

# VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

**NÍZKE BESKYDY-stredná časť**

**1 : 50 000**

**Zostavil: Branislav Žec**



ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA  
BRATISLAVA 2011



**VYSVETLIVKY  
k regionálnym  
geologickým  
mapám  
Slovenska**

Recenzenti:

prof. RNDr. Ján Harčár, CSc.

RNDr. Tibor Ďurkovič, CSc.

Vedecký redaktor:

RNDr. Milan Polák, CSc.

Členovia redakčnej rady:

RNDr. Vladimír Bezák, CSc., RNDr. Michal Elečko, CSc., RNDr. Vladimír Hanzel, CSc., RNDr. Milan Kohút, CSc., RNDr. Vlastimil Konečný, CSc., RNDr. Jaroslav Lexa, CSc., RNDr. Pavel Liščák, CSc., RNDr. Ján Mello, CSc., RNDr. Michal Potfaj, CSc., RNDr. Ján Pristaš, CSc., doc. RNDr. Stanislav Rapant, DrSc.



Branislav Žec, Lubomír Gazdačko, Martin Kováčik, Ján Kobulský, Ján Bóna, Michal Potfaj, Ján Pristaš, Katarína Žecová, Ján Derco, Ľudovít Kucharič, Daniel Marcin, Lubomír Petro, Adriena Zlinská, †Zuzana Siráňová, Hilda Vaněková, Stanislav Buček a Patrik Konečný

# VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

**NÍZKE BESKYDY-stredná časť**

**1 : 50 000**

**Zostavil: Branislav Žec**

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA 2011

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2011

**ISBN 978-80-89343-53-9**

# OBSAH

Abstrakt	7
1. Úvod (B. Žec)	10
2. Geografická a morfológická charakteristika územia (B. Žec)	12
3. Regionálny geologický prehľad (B. Žec)	15
4. Prehľad geologických výskumov (B. Žec a J. Bóna)	17
5. Opis geologickej stavby (B. Žec)	24
6. Charakteristika vyčlenených geologických jednotiek	28
6.1. Fatrikum krížňanského príkrovu (B. Žec)	28
6.2. Bradlové pásmo (M. Potfaj)	30
6.2.1. Kysucký sled	30
6.2.2. Jarmutská skupina	32
6.3. Flyšové pásmo (B. Žec)	34
6.3.1. Račianska jednotka (M. Kováčik, B. Žec, Ľ. Gazdačko, J. Bóna a J. Kobulský)	35
6.3.2. Bystrická jednotka (J. Kobulský, M. Kováčik, J. Bóna, Ľ. Gazdačko a B. Žec)	50
6.3.3. Krynická jednotka (B. Žec, J. Kobulský, J. Bóna, M. Kováčik a Ľ. Gazdačko)	59
6.4. Vnútrokarpatský paleogén (B. Žec a M. Potfaj)	76
6.5. Neogénne molasové sedimenty a vulkanity (B. Žec)	78
6.6. Kvartér (J. Pristaš)	85
7. Charakteristika tektonických pomerov	96
7.1. Kvartér (J. Pristaš)	96
7.2. Neogén (B. Žec)	97
7.3. Vnútrokarpatský paleogén (B. Žec a M. Potfaj)	98
7.4. Bradlové pásmo (M. Potfaj)	99
7.5. Vonkajšie flyšové pásmo – magurská jednotka (príkrov) (Ľ. Gazdačko, M. Kováčik, J. Bóna, B. Žec a J. Kobulský)	100
Antiklinálne a synklinálne pásma	102
Vrstvovitosť	107
Puklinové systémy a zlomy	108
Strihy R (resp. strižné pásy)	109
Paleonapät'ová analýza	109

	Krivooččianska línia _____	110
	Zhrnutie tektonických poznatkov _____	111
8.	Hodnotenie geofyzikálnych údajov (L. Kucharič) _____	112
8.1.	Stručný prehľad preskúmanosti _____	112
8.2.	Pozícia skúmaného územia interpretovaná z údajov hlbinného a hlbšieho charakteru _____	116
8.3.	Najmarkantnejšie fyzikálne črty územia _____	123
9.	Geologický a tektonický vývoj územia (B. Žec, M. Potfaj a M. Kováčik) _____	127
10.	Hydrogeologické pomery (D. Marcin) _____	131
10.1.	Hydrogeologický celok humenského mezozoika _____	131
10.2.	Hydrogeologický celok sedimentov vnútrokarpatského paleogénu _____	133
10.3.	Hydrogeologický celok sedimentov bradlového pásma _____	134
10.4.	Hydrogeologický celok sedimentov flyšového pásma _____	135
10.5.	Hydrogeologický celok neogénnych sedimentov _____	138
10.6.	Hydrogeologický celok neogénnych vulkanitov _____	138
10.7.	Hydrogeologický celok kvartérnych sedimentov _____	139
10.8.	Minerálna voda _____	141
11.	Prehľad ložísk nerastov regiónu (J. Kobulský, B. Žec a J. Bóna) _____	145
11.1.	Rudné suroviny _____	145
11.2.	Nerudné suroviny _____	146
11.3.	Energetické suroviny _____	151
12.	Geologické faktory životného prostredia (L. Petro) _____	153
13.	Významné geologické lokality (B. Žec, L. Gazdačko, M. Kováčik, J. Bóna a J. Kobulský) _____	157
14.	Záver (B. Žec) _____	162
15.	Literatúra _____	166
	Summary _____	180

## ABSTRAKT

Územie regiónu Nízke Beskydy-stredná časť vystupuje na rozhraní vnútorných a vonkajších Karpát v oblasti severovýchodného Slovenska. Na geologickej stavbe tohto územia sa podieľajú mezozoické sedimenty fatrika krížňanského príkrovu, sedimenty vnútrokarpatského paleogénu, neogénne sedimenty a vulkanity, mezozoické a paleogénne sedimenty bradlového pásma, ale najmä sedimenty magurskej jednotky vonkajšieho flyšového pásma. Významnou mierou tento región dotvárajú aj kvartérne, pleistocénne a holocénne sedimenty.

Horninové komplexy vystupujúce severne od bradlového pásma patria k magurskej proveniencii. Na základe celého radu poznatkov o litofaciálnom vývoji magurského príkrovu boli už v minulosti vyčlenené v oblasti východoslovenského magurského flyšu tri základné litotektonické jednotky: račianska, bystrická a krynická. V študovanom regióne predstavuje račianska jednotka najsevernejšiu tektonicko-stratigrafickú jednotku magurského príkrovu. Zo SV sa táto jednotka tektonicky stýka s duklianskou jednotkou (mimo zmapovaného územia). Z južnej strany ju ohraničujú litofaciálne členy bystrickej jednotky. V rámci račianskej jednotky vyčleňujeme belovežské, zlínske a malcovské súvrstvie. Najväčšie rozšírenie v študovanom území má zlínske súvrstvie. Bystrická jednotka sa tiahne v relatívne úzkom pruhu, širokom 0,5 až 5 km, medzi račianskou jednotkou na severe a krynickou jednotkou na juhu. Tiahne sa ako tektonicky obmedzený pás od Novej Keľče smerom na východ medzi Turcovce a Baškovce, Vyšné a Nižné Ladičkovce, smerom na JV cez Hankovce k Dlhému nad Cirochou a tam sa klinovito tektonicky redukuje a stráca pod kvartérnymi prolúviálnymi sedimentmi Vihorlatských vrchov. Východne je čiastočne sledovateľná spod deluviálneho pokryvu Vihorlatských vrchov od Zemplínskych Hámrov k Ladomirovu. Odtiaľ sa nápadne rozširuje a vo forme dvoch tektonických šupín sa tiahne medzi Ubl'ou a Ruským Hrabovcom až k slovensko-ukrajinskej štátnej hranici. Bystrickú jednotku tvorí v spodnej časti belovežské a vo vyššej časti zlínske súvrstvie. Krynická jednotka predstavuje najjužnejšiu jednotku magurského príkrovu na styku s bradlovým pásmom. Reprezentujú ju pročské súvrstvie [mladší paleocén – stredný eocén(?)], jasenovské vrstvy (mladší paleocén – starší eocén), strihovské súvrstvie (starší až stredný eocén), inovské súvrstvie (stredný? až mladší eocén), menilitové súvrstvie (mladší eocén) a malcovské súvrstvie (mladší eocén – starší oligocén).

Juhovýchodná časť šarišského úseku bradlového pásma je na mapovom obraze dosť monotónna. Oproti iným úsekom tu na povrch nevystupujú takmer žiadne tvrdé bradlá a v zakrytom teréne sú v stredno- a mladokriedových súboroch iba miestami vyznačené flyšové pasáže, zavrásnené(?) do púchovských slieňov. Na základe úlomkových výskytov prevažne jemnozrnných zvetraných pieskovcov boli vyčlenené jarmutské vrstvy a na pár miestach tvrdšie tisalské slieňovce či titónske kalové vápence. Na základe takého komplexu sme zaradili vystupujúce staršie horniny do kysuckého sledu, mladšie k „bradlovému obalu“ a označujeme ich „jarmutská skupina“.

