to the possible source from the SE. The sedimentation in the central zone of the Magura Basin in Early and Middle Eocene is characterized mainly by the presence of sandstone and sandstone-conglomerate facies. The paleoflow indicators show mostly the longitudinal direction of flowing, however, lateral input of clastics from NNE to SSW has been confirmed (Kováčik and Bóna, 2005). Conglomerate clasts consist of redeposited material of crystalline basement predominantly, which is also documented by the association of heavy minerals, zircons internal structure and chemical composition of garnets, showing their origin in metagranites, less in amphibolites, especially in the metasediments (micaschists, gneisses, Bónová in Kováčik et al., 2011a). The clast of Triassic? dolomite and clasts of redeposited Maastrichtian claystone have been also found. The claystone is rich in fauna of “Frýdek-type” biofacies (Bubík in Kováčik et al., 2006).

Since the end of the Paleocene through the Eocene, the subsidence and sea level rise significantly affected the deposition in the Outer Western Carpathians basins (Poprawa et al., 2002). These events culminated in the Middle Eocene and are reflected in the sedimentation of thin-bedded distal facies mainly in the central

and northern parts of the Magura Basin (fine-rhythmical flysch of the Beloveža Fm.). Significant deepening and deposition under the CCD is demonstrated by the presence of variegated claystones (Kováčik and Bóna, 2005). Most of our measurements highlight the contribution of the material from the SE, E and NE to the NW, W and SW.

A large change in the nature of sedimentation occurred during the upper part of the Middle Eocene, when the sandstone deposition started in the Magura Basin. This phenomenon was probably linked with a sea level fall and is typical for the lower part of the Zlín Fm. in the Bystrica and Rača units and for the upper part of the Strihov Fm. in the Krynica Unit. The Zlín Fm. is generally characterized by a paleoflow direction from SE to the NW with the dispersion of up to the W–SW or up to the N–NE. We have found the opposite direction as well – from NW to SE with the dispersion of up to the S–SSE or up to the E–ESE. The Makovica Sandstones represent “turbidity” system characterized by the change of lithofacies and their associations in the flow direction (Kováčik et al., 2009b). The system probably consists of a series of laterally and vertically interfingering sand-mud submarine fans. Makovica Sandstones retain only the middle and outer parts of fans. The sandstones contain garnets indicating their origin in amphibolites and gneisses, or in the granulites to eclogites (Bónová et al., 2009b). The part of heavy minerals from the Makovica sandstones are also Cr spinels, documenting the presence of basic to ultrabasic rocks in the source area. Except the metasedimentary origin, the detrital tourmaline (dravite cores) chemical composition refers to the primary ultrabasic source.

Late Eocene to Oligocene stage of development of the Magura Basin represents mainly the Malcov Fm. Sediments of the Malcov Fm. deposited in small confined subbasins with the axis direction NW–SE. Their formation and isolation were related to Alpine tectonics, as well as with major climatic changes on the border between the Eocene and Oligocene, when the climate cooled and glacioeustatic regression occurred. Tectonic reorganization of Tethys limited communication between the basins, and gave rise to the formation and isolation of Paratethys (Báldi, 1980) and the onset of anoxic conditions. These changes have a direct impact on the formation of menilite lithofacies that are observable along the northern edge of the Alpine-Carpathian orogen (Hanzlíková and Roth, 1982; Báldi, 1984). The Globigerina marls deposition was linked with the uplift of the basin bottom by about 1 500 m (Oszczypko, 1999), with the growth of the primary production of calcareous nanoplankton (mainly community typical for the biozone NP-21) and foraminifera, and with the reduction of CCD (e. g. Leszczyński, 1997; Soták, 2010).