Mezozoické horniny fatrika krížňanského príkrovu vystupujú len sporadicky v nesúvislých „ostrovoch“ medzi Podčičvou a Čičavou a tvoria najzápadnejšie pokračovanie humenského mezozoika. Na rozdiel od výrazne imbrikovaného mezozoika Humenských vrchov v oblasti medzi Brekovom, Chlmcom a Oreským, reprezentujú polohy vápencov a dolomitov v najzápadnejšej oblasti len časti zo šupín jasenovskej a Klakočiny.

Sedimenty vnútrokarpatského paleogénu podtatranskej skupiny vystupujú v skúmanom území obmedzene, a to len v jeho jv. časti na JV od bradlového pásma. Zastupuje ich borovské súvrstvie a zubrecké súvrstvie.

Sedimenty neogénnej molasy vystupujú na území južnej časti regiónu Nízke Beskydy-stredná časť veľmi ojedinele. Na povrchu sa tektonicky stýkajú so sedimentmi vnútrokarpatského paleogénu, na ktoré pôvodne transgredovali. Neogénne sedimenty sú reprezentované súvrstviami karpátu (kladzianske súvrstvie) a bádenu (nižnohrabovské súvrstvie). Neogénne vulkanity vystupujú len veľmi okrajovo. Charakterizujú ich čičavské ryodacitové dajky (mladší bádén), komplex andezitových nekov a dajok Ladomirov (stredný sarmat) a vulkanické produkty stratovulkánu Popriečny (mladší sarmat až starší panón).

Kvartérne sedimenty Nízkych Beskýd, Ondavskej a Laboreckej vrchoviny v porovnaní s ostatnými územiami Slovenska majú svoj špecifický ráz. Túto špecifickosť podmieňuje predovšetkým jednotvárná geologická stavba podložia. Pozostáva z flyšových sekvencií hornín, ktoré sú málo a stredne odolné proti erózii. Toto špecifikum sa odráža najmä v jednotvárnosti petrografického zloženia fluviaálnych kvartérnych akumulácií a v neotektonickej mobilite územia (cyklickom opakovaní fáz erózie a akumulácie v období kvartéru). Podmieňuje rozsah a objem kvartérnych sedimentov a tým aj možnosti ich ďalšieho zachovania.

Na základe štruktúrnych poznatkov za najstarší smer vrstvitosti považujeme smer V – Z, a to vo všetkých troch jednotkách magurského príkrovu. Kompresia smeru SSZ – JJV, vypočítaná z paleonapätových analýz, spôsobila paralelné skracovanie vrstiev so vznikom súklonných a protiklonných strihov *R*, orientovaných pod ostrým uhlom vo vzťahu k vrstvitosti. Konjugovaný párový systém puklín sa tvoril v tom istom kinematickom režime, pričom mal charakter strižných posunov so striáciami na plochách. Akumulácia napätia sa presúvala do plastickejších polôh. To malo za následok presúvanie komplexov cez seba a tvorbu prešmykov a príkrovov. Za zónu odlepenia (*décollement*) považujeme pestré vrstvy vo všetkých jednotkách, pretože sú najviac plasticky prevrásnené. Aj akumulácia prešmykov je geneticky spätá s akumuláciou pestrých súvrství (pozri geologickú mapu). V týchto častiach územia je súčasne aj najviac antiklinálnych a synklinálnych pásiem. Zmena orientácie vrstvitosti zo smeru V – Z do smeru SSZ – JJV až SZ – JV je výsledkom postupného skracovania sedimentačného priestoru smerom od bradlového pásma k násunu magurskej jednotky na dukliansku. Postupné nakopovanie jednotlivých šupín viedlo k zmene kompresného režimu na transpresný a úniku komplexov do strán. Transpresný režim vytvoril vejárovú štruktúru s osovou časťou v račianskej jednotke, s prevažne polovertikálnym až otvoreným typom vrás a so spätnonásunovou tektonikou v južných častiach územia, predovšetkým pri hranici bradlového pásma s magurskou jednotkou. Pri zakorenení magurského príkrovu dominuje stavba

izoklinálnych disharmonických vrás s prevládajúcou vergenciou na juh a vrásovými osami paralelnými s násunovými líniami. Podobný štýl sa dešifroval aj v severnej časti smerom k styku s duklianskou jednotkou. Vek vrásnenia bol v rôznych subjednotkách magurského prikrovu odlišný – spodný až stredný eocén. Asociované strižné pukliny a zlomy rotovali v závislosti od zmeny subdukčných podmienok. Pásmo vonkajších Karpát sa formovalo ako akrečná prizma vznikajúca počas juhovergentnej subdukcie európskej platne pod Alcapu, vytvárajúca severovergentné vrásky a násuny s následnou rotáciou samotných komplexov vznikajúcich regionálnym kolapsom.

Prevažnú časť územia regiónu v priebehu vrchného pliocénu a kvartéru charakterizovali nerovnomerné pohyby, ktoré sa odohrali na pozadí celkového zdvihu územia pozdĺž hlavných zlomov prebiehajúcich kolmo alebo šikmo na priebeh pôvodných alpínskych štruktúr. Najmladší systém zlomov vznikol po skončení vrásnivých pohybov. Tento systém mal zásadný podiel na segmentácii územia flyšového pásma na bloky a čiastkové kryhy, a teda na formovaní dnešného morfoštruktúrneho plánu rozvodí Ondavy, Laborca, Cirochy a Ublianky. Neotektonické pohyby sa odohrávali pozdĺž dvoch hlavných systémov zlomov, a to smeru SV – JZ a S – J, len zriedka na konformných dislokáciách flyšového pásma smeru Z – V (dolina Ublianky, Cirochy a časti Laborca). Následkom pohybovej aktivity jednotlivých kryh flyšového pásma, a najmä vertikálnych pohybov, dochádzalo k dezintegrácii územia a priestorovej distribúcii základných foriem reliéfu, resp. vplývala na priebeh a rozsah kvartérnej sedimentácie. Pohyby, najmä vertikálne, spôsobili nerovnomernú horizontálnu a vertikálnu disekciu reliéfu. To sa markantne prejavilo v deštrukcii stredohorskej, ale najmä poriečnej rovne, ktoré sa na jednotlivých blokoch dostali do rôznych výškových pozícií. Významnú úlohu v tomto procese zohrala rôzna odolnosť hornín flyšového pásma, ktorá sa odrazila najmä v detailoch neotektonickej stavby územia. V konečnom dôsledku v záverečnej etape neotektonického vývoja v kvartéri pokračovali procesy dezintegrácie jednotlivých častí študovaného územia, nastali paleogeografické zmeny a zvýraznila sa neotektonická odlišnosť jednotlivých častí územia. Nerovnomernosť neotektonických pohybov sa ešte výraznejšie prejavila v južnej časti regiónu na styku humenského mezozoika, bradlového pásma, a najmä oblúka neovulkanitov Vihorlatských vrchov a Popriečneho.

Z hľadiska výskytu ložísk nerudných nerastných surovín patrí tento región k najchudobnejším oblastiam Slovenskej republiky. Nachádzajú sa v ňom iba ložiská a ložiskové výskytu stavebného kameňa, štrku, piesku a tehliarskych surovín.

K najvýznamnejším geobariéram regiónu patria svahové deformácie, ryhová erózia, neotektonické poruchy, inundácie, seizmicita a skládky komunálneho a iného odpadu (staré záťaže).

# 1. ÚVOD

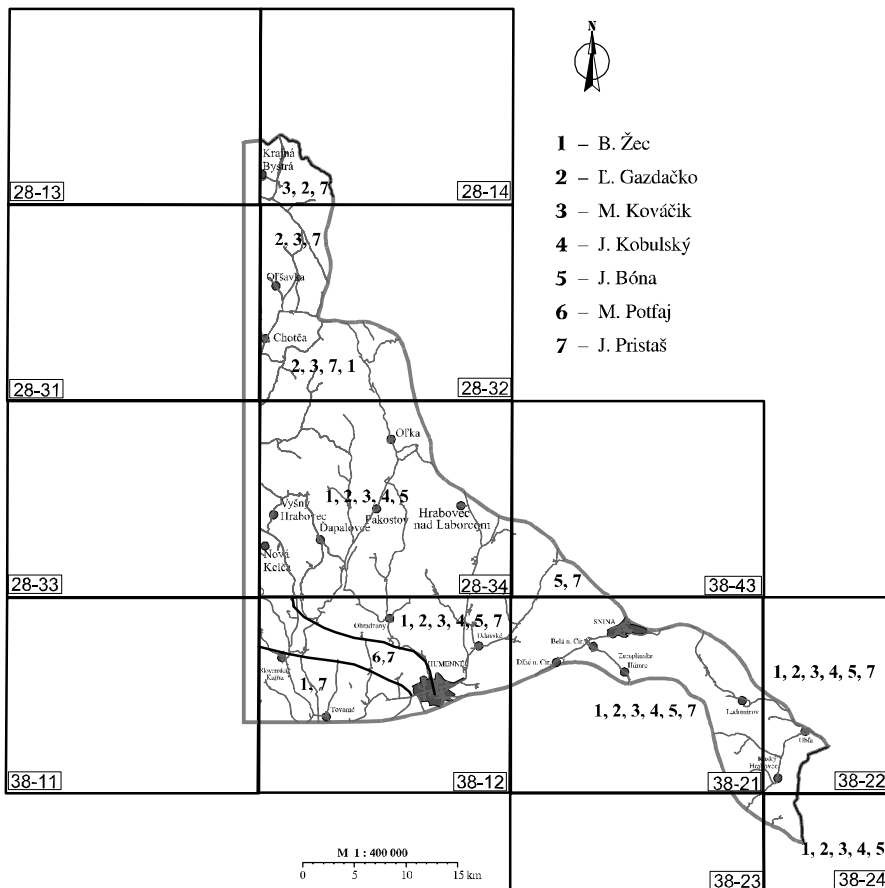
Geologická mapa regiónu Nízke Beskydy-stredná časť v mierke 1 : 50 000 vznikla na základe objednávky sekcie geológie a prírodných zdrojov Ministerstva životného prostredia SR v roku 2002. Vysvetlivky spolu so základnou geologickou mapou regiónu v mierke 1 : 50 000 reprezentujú región vystupujúci na dvanástich mapových listoch, a to 28-13 (časť listu), 28-14 (časť listu), 28-31 (časť listu), 28-32 (časť listu), 28-33 (časť listu), 28-34 (časť listu), 38-11 (časť listu), 38-12 (časť listu), 38-21 (časť listu), 38-22 (časť listu), 38-23 (časť listu), 38-24 (časť listu). Územie geologickej mapy sa v okrajových častiach prekrýva s už vydanou geologickou mapou M 1 : 50 000 Nízke Beskydy-východná časť (Koráb, 1983), mapou Pienin, Čergova, Ľubovnianskej a Ondavskej vrchoviny (Nemčok et al., 1990), severnej časti Slanských vrchov (Kaličiak et al., 1991) a Vihorlatských a Humenských vrchov (Žec et al., 1997).