The shape and size of the subbasins significantly influenced the sedimentation of clastic sediments typical for the Malcov Fm. Besides lithofacies D2.1, C2.1, C2.2 and C2.3 (sensu Pickering et al., 1986), deposited from turbidity and/or concentrated gravity flows, the thick-bedded sandstones occur locally with a typical composite bedding. These sandstones are usually covered with thick claystone layers (lithofacies C2.4, l. c.). The lithofacies C2.4 was deposited from the large volume gravity currents, which were reflected or deviated from the direction of their flow at the edge of the basin. The paleoflow data of the Malcov Fm. are highly variable and demonstrate the contribution of material from several directions and/or gravity currents deviation from the main flow direction. In addition to the dominant longitudinal paleoflow direction (from SE to NW), the lateral supply of the clastics from the periphery of the “Malcov” subbasin had also a great impact. The peripheral parts of this subbasin were probably composed of older, tectonically uplifted facies. This assumption is confirmed by the large amount of redeposited Late Cretaceous to Middle Eocene microfossils in the Malcov Fm. sediments. The composition of garnets and tourmalines in sediments indicates the source in the metasediments mainly of the low to medium grade metamorphism, partly in the acid gneiss. The zircon population is represented by grains of magmatic (granitic and volcanic) origin (Bónová et al., 2010a), predominantly.

Generally, the *association of heavy minerals* points to the heterogeneous origin of the material supplying the Magura Basin. Broader diversity in the composition of heavy minerals is obvious in the Zlín Fm. Population of garnet and tourmaline group of minerals in the sediments of all tectono-lithofacies units and formations indicates a metasedimentary source mainly. However, CL study of zircons confirmed the significant contribution of the primary material of magmatic origin, which is consistent with the presence of granitic clasts in the sediments of the Rača and Krynica units. Mišík et al. (1991a) considered for the main source material of the Krynica Unit the South-Magura Cordillera that had occurred mainly in the Eocene. Another source could also be the Tisza megaunit (resp. Tisza-Dacia, e. g. Oszczypko et al., 2006), which lithological content substantially corresponds to the probable source rocks of studied clastics. A part of the Tisza megaunit crystalline fundament (Baksa Complex) consists of serpentinites and eclogites generally identical with eclogites of the Moldanubian zone of the Bohemian Massif (Horvath et al., 2003). Position of the Tisza megaunit in the Cretaceous (cf. Haas and Péro, 2004) and Eocene (cf. Csontos, 1995; Csontos and Vörös, 2004) indicates a possible source area. Paleoflow analysis shows the general paleotransport of sedimentary material from the SE and also it does not exclude this assumption. Another potential source area of the studied clastics should be the Marmaroš Massif (or its part called Rachov Massif) situated SE of the Magura Basin in the Paleocene (cf. Potfaj, 1998; Golonka, 2000). The Inner Western Carpathians are also not completely excluded as the source area (Bónová in Kováčik et al., 2011a).

QUATERNARY

Quaternary sediments cover nearly the whole territory studied in variable, but prevailing smaller thickness. In majority of investigated territory, these accumulations are genetically and typologically monotonous and less variegated.

The Early Pleistocene accumulation has not been preserved in the studied territory, or recorded were only its rudimentary occurrences. The presence of relics of the oldest Pliocene-Pleistocene peneplying (Biber Glacial), recently being represented only by the flat ridges of former alluvial plain, eventually slightly lower "plain terrace" in the relative altitude app. 150–170 m, is from the territory known, though the occurrence of the gravels of fluvial origin was not reliably confirmed at these sites. The immediate younger fluvial gravel accumulations of the high terraces of the younger part of the Early Pleistocene (Donau to Günz glacials) have not been preserved. Their former occurrence is indicated by the morphologically distinct erosion steps and levelled plains with the rare occurrence of the remnants of weathered to disintegrating pebbles of quartz sandstones. The height of erosion surface of the high terraces varies between 80–90 m above the Topľa river floodplain and 70–80 m above the Ondava river floodplain. Nowhere it descends beneath 70 m.

The Middle Pleistocene accumulation in the territory is represented by the fluvial sediments in the terrace development. The sandy gravels of terraces crop out in the studied region in 4 morphological steps. Two higher steps belong to undivided *high terraces* (Mindelian) and two lower levels to 1st and 2nd *middle terrace* (Early and Late Rissian), from which only the morphologically lower, younger middle terraces have been preserved.

The Late Pleistocene accumulation is in the investigated territory represented by a larger number of genetic types of sediments and is preserved on larger and more contiguous areas. Laterally along the main water flows at junctions with tributary streams the proluvial deposits occur in the form of *lower alluvial fans* and sporadically bilaterally the fluvial sediments of the *lower terraces* with corresponding age. In the underlier of the Holocene floodplains they simultaneously form the bottom sediments of the main streams and some of their bigger tributaries, being designated as bottom accumulation. At the foot parts of the slopes, but also on larger spaces (e.g. at the surface of the middle and lower fluvial terraces) loess series and their derivatives developed. They are formed mainly by the loess loams and redeposited loess – the calcareous and non-calcareous loess loams.

Transitional period of the Late Glacial and Early Post-Glacial is in the region represented by a wider spectrum of transitional types of deluvial sediments – deluviums and debris as well as their combinations with proluvial and fluvial sediments. These facies are accompanied with the eluvial weathered rocks and an enormous number of landslides. Deluvial sediments from the viewpoint of the matter volume and the areal extent dominate in the region. Additionally, into this transitional period also some proluvial sediments of so-called above floodplain fans are assigned, rimming the floodplains of the main as well as adjacent water-flows in places of inflows of smaller lateral tributaries. The accumulation of sediments has started in the final part of the Late Pleistocene, continued to the Early Holocene and to the recent.

Holocene accumulations consist of fluvial sediments of the floodplains of all water flows, having a close genetic relation with the proluvial sediments of alluvial fans and fluvial-organic sediments of the abandoned meander loops and wetlands transiting to organogenic sediments of peatbogs, connected with the surface of the bottom accumulation in the range of river floodplains. Relative common are the occurrences of chemogenic sediments (calcareous tufas and alms) occurring in bottoms and slopes of small mountain valleys and in the surrounding of spring areas. In the Holocene the processes of the slope modelation have continued, forming deluvial sediments, debris and landslides. The recent anthropogeneous sediments (mainly dumps and landfills) cannot be omitted, which interaction with the natural environment causes the increasing environmental load.

TECTONICS

The Magura (shear) nappe, being a part of accretion prism of the Carpathian orogene, consists of several large partial thrust units. From the north southward we distinguish the Outer and Inner Rača, Bystrica and Krynica units. The internal setting of stated partial units is generally north-vergent, consisting of the system of partial tectonic slices of general NW–SE to WNW–ESE directions, mutually divided by the overthrust faults. Particular fold-slice structures demonstrate a distinctive tectonic style, reflecting lithological composition, which cannot be constant across the whole course.

During the displacement of the Magura nappe through the more external zones of the Flysch Belt the **Grybow Unit** was tectonically implemented – infolded – into the Inner Rača Unit (in its NW part). The Grybow Unit is a part of Fore-Magura group of nappes and is cropping out in the axis elevation of the Smilno tectonic

window between the villages of Smilno and Nižný Mirošov. The unit is considered to be “detached fold slice”, which brachyantoclinal character is complicated by the presence of the lower order fold-slice structures.

The internal setting of the **Rača Unit** is divided into two partial structural zones (hierarchically of lower order): the Inner Rača Unit (zone) and Outer Rača Unit (zone, in the Polish Flysch Carpathians is referred to as Śiary Unit), which are separated by Krivá Olka tectonic (overthrust) line generally of NW–SE direction. The reasons for the division are the differences in the facies development of these structures (partial units) during the Eocene – Oligocene and the specific nature of their tectonics. The dominant direction of individual tectonic structures involved in the setting of these units is NW–SE (NNW–SSE). In the Outer Rača Unit seven partial tectonic units (slices) have been defined (from N to S): structures RE1 to RE7. In the Inner Rača Unit ten partial tectonic units (slices) have been described: structures RI1 to RI10 (cf. Bóna et al., Annex 1).