Mapové listy zostavili a vysvetľujúci text napísali pracovníci ŠGÚDŠ (obr. 1), a to B. Žec (redaktor regiónu) – vnútrokarpatský paleogén, mezozoikum fatrika, paleogén vonkajšieho flyšového pásma, neogénne sedimenty a neogénne vulkanity a „horský“ kvartér, Ľ. Gazdačko, M. Kováčik, J. Kobulský, J. Bóna – paleogén vonkajšieho flyšového pásma a „horský“ kvartér, M. Potfaj – vnútrokarpatský paleogén, bradlové pásmo a kontaktná časť paleogénu vonkajšieho flyšového pásma s bradlovým pásmom a „horský“ kvartér, J. Pristaš – kvartér, Ľ. Kucharič – mapa MGII a geofyzikálna preskúmanosť, D. Marcin – hydrogeologické pomery, Ľ. Petro – geologické faktory životného prostredia, K. Žecová – hodnotenie mikrofaunistických asociácií – vápnitý nanoplanktón, A. Zlinská – hodnotenie mikrofaunistických asociácií – foraminifery, H. Vaněková – palynológia, J. Derco – petrografia, Z. Siránova – petrografia mikrokonglomerátov, S. Buček – biostratigrafické hodnotenie exotických obliakov strihovského súvrstvia a P. Konečný – petrologické hodnotenie andezitov neogénnych vulkanitov ladomirovského komplexu. Na technickom spracovaní záverečnej správy sa zúčastnil M. Stercz, R. Balážová a Ľ. Fedorová a na laboratórnom vyhodnotení biostratigrafických vzoriek M. Marčeková a K. Tóthová. J. Janočko projektoval vrt NBJ-1 a NBJ-2 a tie sa v počiatočnej fáze projektu realizovali a geologicky zhodnotili.

Geologická mapa v mierke 1 : 50 000 je teda výsledkom práce kolektívu autorov z ŠGÚDŠ, ktorí pri jej tvorbe použili vlastné mapové podklady a výsledky vlastného terénneho a laboratórneho výskumu. Zároveň sa prehodnotili aj staršie geologické práce iných autorov. Spomenuté výsledky tak reprezentujú najnovšie poznatky o geologickej stavbe skúmaného územia, o jeho litostratigrafii a tektonike a sú výsledkom aplikácie moderných metód výskumu s využitím celého



spektra pomocných metód (biostratigrafie, petrografie, sedimentológie, štruktúrneho výskumu a i.) pri charakteristike geologických jednotiek. Vysvetľujúci text – okrem kapitol o geologickom vývoji, stavbe a tektonike regiónu – dopĺňajú kapitoly rozširujúce informácie o hydrogeologických pomeroch, geofyzikálnej preskúmanosti a prehľade nerastných surovín zmapovaného územia. Súčasťou vysvetliviek je aj kapitola charakterizujúca geologické faktory životného prostredia.



Obr. 1. Zoznam autorov mapy regiónu Nízke Beskydy-stredná časť podľa listokladu.

## 2. GEOGRAFICKÁ A MORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

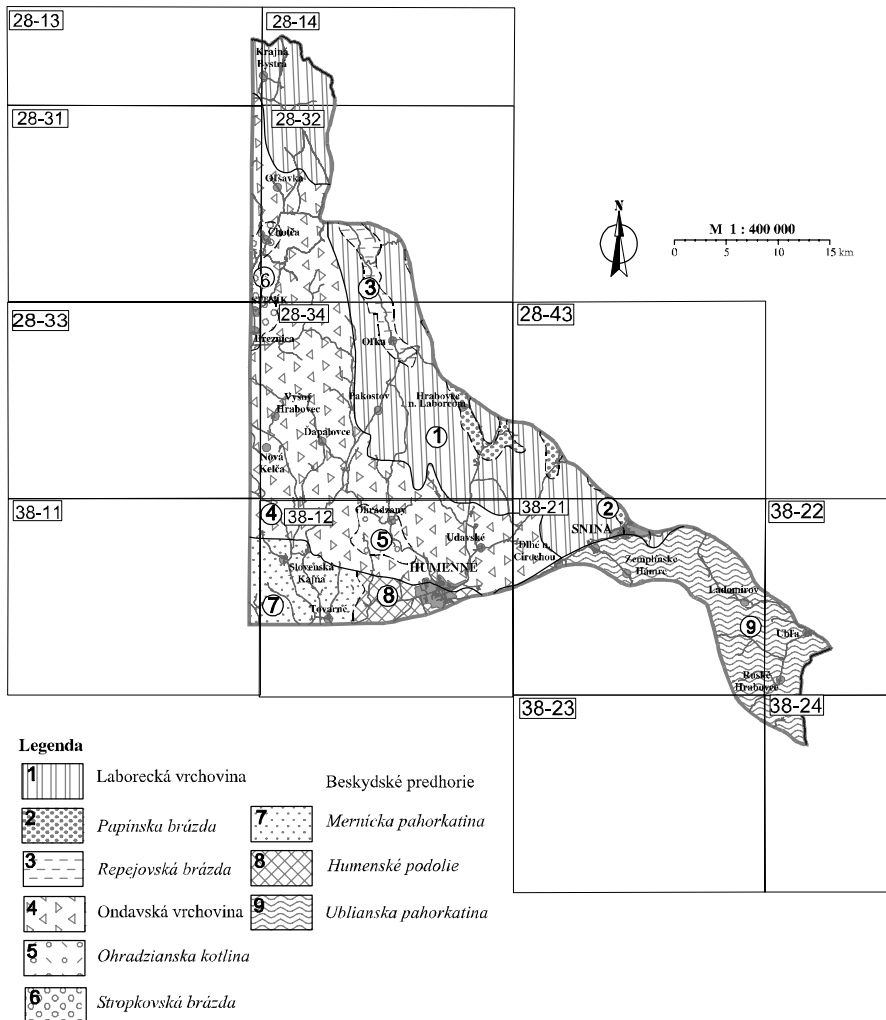
Región Nízke Beskydy-stredná časť leží na sv. Slovensku a plochou pripomína nepravidelný pravouhlý trojuholník. Jeho západná hranica je takmer priama, prebieha od Nižného Kručova na J až po slovensko-poľské hranice na S (obr. 2), severná v krátkom úseku Duklianskeho priesmyku lemuje štátnu hranicu a potom sa znova vracia na J až JJV smerom na Staškovce, tam sa stáča na Roškovce, pokračuje po Hrabovec nad Laborcom, smerom VJV od Sniny, tam sa stáča na JV a na hranici Kalná Roztoka, Klenová až Ubl'a kopíruje okraj duklianskej jednotky. Východná hranica prebieha po štátnej hranici s Ukrajinou, končí sa na V od Inoviec v oblasti kóty Holica (994 m n. m.), južná pokračuje smerom na Z popri Inovciach, Ruskej Bystrej, Strihovciach, potom smerom na Z pod severným okrajom Vihorlatských vrchov v oblasti Zemplinských Hámrov a pokračuje do oblastí Dlhého nad Cirochou, Humenného, Tovarného a Nižného Kručova.

Podľa územnosprávneho členenia Slovenskej republiky zmapovaný región zasahuje na územie siedmich okresov v dvoch krajoch – v Prešovskom na S do okresu Svidník (i. k. 712), Stropkov (i. k. 711) a Medzilaborce (i. k. 705), v Košickom južnou časťou do okresu Vranov nad Topľou (i. k. 713), Humenné (i. k. 702) a Snina (i. k. 709) a najvýchodnejšou okrajovo do okresu Sobrance (i. k. 809).