The Bystrica Unit is another partial tectono-lithofacies unit of the Magura nappe. It stretches in the direction NW–SE, resp. WNW–ESE between the Inner Rača Unit on the north and Krynica Unit on the south. The contact with both units is tectonic. The Bystrica Unit has a character of a strong longitudinal zonal (sliced) structure, well visible especially in its frontal part. In the central and western parts, the Bystrica Unit has the nature of flower structure, which is reflected in the south-vergent structures observed near the southern border of the unit. The slices are separated by reverse faults and overthrusts and are not developed continuously. It points to the complex tectonic evolution of the unit. Therefore, we have divided the Bystrica Unit into three structurally homogeneous sections in the study area (cf. Bóna et al., Annex 1). The western part of the unit consists of four slices (structures BZ1 to BZ4), the central part of five slices (structures BS1 to BS5) and the eastern one consists of six slices (structures BV1 to BV6).

The Krynica Unit is the southernmost partial tectono-lithofacies unit of the Magura nappe. Its construction in the studied region is not homogeneous, and therefore, like in the Bystrica Unit, we have distinguished its western, central and eastern parts. It is interesting and obvious, that the eastern part of this unit has a distinct lithostratigraphic content and internal (tectonic) setting in comparison with the central and western parts. In the eastern part of the Krynica Unit there has not been observed such facies diversity and this part has a folded zonal character with a presence of 5 structures – KV1 to KV5 (with north to north-east vergency). The western part is composed only of the structure KZ1, three secondary structures (KS1 to KS3) and five eastern structures (KV1 and KV5, cf. Bóna et al., Annex 1).

The studied region is dominated by folded, or fold-sliced structure, with the general direction NW–SE (WNW–ESE). Wavelength of basic **folding structures** involved in the construction of zones is ca 500–2 100 m. Folds of the lower order (mesostructures with a wavelength in the range of 0.1 to 2.5 m and occasionally few meters) are formed mainly in mechanically less resistant sedimentary succession, which is especially typical for fine-rhythmic flysch and variegated claystones of the Beloveža Fm., flysch facies of the Kurimka Fm. and the claystone facies of the Zlín Fm. A similar situation was observed in sediments of the Krosno and Subsmilno fms. of the Grybow Unit, respectively. The rigid layers (e.g. Strihov and Makovica sandstones) are virtually free of mesoscale folds, or locally only gentle folds were observed. It means, the lithological composition (massive sandstone vs. pelitic and thin-bedded facies) strongly influences the style of folded structure in the investigated region.

We have distinguished **five groups of systematic joints** with relatively stable orientations to the direction of folding structures. Transverse fold joints T (cross-fold joints) are oriented perpendicularly or almost perpendicularly to the fold axis. Groups D1 and D2 are diagonal and their bisector is oriented perpendicularly to the fold axis. Fold-parallel joints L and \acute{L} are parallel with fold axis, or the angle between joints and axis is very small.

The longitudinal setting of the Magura nappe and its hierarchical lower structural zones, as well as longitudinal elevation of the Grybow Unit are segmented by the **transversal fault tectonics** with two important dislocation systems distinguished. The first group consists of structures of the general NE–SW (NNE–SSW to ENE–WSW) direction, where the characteristic movement component is formed by the normal and oblique-slip faults and sinistral strike-slip displacements. The second group is formed by the system of faults of general N–S trend with azimuthal dispersion in the interval NNW–SSW to NNW–SSE. These fault structures have the most significant dextral, directional to oblique displacements, but observed were also normal fault structures.

The origin of **overthrust faults** relates with the evolution of tectonic slices being caused by the tectonic reduction of the space and the axis of maximum compression σ_1 was oriented perpendicularly to the course of structures in the direction NNE–SSW to NE–SW (σ_3 was subvertical). Directional, eventually also oblique offsets eliminating stress in the studied area originated in Sarmatian and apparently also during Pannonian by the compression-extension paleostress field with the axis of maximum compression σ_1 oriented generally in the direction NNE–SSW (σ_3 is trending WNW–ESE).