Zmapovaný región sa rozprestiera na ploche cca 1 210 km<sup>2</sup> a v zmysle geomorfologického členenia (Mazúr a Lukniš, 1986) patrí do oblasti Nízkych Beskyd, tie do subprovincie vonkajšie Východné Karpaty a vihorlatsko-gutinskou oblasťou okrajovo do subprovincie vnútorné Východné Karpaty (obr. 2). V rámci oblasti Nízkych Beskyd zasahuje do územia celok Ondavská vrchovina, v rámci ktorého možno na sledovanom území vyčleniť Ohradziansku kotlinu. Západný okraj regiónu je súčasťou celku Laborecká vrchovina, v ktorej na zmapovanom území vyčleňujeme Papínsku a Repejovskú brázdú. Južný okraj je súčasťou celku Beskydského predhoria, ktoré rozdeľujeme na podcelok Mernická pahorkatina, Ublianska pahorkatina a Humenské podolie. Vihorlatsko-gutinská oblasť s celkom Vihorlatskými vrchmi a podcelkom Popriečny do skúmaného územia zasahuje iba okrajovo na jv. okraji mapovaného územia.

Celé územie má pahorkatinný až vrchovitý, prevažne mierne až ostro rezaný reliéf. Podľa nadmorskej výšky a výškovej polohy sa rozdeľuje na tri nápadné morfológické celky (Harčár, 1995). V severnej časti sú hrebene vysoké maximálne 500 – 650 m n. m. a smerom na J a pri jz. ohraničení pozvoľna klesajú na 400 až 450, resp. 200 – 250 m n. m., na východnom až jv. dosahujú 400 – 500 m n. m. a smerom na Vihorlatské vrchy nadmorská výška narastá. Najnižší bod

v zmapovanom území má výšku 128 m n. m. (v doline Ondavy na V od Podčíčvy) a najvyšší je vrchol kopca Pacutová (650 m n. m.) Výrazným geomorfologickým fenoménom územia sú široké riečne nivy Ondavy, Oľky, Laborca, Udavy a Cirochy. Ich výšková denivelácia je minimálna.



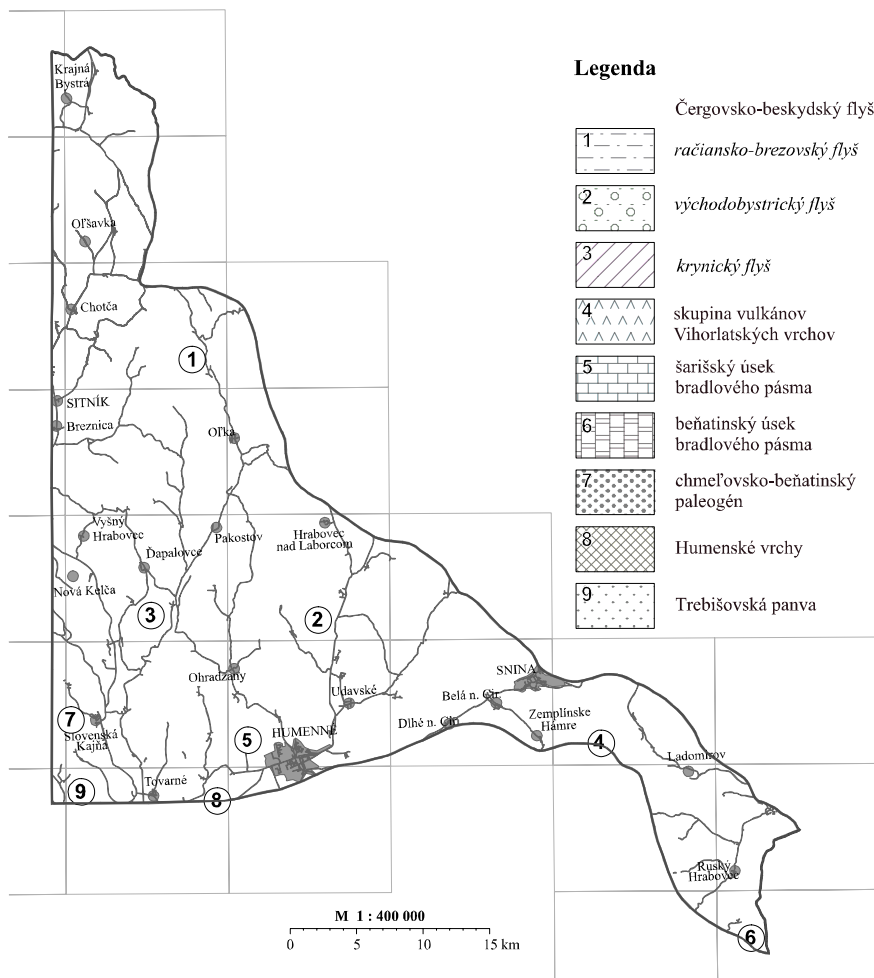
Obr. 2. Geomorfologické členenie regiónu Nízkych Beskyd-stredná časť (Mazúr a Lukniš, 1980).

Hydrograficky patrí územie k povodiu Laborca, ktorého najvodnatejším prítokom je Cirocha s jej prítokmi – Udavou a Barnovom, a Ondava s najväčším prítokom Olkou. Nápadná je vodná nádrž Veľká Domaša pri západnej hranici regiónu. Pri okraji dolín väčších riek sa miestami vyvinuli terasovité stupne, ktoré tvoria prechod do okolitých pahorkatín a vrchovín. Pahorkatinný reliéf prevláda najmä v južnej časti zmapovaného územia, kým pre východnú a severnú časť je typický vrchovitý reliéf s často vyvinutými ostro zarezanými dolinami v sekvenciách flyšových hornín.

Región Nízke Beskydy-stredná časť v prevažnej miere tvoria horniny flyšového pásma vonkajších Západných Karpát a časť územia na J a JV budujú sekvencie bradlového pásma, súvrstvia „humenského“ mezozoika, vnútrokarpatského paleogénu, sedimentárneho neogénu a neovulkanity.

### 3. REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHLAD

Geologická stavba zmapovaného regiónu je zložitá a predstavuje styk vnútorných a vonkajších Západných Karpát, na ktorom na povrch vystupujú horniny mezozoika Humenských vrchov (len veľmi okrajovo) a bradlového pásma, bradlového a magurského paleogénu, vnitrokarpatského paleogénu, neogénu a kvartéru. Z pohľadu regionálneho geologického členenia (obr. 3) Západných



Obr. 3. Regionálne geologické členenie (Vass et al., 1984).

Karpát (Vass et al., 1988) sa územie skladá z čergovsko-beskydského flyšu, členiaceho sa na krynický, východobystrický a račiansko-brezovský, z bradlového pásma, pribradlového paleogénu a z neovulkanitov Vihorlatských vrchov (vystupujúcich na území veľmi okrajovo). Na západnom okraji do regiónu zasahujú sedimenty Trebišovskej panvy. Rozsahom majú v geologickej stavbe významné miesto kvartérne sedimenty.

## 4. PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV

Zmapovaný región je na styku vnútorných a vonkajších Západných Karpát a reprezentuje ho vnútrokarpatský paleogén, fatrikum krížňanského príkrovu, neogénne sedimenty a vulkanity, bradlové pásmo, ale najmä magurská jednotka vonkajšieho flyšu. Hoci vystupuje na spomenutom styku, doteraz nie je dôsledne geologicky preskúmaný a aj preto pokladáme za nevyhnutné vziať do úvahy poznatky z geologického výskumu, ktorý v tomto regióne prebiehal alebo sa ho úzko dotýkal aj v období pred tvorbou prehľadných regionálnych geologických máp v mierke 1 : 200 000 čiže tzv. generálok. Celé zmapované, ako aj priľahlé územie smerom na Z alebo na V sa v druhej polovici 19. a na začiatku 20. stor. geologicky skúmalo, pričom sa pozornosť geológov sústredila najmä na hľadanie ropy. Prvé poznatky o geológii tohto regiónu – aj keď iba nepriame a často periférne – sú aj v prácach Hauera a Richthofena (1859), Hauera (1869), Paula (1869, 1870), Waltera a Dunikowského (1882), Uhlíga (1883), Tietzeho (1885), Addu, (1901), Posewitza (1907), Böckha (1909), Notha (1907, 1915), Zubera (1918) a i.

Mnohé povojnové aj novšie práce pripisujú dielam spomenutých autorov viac-menej iba historický význam. Magurským nasunutím v povodí horného toku Laborca sa zaoberal už Nowak (1922) a v prácach z roku 1926 (Nowak, 1926a, b) priniesol celý rad nových údajov a poznatkov. V tomto regióne, resp. vo flyšovom pásme na východnom Slovensku sa v medzivojnovom období robil výskum ojedinele a iba orientačne a na jeho základe vznikali syntetizujúce práce začleňujúce východoslovenský flyš do celkovej flyšovej stavby Západných Karpát. Keďže flyšové pásmo na poľskom území bolo v tom čase preskúmané oveľa podrobnejšie, treba spomenúť zhŕňajúce práce poľských autorov, a to Nowaka (1927), Opolského (1930), ale najmä Świdzińskiego (1934), ktorý prvý publikoval základné delenie flyšu na východnom Slovensku a zároveň tiež ako prvý oddelil magurský príkrov od „krosnianskeho“ pásma. Spomenuté práce mali pre ďalší rozvoj geologického výskumu východoslovenského flyšu veľký význam.