The more significant **normal faults** on earlier described dislocation and simultaneously the origin of newly-formed structures in the following phase of tectonic evolution could be initiated by the extension of

paleostress field acting generally in the direction NW–SE to E–W since the end of Miocene and during Quaternary (neotectonic period).

GEOPHYSICAL CHARACTERISTICS, RAW MINERALS DEPOSITS, HYDROGEOLOGY, GEOLOGICAL FACTORS OF THE ENVIRONMENT AND IMPORTANT GEOLOGICAL SITES

The explanations summarize and evaluate also the geophysical character, raw minerals deposits, hydrogeology and environmental geological factors of the region. Important geological sites are briefly described as well.

Based on the archived data (magnetometry, gravimetry, seismicity, natural radioactivity), the **geophysical character** of the area was comprehensively reviewed. The map of geophysical evidence and interpretations (especially with interpretation of gravity, magnetic and gamma spectrometric measurements) and a digital elevation model (the effect of faults on the formation of relief was confirmed) have been created.

In terms of **mineral resources** the region studied belongs to the poorest regions of the Slovak Republic. There are known only small isolated deposits and occurrences of construction materials and mineral fuels. Construction materials include brick clays, building stone and gravel sands. Energetic materials are represented by the scarce occurrences of crude oil and gas, and very rarely, allochthonous coal.

Hydrogeology of the mapped region has been also evaluated. According to hydrogeological zoning the examined area has several hydrogeological regions: 1. SK 2005700F – region of fracture groundwaters of the Flysch Belt and Subtatric Group in the Bodrog river catchment, 2. SK 2004900F – region of fracture groundwaters of Subtatric Group and Flysch Belt in the Hornád river catchment, 3. SK 2005300P – region of intergranular groundwaters of the Košice Basin in the Hornád river catchment.

Nearly the whole area evaluated is built of flysch sediments of the Magura nappe and there are two significant hydrogeological units with different hydrophysical properties of rocks and circulation of groundwater: 1. hydrogeological unit of the Flysch Belt with fracture permeability, 2. hydrogeological unit of the Quaternary sediments with intergranular permeability.

Examined area is interesting by the occurrence of many natural springs of mineral water. According to chemical composition, mineral waters can be classified as: 1. the waters with petrogenous mineralization (sensu Gazda, 1974, revised by Flaková et al., 2010 in accordance with geological dictionary – part Hydrogeology, Hanzel et al., 1998), or meteoric water sensu Švarcev, 1996) and 2. the water formed by mixing of waters with petrogenous and thalassogenic mineralization (sedimentary water of marine origin sensu Švarcev, l. c.).

Geological factors of environment of the region have been studied as well and geopotentials and geobarriers were defined. The most important geopotentials include groundwater reserves, areas suitable for municipal solid waste landfills and to a lesser extent, mineral deposits. Some soil types in the alluvial plains of the rivers Topľa and Ondava could be also regarded as geopotentials. The most important geobarriers include slope deformation, gully erosion, neotectonic failures, seismicity, inundation and landfills of municipal and other waste (environmental loads). The most significant geodynamic phenomena are slope deformations together with the gully erosion. Large number of environmental loadings is a risk to human health, but also to the rock environment, groundwater and soil.

All-in-all 13 **important geological sites** have been described, which are proportionally represented in each allocated tectono-lithofacies unit, Quaternary cover and also in areas with known mineral springs.

CONCLUSION

The main achievements obtained in our research were: (1) exact facies classification in individual lithostratigraphic units, (2) detailed lithological, sedimentological and biostratigraphical characteristics of the facies, (3) definition of the new lower lithostratigraphic units (e.g. Mrázovce Member of the Beloveža Fm.) or redefinition of the established lithostratigraphic units (Menilite Fm. redefined to Menilite Beds, being a part of Malcov Fm.), and (4) a new knowledge about the tectonics (thrust-and-fold structure of the Magura nappe, detailed classification of mesoscopic structures – folds, faults and joints, new data on the neotectonics).