V medzivojnovom období začala región skúmať tzv. pražská geologická škola a v jej rámci Kettner et al. (1925) spracovali litostratigrafiu a tektonické pomery okolia Mikovej, Medzilaboriec a Radvane nad Laborcom. Mapovaniu a zároveň litostratigraficko-tektonickému výskumu sa v oblasti Duklianskeho priesmyku venovali Hynie (1925), Kodým a Matějka (1937), ako aj Matějka a Kodým (1939). Informácie o geologických pomeroch v okolí Ol'ky s ohľadom na výskyt ropy podali Čepek et al. (1935). Matějka a Kodým (1949) opísali a charakterizovali násun magurského príkrovu na východnom Slovensku a tí istí

autori (Matějka a Kodym, 1952) na základe vlastného výskumu v roku 1936 spracovali geologické pomery medzi Duklianským a Lupkovským priesmykom.

Rokom 1950 sa začala nová etapa intenzívneho a systematického geologického výskumu východoslovenského flyšu a vyvrcholila prehľadným výskumom v rokoch 1957 – 1960 pred vznikom geologických máp (s vysvetlivkami) v mierke 1 : 200 000, tzv. generálok. Išlo najmä o list Snina M-34-XXIX (Leško et al., 1964) a Zborov – Košice M-34-XXII a M-34-XXVIII (Matějka et al., 1964), ktoré zahrnuli aj severnú časť sledovaného regiónu. V tejto etape sa geologicky preskúmalo celé územie, prehodnotili sa staršie aj mladšie práce regionálnej a lokálnej povahy, vymedzili sa hlavné, resp. čiastkové tektonické jednotky a ich štruktúry, ako aj faciálny vývoj súvrství a rozdiely medzi nimi. Vypracovali sa základy mikrobiostratigrafie flyšových súvrství a urobili sa prvé petrografické analýzy hlavných horninových typov.

Spomenutý výskum priniesol aj protichodné náhľady na stratigrafiu, no najmä na tektoniku. Na odlišnosti vo faciálnom vývoji magurskej a „krosnianskej“ jednotky medzi Sninou a Medzilaborcami poukázal Leško (1951) a zároveň sa zaoberal aj ich vzájomným stykom. Leško (1952) upozornil aj na tektonicko-petrografické faktory, ktoré mali úlohu pri vytváraní riečnej siete Laborca a jeho prítokov (pretekajúcich magurským flyšom). Podľa Leška (l. c) celý riečny systém úplne závisí od geologickej stavby oblasti. Faciálno-stratigrafickým a tektonickým pomerom, ako aj ohraničeniu magurského príkrovu na S od Vihorlatských vrchov sa Leško venoval v roku 1960. Na J od bystrickej jednotky – na základe faciálnych rozdielov vrchného oddielu paleogénu – definoval novú, tzv. kochanovskú podjednotku, resp. fáciu. Vjalov a Andrusov (1963) paleogénne súvrstvia flyšového pásma Západných Karpát rozdelili na spodnú – karpatskú, a vrchnú – ombrónsku sériu. Leško (1960) podal základnú litofaciálnu charakteristiku magurského flyša na S od Vihorlatských vrchov a v tomto území vymedzil račiansku, bystrickú a kochanovskú fáciu. Leško et al. (1964) rozdelili magurský flyš na liste Snina mapy v mierke 1 : 200 000 na tri tektonicko-stratigrafické jednotky: račiansku, bystrickú a kochanovskú, ktoré majú rovnaký spodný oddiel paleogénu vo fácií belovežských vrstiev a vo vrchnom oddiele sa faciálne diferencujú a prelínajú. Matějka (in Matějka et al., 1964) v tej istej edícii máp na liste Zborov – Košice rozlíšil tri vývoje. Najjužnejší označil ako čerchovský (na rozdiel od Leška) a v račianskom rozlíšil tri čiastkové faciálno-tektonické jednotky. Rovnaké označenie použil aj Stránik (1965), ale v račianskej jednotke vyčlenil vnútorný a vonkajší vývoj. V korelačnej štúdií litofácií paleogénu v magurskej jednotke porovnával Pesl (1968) jej vývoj vo východnom a západnom úseku, a to vo vrchnom a spodnom oddiele paleogénu. Vo východnom oddiele vyčlenil vonkajšiu a vnútornú račiansku, bystrickú, čerchovskú a udavskú zónu, vo vrchnom vonkajšiu a vnútornú zónu račianskej jednotky, ako aj bystrickú a malcovskú zónu. Pohľad na historický vývin východoslovenskej časti flyšovej geosynklinály a jej stratigrafický obsah približne od subhercýnskych vrásnivých orogenetických procesov do skončenia sedimentácie v oligo-



céne a jej tektonický vývin podáva zhrnújúce dielo Leška a Samuela (1968). Autori v ňom (l. c.) zachovávajú označenie troch základných jednotiek podľa Leška (l. c.), ich čiastkové jednotky aj tu majú charakter tektonických jednotiek a v geneticko-paleogeografickom vývoji preferujú jednotný vývoj celej magurskej oblasti na východnom Slovensku. Zrejme preto nevyčlenili špecifické, čiastkové litofaciálne vývoje. Práca sa vyznačuje prehľadnosťou, jasnou koreláciou jednotiek s jednotkami vyčlenenými inými autormi a dôsledným používaním termínu súvrstvie.

Výsledky orientačného výskumu ťažkých minerálov v alúviu riek vo východnej časti flyšového pásma (magurskej a duklianskej jednotky) publikovali Koráb a Ďurkovič (1966) a problematiku litofaciálneho vývoja paleogénu magurského flyšu v stratigrafickom rozpätí paleocén – vrchný eocén riešil Pesl (1968).

V rokoch 1962 – 1966 prebiehal v oblasti Ladomirov – Michajlov vyhľadávací hydrogeologický prieskum, ktorý zhodnotil Džubera (1966), a potom pokračoval až do roku 1972 (Križáni a Džubera, 1972). Zhodnotila sa pri ňom geologická stavba širšieho okolia územia najmä medzi Ladomirovom, Michajlovom a Ruským Hrabovcom, vyčlenila sa kochanovská, bystrická a račianska jednotka a zároveň sa vymedzil aj rozsah andezitových nekov v oblasti Ladomirova vystupujúcich na tektonických líniiach.

Údaje získané najmä pri geologickom mapovaní a pri geologickom prieskume zameranom na ropu sa zhodnotili vo viacerých štúdiách. Osobitnú zmienku si zaslúžia regionálne štúdie Leška a Samuela (1968) a Korába a Ďurkoviča (1978). Autori v nich sumarizujú poznatky o stratigrafii, litológii, biostratigrafii, paleogeografii a tektonike východnej časti vonkajšieho flyšového pásma, resp. duklianskej jednotky. Čiastkové štúdie zo zmapovanej oblasti zaoberajúce sa petrografickou charakteristikou hornín, tektonikou a koreláciou geologickej stavby flyšu v prihraničných oblastiach Poľska a Slovenska publikovalo viac autorov (napr. Ďurkovič, 1966, 1974; Nemčok a Rudinec, 1983).

Tektonickou analýzou, litológiou a petrografiou malcovského súvrstvia sa zaoberali Nemčok a Ďurkovič (1989) a správu o štatistickom hodnotení petrofyzikálnych vlastností sedimentov – okrem iného aj magurského flyšu – zverejnili Ondra a Hanák (1989). Nemčok (1984) sa venoval deformáciám magurského príkrovu, opísal jeho kinematiku a vzťah k bradlovému pásmu. Samuel (1990) reklasifikoval a potom unifikoval litostratigrafické jednotky (duklianskej jednotky, smilnianskeho tektonického okna) a čiastkových tektonických jednotiek magurského flyšu. V 70. rokoch 20. stor. sa v mierke 1 : 25 000 mapovala oblasť na SV od študovaného územia. Výsledkom bola geologická mapa v mierke 1 : 50 000 (Koráb, 1983). Problematika magurského flyšu sa detailnejšie nesledovala, lebo mapa zasahovala iba do vonkajšej zóny račianskej jednotky. Nemčok et al. (1990) vo vysvetlivkách ku geologickej mape regiónu Pienin, Čergova, Ľubovnianskej a Ondavskej vrchoviny v mierke 1 : 50 000 na Z od sledovanej oblasti vyčlenili magurskú tektonickú jednotku, no jej čiastkové jednotky nie sú tektonické, ale litofaciálne, a to krynická, bystrická a račianska.

Exotické zlepcové vrstvy strihovského súvrstvia skúmali a obliakový materiál analyzovali Mišík et al. (1991). Títo autori zároveň spracovali návrh paleogeografickej situácie východoslovenského sektora a situovania kordilér v paleogéne a definovali tzv. juhomagurskú kordiléru, ktorá bola zdrojom sedimentov pre krynickú jednotku a zároveň oddeľovala bradlové pásmo od magurského sedimentačného priestoru.

V 70. a potom až 90. rokoch 20. stor. prebiehalo základné geologické mapovanie v mierke 1 : 25 000 na mapových listoch zasahujúcich do študovaného územia alebo s ním priamo súvisiacich – M-34-104-C-d (Nemčok a Koráb, 1976), 38-121, 38-123 (Molnár et al., 1990), 38-122, 38-211, 38-212 (Karoli et al., 1998). V roku 2000 sa pre projekt *Súbor máp geologických faktorov životného prostredia – región Vranov, Humenné, Strážske* (Vrana et al., 2003) dokončila účelová geologická mapa v mierke 1 : 50 000 (Karoli et al., 2000).

Tektonická koncepcia stavby magurského flyšu, resp. magurskej skupiny príkrovov je jasne vyjadrená v základnom geologickom členení vo vysvetlivkách ku geologickej mape Slovenska v mierke 1 : 500 000 (Biely et al., 1996). Na východnom Slovensku tvoria skupinu tri čiastkové príkrovy – račiansky, bystrický a krynický (na mape, zrejme vzhľadom na mierku, nie sú vyznačené). Potfaj (in Žec et al., 1997) magurský flyš v podloží východnej časti Vihorlatských vrchov a na jeho severnom okraji označil termínom magurský paleogén, ale priradil k nemu aj pročské vrstvy, ktoré ostatní autori predtým zaradzovali do paleogénu bradlového pásma. Na základe starších mapových podkladov v roku 2000 vyšla *Geologická mapa Západných Karpát a priľahlých oblastí v mierke 1 : 500 000* (Lexa et al., 2000). Spomenuté mapy prehľadne zobrazujú aj geologickú stavbu regiónu. Potfaj v tektonickej mape mierky 1 : 500 000 (Bezák et al., 2004) v oblasti, ktorou sa tu zaoberáme, z magurského príkrovu vyčlenil strihovské súvrstvie, definoval strihovský čiastkový príkrov a zaradil ho do bielokarpatského príkrovu. Tak sa nie celkom logicky vyriešila situácia s tektonickým zakončením krynickej tektonickej jednotky [na mape oravskomagurský (krynický) čiastkový príkrov] v oblasti na J od Raslavíc a tektonickou pozíciou bielokarpatského príkrovu so strihovským čiastkovým príkrovom.

Popri geologickom výskume v magurskom flyši je užitočné spomenúť aj výskum v bradlovom pásme, v „troskách“ humenského mezozoika vo vnútrokarpatskom paleogéne, v neogénnych sedimentoch a vulkanitoch, ako aj v kvartéri.

Bradlovým pásmom na východnom Slovensku sa geológovia zaoberali už v 19. stor., keď sa položili základy jeho stratigrafie. Záujem oň pokračoval aj na začiatku 20. stor., o čom svedčí celý rad štúdií, a to Horowitz a Rabowského (1929), Andrusova (1929, 1945, 1959), Scheibnera (1967), ale najmä Birkenmajera (1953 až 1963, 1977). V 60. rokoch 20. stor. sa najvýchodnejšieho úseku bradlového pásma dotkli práce Leška et al. (1964) a predmetom pozornosti bola predovšetkým mladšia krieda a paleogén. V posledných rokoch sa v beňatinsko-pročskom úseku bradlového pásma sledovala hlavne litostratigrafia jurských, ale aj kriedovo-paleogénnych súvrství. Litofaciálnou náplňou súvrství mladšej

kriedy, ako aj „priláhlych“ paleogénnych celkov – magurského a „vnútrokarpatského“ – sa východoslovenský, najmä beňatinský úsek bradlového pásma od dávna pokladá za špecifický.

Aj keď niektoré časti bradlového pásma v najvýchodnejšej časti vystupujú mimo regiónu alebo doň zasahujú iba okrajovo, podávame prehľad názorov viacerých autorov.

Podklady do listu Snina geologickej mapy mierky 1 : 200 000 vznikali v období nejednotných náhľadov na členenie flyšových súvrství magurského, bradlového i vnútrokarpatského paleogénu, ktoré vyústili do dvojakej interpretácie na mape (1963) a vo vysvetlivkách Leška et al. (1964). Leško presadil vlastné členenie paleogénu bradlového pásma na „centrálno-karpatský“ a inovský vývoj pod spoločným názvom „beňatinský flyš“. Centrálno-karpatský vývoj má v postupnosti tieto členy: pročské vrstvy, „bazálne súvrstvie“ karbonátových zlepcov a pieskocovo-ílovcové vrstvy (stredný až mladší eocén) s červenými ílovcami. Inovský vývoj má vrstvový sled: pročské vrstvy, pestré ílovce (starší až stredný eocén) a sliene (globigerínové – mladší eocén), „beňatinské“ menilitové vrstvy s laminovanými „jaselskými lupkami“ (najmladší eocén – starší oligocén) a najvyššie, krosniansko-malcovské vrstvy. Leško et al. (l. c.) jurské sedimenty a podobne aj strednokriedové a senónske pestré sliene zaradil do czorsztynskej série a z nich Brestenská (1953, ex. Leško, 1964) pri Modre nad Cirochou a v Kamenici nad Cirochou v nadloží albských pestrých slieňovcových vrstiev určila cenomanské spoločenstvá. Samuel (1959) v okolí Podhorode a Beňatiny identifikoval cenomanské foraminifery v slieňovcovo-ílovcovom súvrství v priamom nadloží albu. Tam sa potvrdil aj turónsky vek červených slieňovcov. Senónsky vek až po mástricht sa dokumentoval foraminiferami pri Beňatine (l. c.). Do pieninskej „série“ s. l. sa zaradili jarmutské vrstvy: asi 100 až 200 m flyšového vývoja senónu (kampán – mástricht). Leško (1964), na rozdiel od Andrusova (1938, 1965), bradlové mezozoikum nepokladá za substrát magurského flyšu.

Leško a Samuel (1968) tým, že pri opise sekvencií vychádzali z vekovej škály, v podstate nadradili biostratigrafické členenie litostratigrafickému. Tak v beňatinskom úseku bradlového pásma odlišili „apt – alb – cenoman“, „turón“ a „senón“, a to v každom stupni dva základné „vývoje“: slieňovcový (resp. pelitický) a flyšový (resp. „netypický flyšový“). Podľa nich (l. c.) sa pelitický vývoj viaže na severné okrajové, „flyšoidný“ na stredné a flyšový na južné časti bradlového pásma. Vzťah bradlových sekvencií k jurským bradlám autori nekomentujú, ale konštatujú neprítomnosť pieninských sledov. Významné je chápanie „beňatinského flyšu“ (myslí sa paleogénneho) ako špecifickej litotektonickej jednotky. Podľa autorov (l. c.) je základným kritériom faciálna a stratigrafická odlišnosť od „definovaných sérií magurského paleogénu“. Tento špecifický vývoj má síce „niektoré členy faciálne zhodné alebo spoločné s paleogénnym vývinom centrálnych depresii vnútorných jednotiek Západných Karpát“, no „ak tvoria nadložie bradlového mezozoika“, považujú ich za súčasť beňatinského flyšu. Ako „centrálno-karpatský paleogén“ označujú súvrstvia uložené v synkli-

nóriu centrálnych západokarpatských jednotiek. Tieto súvrstvia so svojím podlo-  
žím prekonali jednotný tektonický vývoj v paleogéne(?) a neogéne, teda tam,  
kde sa paleogénne súvrstvie južnej centrálnokarpatskej fácie vyvinulo v nadloží  
pieninskej kriedy (so spoločným tektonickým vývinom), hovoria o beňatinskom  
paleogéne (l. c., s. 39). Podľa oblastných kritérií členia (l. c.) beňatinský flyš na  
severný – inovský, a južný – „centrálnokarpatský“. V inovskom vývoji (paleocén  
– oligocén) sú spodné členy „bradlového charakteru“, vrchná časť od mladšieho  
eocénu je „súľovsko-sliezka“. Do inovského vývoja patrí vrstvomý sled pročské  
súvrstvie (paleocén – starší eocén) s pestrými ílmi a ílovcami (stredný eocén),  
globigerínové sliene (?mladší eocén), menilitové ílovce a ?malcovské súvrstvie  
(mladší eocén – starší oligocén). Samuel (1972) v rámci staršieho až stredného  
eocénu v inovskom vývoji vyčlenil beňatinské súvrstvie. Vyvíja sa pozvoľna  
z pročských vrstiev, niekde už vo vrchnej časti staršieho eocénu, a vrchol dosa-  
huje v strednom eocéne v biostratigrafickej zóne *Cyclammina aplectens* (Andru-  
sov, Samuel et al., 1983, str.125)

Pre južný vývoj je charakteristický vrstvomý sled pročské súvrstvie (mladší  
paleocén – starší eocén), súľovské zlepenca, pestré ílovce a sliene (stredný eo-  
cén). Je príznačné, že aj keď je „beňatinský vývoj“ v „centrálnokarpatskom pa-  
leogéne“ istým spôsobom samostatný, presvedčivejšie paleontologické dôkazy  
o veku súvrství tejto oblasti nie sú (Samuel a Salaj, 1968). Jediné spoločenstvo  
s *Globigerina ex gr. yeguaensis* (WEIN. et APPLIN), *G. senni* (BECKMANN) a i. sa  
uvádza z flyšových vrstiev v nadloží súľovských zlepenčov na južnom konci  
Kamenice n. Cirochou, ktoré indikuje mladší lutét, a navyše, nie je celkom isté  
ani to, z akých vrstiev pochádza.