A scope of acquired information and knowledge about the geological setting of the region has raised new issues, challenges and problems that indicate the need to pursue further research in the study area itself or in regions immediately adjacent to it. From this perspective, we consider as necessary to continue research and mapping of the Magura Unit towards the west and northwest – to the area of the Čergov, Ondavská vrchovina Highland and Busov Mts. An important task for the future will be also the relationship of the Magura nappe with neighbouring units – Klippen Belt and Dukla Unit.

**VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE
NÍZKYCH BESKÝD-ZÁPADNÁ ČASŤ
1 : 50 000**

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2012

Vedúci vydavateľstva: RNDr. Ladislav Martinský

Jazykový redaktor: PhDr. Pavol Kušník, CSc.

Technické spracovanie: Alena Wolfová, Mária Dryjová

Preklad do anglického jazyka: Ing. Zoltán Németh, PhD., Ing. Martin Kováčik, RNDr. Pavel Liščák, CSc.

Návrh obálky: RNDr. Ladislav Martinský

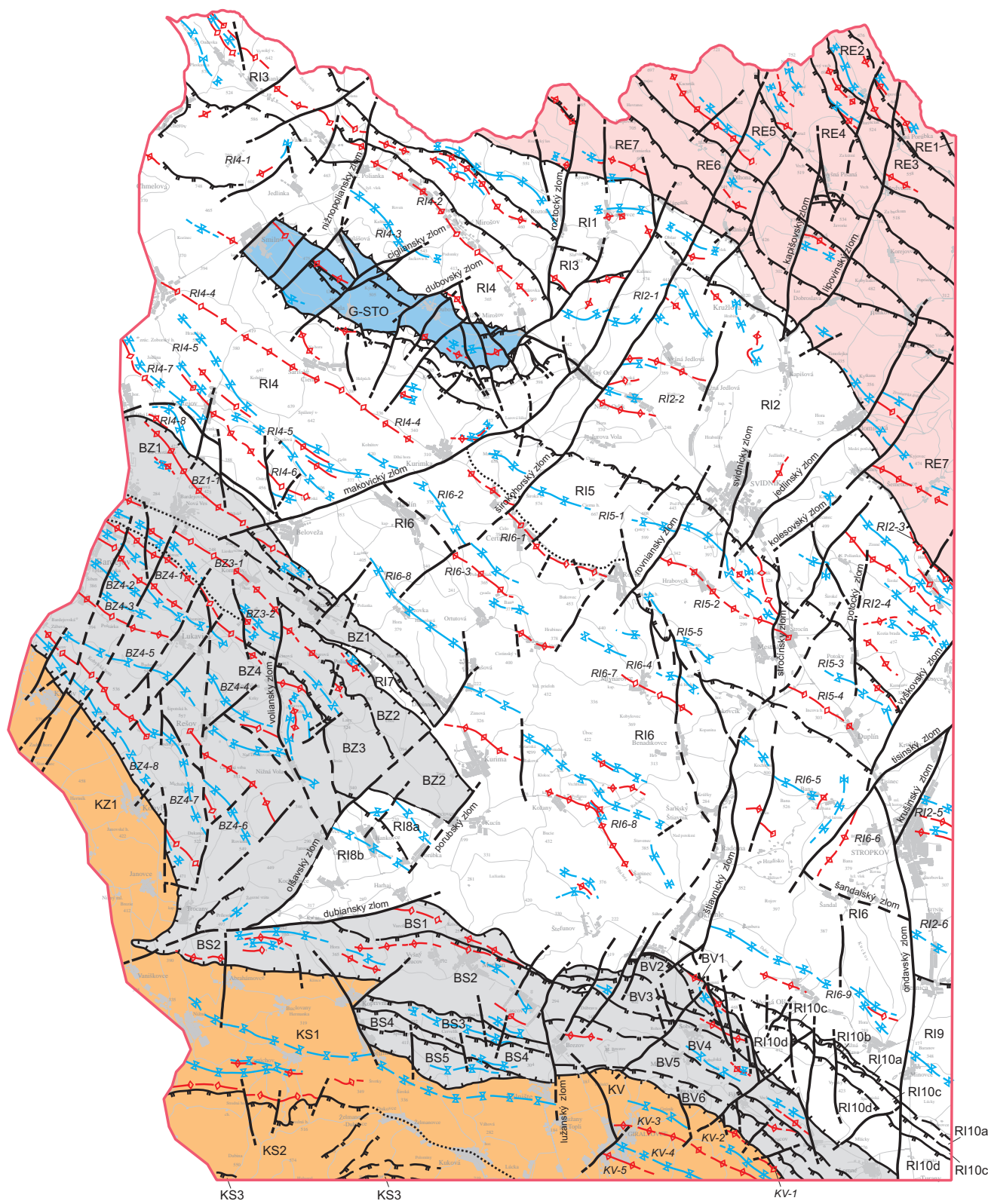
Tlač a knižárske spracovanie: ŠGÚDŠ Bratislava