Podľa Leška a Samuela et al. (1968) plynulý prechod potvrdený medzi turó-  
nom a senónom vylučuje subhercýnsku fázu a údajná nejestvujúca diskordancia  
medzi kriedou a paleogénom v južnej oblasti dokonca aj vplyv laramskej fázy  
vrásnenia. Vrchná paleogénna séria v bradlovom priestore je posttektonická, teda  
ilýrska. Súvrstvie najmladšieho eocénu a oligocénu (Ujak, Ľubotín, Modra n.  
Cirochou) sa zvrásnilo spolu s nadložným starším miocénnym súvrstvom, čiže  
štajerské vrásnivé pohyby prebiehali po staršom tortóne, ale pred sarmatom. No  
takéto (na viacerých miestach kontradikčné) definície neposkytujú celkom jasné  
členenie kriedových a paleogénnych súvrství bradlového pásma, nevystihujú  
jeho vzťah k vnútrokarpatskému priestoru a majú význam iba pri regionálnom  
vyčleňovaní úsekov či oblastí. Korelácia na väčšiu vzdialenosť je ťažká, lebo  
definície sa držia väčšmi stratigrafických ako litofaciálnych kritérií a implantujú  
sa pri nich tektonické kritériá.

Neogénne sedimenty a vulkanity vystupujú v regióne veľmi okrajovo. Cha-  
rakteristikou jednotlivých litofácií sedimentárneho neogénu na SV od Vranova  
nad Topľou sa zaoberal Karol (in Molnár et al., 1988). Produkty neogénneho  
vulkanizmu v jz. časti regiónu, čiže v oblasti Čičavy, detailne spracoval Bacsó  
(in Bacsó et al., 1988) a charakterizoval ich aj Žec (in Molnár et al., 1988). V jv.  
časti regiónu vystupujú produkty andezitového vulkanizmu pri Ladomirove

(ladomirovský komplex) a na J od Inoviec stratovulkány Vihorlatských vrchov. Poznatky o geologickej pozícii a petrografických a petrologických vlastnostiach andezitových nekov a dajok z oblasti Ladomirova publikovali Džubera et al. (1966), Križáni et al. (1972), Žec et al. (2005b) a Žec et al. (2005). Produkty neogénneho vulkanizmu Vihorlatských vrchov detailne charakterizovali Kaličiak et al. (1995) a Žec et al. (1997). Geomorfologickou stavbou, vývojom kvartérnych sedimentov a neotektonikou územia sa vo viacerých prácach zaoberal Harčár (1995, 1998, 2001). Kvartér severnej časti predhoria Vihorlatských vrchov v rámci regiónu Vihorlatské a Humenské vrchy (1 : 50 000) spracoval Baňacký (in Žec et al., 1997). Regiónu sa venovalo viac inžinierskogeologických, hydrogeologických a geofyzikálnych prác lokálneho rozsahu. Výskumné a prieskumné práce spomíname v príslušných kapitolách.

## 5. OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY

Región Nízke Beskydy-stredná časť vystupuje na rozhraní vnútorných a vonkajších Karpát. Na jeho geologickej stavbe sa zúčastňujú mezozoické sedimenty fatrika krížňanského príkrovu, sedimenty vnútrokarpatského paleogénu, neogénne sedimenty a vulkanity, mezozoické a paleogénne sedimenty bradlového pásma, ale najmä sedimenty magurskej jednotky vonkajšieho flyšového pásma. Región významnou mierou dotvárajú aj kvartérne, pleistocénne a holocénne sedimenty.

Najstaršie súvrstvia fatrika krížňanského príkrovu stredného triasu (anis – ladin) smerom na Z ojedinele vystupujú medzi Podčičvou a Čičavou a reprezentujú ich najmä telesá sivého až tmavosivého gutensteinského vápenca a sivého ramsauského dolomitu. V zmapovanom území sa ponárajú pod sedimenty vnútrokarpatského paleogénu, a preto sú odkryté len veľmi sporadicky. Paleogénne súvrstvia podtatranskej skupiny vnútrokarpatského paleogénu v stratigrafickom rozpätí stredný eocén – oligocén zastupuje borovské súvrstvie (vrstvy bazálneho karbonátového pieskovca, zlepenca a pieskovca) a zuberecké súvrstvie (flyšový vývoj s prevahou pieskovca nad ílovcom). Rozšírené sú v oblasti medzi Čičavou, Slovenskou Kajňou, na J od Štefanoviec a Lieskovca a prebiehajú až do oblasti na JV od Humenného. Neogénne molasové sedimenty vystupujú na jv. okraji zmapovaného územia (v oblasti Čičavy a Sedlísk) a tam sa na povrchu tektonicky stýkajú so sedimentmi vnútrokarpatského paleogénu. Charakteristické pre ne sú sedimenty mladšieho karpátu – kladzianske súvrstvie (vrstvy pestrého ílovca a prachovca s pieskovcovými polohami) a sedimenty staršieho a stredného bádenu – nižnohrabovecké súvrstvie (strednozrnný až hrubozrnný pieskovec s ílovcovými polohami).

Reprezentantom neogénnych vulkanitov sú produkty mladšieho bádenu, stredného sarmatu a mladšieho sarmatu až staršieho panónu. Ryodacitové dajky mladšieho bádenu vystupujúce v jz. okraji regiónu v oblasti Čičavy prerážajú cez sedimenty vnútrokarpatského paleogénu a neogénne sedimenty mladšieho karpátu. Pri Ladomirove vystupujú andezitové neky a dajky (ladomirovský komplex) zastupujúce strednosarmatskú intruzívnu vulkanickú aktivitu a v najvýchodnejšej časti v oblasti Inoviec sa na geologickej stavbe zúčastňujú vulkanické produkty Vihorlatských vrchov mladšieho sarmatu až staršieho panónu, reprezentované najmä andezitovými nekmi a lávovými prúdmi pyroxénického andezitu. V diagonálnom smere ZSZ – VJV v západnej časti zmapovaného územia vystupuje bradlové pásmo. Juhovýchodná časť šarišského úseku je na mapovom obraze dosť monotónna. Na rozdiel od iných úsekov v nej na povrch nevystupujú takmer nijaké „tvrdé bradlá“ a v zakrytom teréne sú v strednokriedových a mladokriedových súboroch iba miestami vyznačené flyšové pasáže, zavrásnené(?) do púchovského

sliena. Podľa úlomkov prevažne jemnozrnného zvetraného pieskovca sa vyčlenili jarmutské vrstvy a na pár miestach tvrdší tisalský sliňovec či kalový titónsky vápenec. Na základe takého komplexu sme vystupujúce staršie horniny zaradili do kysuckého sledu, mladšie do „bradlovému obalu“ a označujeme ich „jarmutská skupina“.

Horninové komplexy na S od bradlového pásma sú magurskej proveniencie. Na rozdiel od iných členení sme do magurskému komplexu zaradili aj pročské súvrstvie (paleocén až starší eocén), predtým zaraďované do bradlového pásma. Pre tieto vrstvy je charakteristický prevažne silne vápnitý pieskovec, piesčité vápenec a sliňovec. Sedimenty vonkajšieho flyšového pásma, pre ktoré je typický magurský príkrov, budujú najrozsiahlejšiu časť regiónu. Magurský príkrov sa počas deformačnej etapy v eocéne až staršom miocéne sformoval do troch tektonicko-litostratigrafických jednotiek, zoradených v smere J – S v poradí krynická, bystrická a račianska jednotka.

Ku krynickej jednotke s. l. sa pričlenilo pročské súvrstvie, ktoré sa predtým zaraďovalo do severného bradlového paleogénu. Potfaj (in Žec et al., 1997) ho zaradili do magurského paleogénu s. l. Pre pročské súvrstvie (paleocén až starší eocén) sú typické prevažne vrstvy silne vápnitého pieskovca, piesčitého vápenca a sliňovca. Krynická jednotka vystupuje na S od bradlového pásma, ktorého hranica s pročskými vrstvami prebieha v línii smeru SZ – JV na J od Dobrej, Holčíkoviec, Vít'azoviec, Ohradzian, Brestova, Kochanoviec, Strihoviec a Inoviec. V území v smere od podlažia po nadlažie ju zastupuje prechodné súvrstvie (drobnorytmický až strednorytmický flyš), strihovské, inovské, menilitové a malcovské súvrstvie. Drobnorytmický až strednorytmický flyš (mladší paleocén – starší eocén) je reprezentovaný súvrstvím striedajúcich sa ílovcových a pieskovcových vrstiev. V zmapovanom regióne tvorí najspodnejšie súvrstvie krynickej jednotky a vystupuje tak v jeho východnej, ako aj v západnej časti. Strihovské súvrstvie (starší až stredný eocén) vystupuje pozdĺž severného okraja bradlového pásma a je plošne najrozsiahlejšou časťou krynickej jednotky. Vystupuje súvisle zo Z na V, od Holčíkoviec do oblasti Sopkoviec, Veľkopolia, Dlhého nad Cirochou, Zemplínskych Hámrov, Strihoviec a Inoviec. Charakteristickým znakom súvrstvia je prevažne pieskovcový vývoj s polohami ílovca a s ojedinelými polohami polymiktného aj monomiktného zlepenca. Pieskovec je hnedosivý až sivý, ojedinele vápnitý, jemnozrnný až hrubozrnný. Zlepenca sú suboválne až oválne, s klastami kremeňa, kremenného pieskovca a karbonátov, miestami s polohami obliakov exotického zloženia. Polymiktné drobnozrnné až hrubozrnné zlepenca (s ojedinelými blokmi karbonátov veľkými až do 0,5 m) okrem obliakov kremeňa tvorí aj svetlohnedý, krémový kalový vápenec s početnými prierezmi rias, koralov, machoviek, lastúrnikov, krinoidov, zriedka kremenný porfýr (paleoryolit), zelenkastofialové melafýry, sivobiely jemnozrnný granit, sivozelené vápnité kvarcity a svetlohnedý strednozrnný kremenec. Strihovské súvrstvie je hrubé 1 000 – 1 200 m (Žec et al., 1997; Karoli et al., 2000). V jv. časti územia v oblasti Inoviec vystupuje inovské súvrstvie (stredný až mladší eocén) reprezen-