ISBN 978-80-89343-64-5

Štruktúrno-tektonická schéma regiónu Nízke Beskydy-západná časť

(J. Bóna, M. Kováčik, L. Gazdačko a J. Kobulský)

M 1 : 100 000



SMILNIANSKE TEKTONICKÉ OKNO

Grybowská jednotka – G-STO

MAGURSKÝ PRÍKROV**Vonkajšia račianska jednotka**

- štruktúra RE1 – Vyšnokomárnická šupina
- štruktúra RE2 – Príkranská šupina
- štruktúra RE3 – Krajnoporúbska šupina
- štruktúra RE4 – Vyšnopisanská šupina
- štruktúra RE5 – Korejovská šupina
- štruktúra RE6 – Dlhonská šupina
- štruktúra RE7 – Hunkovská šupina

Vnútrorná račianska jednotka

- štruktúra RI1 – Roztocká šupina
- štruktúra RI2 – Svidnícka šupina
- Kalinecko-rohuľská synklinálna štruktúra* (štruktúra RI2-1)
- Ladomirovské antiklinórium* (štruktúra RI2-2)
- Chotčianske antiklinálne pásmo* (štruktúra RI2-3)
- Novopolianske synklinórium* (štruktúra RI2-4)
- Stropkovské antiklinórium* (štruktúra RI2-5)
- Sitnícka synklinála* (štruktúra RI2-6)
- štruktúra RI3 – Vyšnopolianska šupina
- štruktúra RI4 – Zborovská šupina
- Smilnianskovrchová štruktúra* (štruktúra RI4-1)
- Mirošovské antiklinálne pásmo* (štruktúra RI4-2)
- Kašielická synklinála* (štruktúra RI4-3)
- Zborovské antiklinórium* (štruktúra RI4-4)
- Kačalovské synklinórium* (štruktúra RI4-5)
- antiklinála Ostrej* (štruktúra RI4-6)
- Jedlinská synklinála* (štruktúra RI4-7)
- Díholúcke synklinálne pásmo* (štruktúra RI4-8)
- štruktúra RI5 – Mestištianska šupina (syn. šupina Mestiska)
- Synklinálne pásmo Makovica – Ostrý vrch* (štruktúra RI5-1)
- Mestištianske antiklinórium* (syn. antiklinórium Mestiska, štruktúra RI5-2)
- Duplínska synklinála* (štruktúra RI5-3)
- Incovohorská antiklinála* (štruktúra

Legenda

- | | | | |
|--|--|--|---|
| | hranice hlavných tektonických jednotiek | | nedostatočne definované tektonické hranice |
| | hranice čiastkových tektonických jednotiek | | osi antiklinál (resp. antiklinálnych pásiem) |
| | ďalšie tektonické línie (prešmyky, násuny) | | osi synklinál (resp. synklinálnych pásiem) |
| | zlomy: a) zistené, b) predpokladané, zakryté | | KS1 označenie jednotlivých štruktúr (resp. šupín) |