tované vrstvami červeného a hnedého vápňitého ílovca. Menilitové súvrstvie (mladší eocén) v sz. časti zmapovaného regiónu je pod malcovským súvrstvom. Charakterizujú ho najmä vrstvy sivého vápňitého, laminovaného a jemnopiesčitého ílovca s belavým náletom na plochách laminácie, ktoré vystupujú v subhorizontálnej pozícii. Malcovské súvrstvie (mladší eocén – starší oligocén) sa zachovalo okrajovo. Vystupuje na JZ od Holčikoviec a charakteristické preň sú vrstvy hnedého až sivozeleného, jemnopiesčitého sľudnatého ílovca až prachovca, v ktorých smerom do nadložía rastie podiel jemnozrného až strednozrného pieskovca tvoriaceho vrstvy hrubé do 10 – 20 cm. Hrubka súvrstvia sa odhaduje na 150 – 400 m. Hranica krynickej a bystrickej jednotky v zmapovanom území sa tiahne v oblasti na SZ od Ľubiše, prebieha medzi Veľkopolím, Maškovcami, Vyšným Hrušovom a Rovným a vo východnej časti pokračuje do oblasti Šmigovca, Dúbravy a Ruského Hrabovca.

Bystrická jednotka vystupuje v úzkom pruhu medzi krynicou a račianskou jednotkou. Hranica bystrickej a račianskej jednotky prebieha na S od Novej Keľče a pokračuje do oblasti na J od Nižnej Sitnice a smerom na Hankovce s pokračovaním do oblasti Vyšného Hrušova a Dlhého nad Cirochou. Hranicu medzi obidvoma jednotkami sme pozorovali na S od Zemplinských Hámrov s pokračovaním do oblasti Ladomirova a Uble. Vo východnej časti regiónu ju reprezentujú dve šupiny (severná a južná). Pre bystrickú jednotku je charakteristické zastúpenie belovežského súvrstvia a zlínskeho súvrstvia. Belovežské (mladší paleocén – stredný eocén) tvoria vrstvy pestrofarebného vápňitého aj nevápňitého, ojedinele silicifikovaného ílovca a smerom do nadložía pribúda pieskovcový komponent. Zlínske súvrstvie (stredný až mladší eocén) podľa Matějku a Rotha (1956) tzv. bystrického vývoja tvoria vrstvy vápňitého ílovca až sľieňovca s zložkami až polohami glaukonitického pieskovca. Ílovec je sivý až hnedosivý, vápňitý, miestami piesčitý a drobnosľudnatý, s lastúrnatým a črepiňovitým rozpadom. Pieskovcové lavice sú hrubé 20 – 60 cm a hrúbka súvrstvia je cca 500 m.

Ráčianska jednotka je najsevernejšou tektonicko-litostratigrafickou jednotkou magurského príkrovu a v zmapovanom regióne je plošne najrozšírenejšia. Jej geologická náplň je vzhľadom na viac vyčlenených litofaciálnych členov pomerne komplikovaná. V rámci račianskej jednotky vystupuje belovežské súvrstvie, zlínske súvrstvie s papínskymi vrstvami a malcovské súvrstvie. Belovežské súvrstvie tvoria vrstvy pestrého ílovca a tenkovrstvového pieskovca s hieroglyfmi. Vrstvy silne vápňitého pieskovca prekrýva zlínske súvrstvie. Reprezentujú ho vrstvy kremenného až arkózovitého pieskovca s polohami vápňitého ílovca a prachovca, ale najmä tzv. sivozelený drobnorytmický flyš (prechodné belovežské súvrstvie) a pestré belovežské súvrstvie. Zlínske súvrstvie (stredný až mladší eocén) je zastúpené striedaním polôh glaukonitického pieskovca s polohami vápňitého ílovca a prachovca a v nadložíí prechádza do fácie, ktorú tvoria najmä vrstvy vápňitého ílovca a prachovca s pieskovcovými polohami (s glaukonitom). Toto súvrstvie je plošne najrozšírenejším litostratigrafickým celkom a všeobecne



sa dá charakterizovať ako striedanie pieskocových a ílovcových vrstiev. Pieskovec je jemnozrnný, tmavosivý a s hojným kremeňom. Polohy mikrokonglomerátov až zlepenca sú ojedinelé. Malcovské súvrstvie (vrchný eocén – spodný oligocén), ktoré sa v regióne vyskytuje iba útržkovite (a to na S od Brusnice, resp. na V od Breznice), reprezentujú vrstvy zelenosivého až tmavosivého rozpadajúceho sa ílovca s ojedinelými polohami pieskovca až prachovca. Sporadicky sa v ňom vyskytujú polohy menilitov.

Pre kvartérne sedimenty skúmaného územia sú charakteristické veľké rozdiely podmienené odlišnosťami geologickej stavby a neotektonického a geomorfologického vývoja. Z geomorfologického hľadiska je zmapované územie pozdĺžnou zníženinou (žľabom) na rozhraní vulkanitov Vihorlatských vrchov, bradlového pásma a duklianskej jednotky. Z hľadiska reliéfu ide o zníženinu peripieninského pásma, ktorou sa predisponoval priebeh a usporiadanie riečnej siete, paleogeografický vývoj a sedimentácia v kvartéri. Dominantné postavenie majú deluviálne sedimenty, pre ktoré je na flyšových súvrstviach nápadná prevaha ílovitej hlíny. Tá spolu s charakterom podložia a so značnou energiou reliéfu podmieňuje rozsah svahových procesov, medzi ktorými mali a majú hlavné postavenie plošný zmyv, soliflukcia a zosúvanie. Stratifikovateľným genetickým typom (popri proluviálnych) sú fluviálne sedimenty terás Laborca, Cirochy, Ondavy, Ublianky a ich väčších prítokov. V geologickej stavbe územia majú výraznejšie postavenie strednopleistocénne proluviálne sedimenty náplavových kužeľov a fluviálnych sedimentov riečnych terás s prevahou sedimentov vrchného pleistocénu a holocénu. Stratigraficky a morfológicky je menej jasná pozícia proluviálnych sedimentov staršieho pleistocénu. Zachovali sa aj drobné výskyty penovca (ojedinele až travertínu), sintra a vápnitých inkrustácií. Ich výskyty sa viažu na litofaciálne rozhrania flyšových súvrství a na neotektonické línie zlomov, a preto sú zdanlivo roztrúsené po celom zmapovanom území.

## 6. CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK

Územie regiónu Nízke Beskydy-stredná časť vystupuje na rozhraní vnútorných a vonkajších Západných Karpát. Na jeho geologickej stavbe sa zúčastňujú mezozoické sedimenty fatrika krížňanského príkrovu, mezozoické a paleogénne sedimenty bradlového pásma, sedimenty vnútrokarpatského paleogénu, neogénne sedimenty a vulkanity, ale najmä sedimenty magurskej jednotky vonkajšieho flyšového pásma. Región významne dotvárajú aj kvartérne, najmä pleistocénne a holocénne sedimenty.

### 6.1. FATRIKUM KRÍŽŇANSKÉHO PRÍKROVU

V južnej časti zmapovaného územia vystupujú mezozoické horniny len sporadicky v nesúvislých „ostrovoch“ medzi Podčičvou a Čičavou a tvoria akoby pokračovanie mezozoika fatrika Humenských vrchov. Mezozoikum týchto vrchov (Jacko ml. in Žec et al., 1997), charakteristické sekvenciami od stredného triasu až do strednej kriedy (prevažne karbonátmi), vystupuje najmä na V od sledovaného regiónu. Tieto sekvencie litofaciálne zodpovedajú sedimentom fatrika a sú najvýchodnejším úsekom tejto paleoalpínskej jednotky vnútorných Západných Karpát. Územie je tektonicky sformované do štyroch imbrikovaných šupín smeru ZSZ – VJZ (jasenovskej, klokočinskej, kocovskej a hôrčanskej). Na rozdiel od výrazne imbrikovaného mezozoika Humenských vrchov v oblasti medzi Brekovom, Chlmcom a Oreským, vápencové a dolomitové polohy v najzápadnejšej časti reprezentujú len časti jasenovskej a klokočinskej šupiny.

Litofácie v zmapovanej oblasti detailne študoval Molnár (in Molnár et al., 1988) a pri tvorbe mapy regiónu sa významne využili práve výsledky jeho výskumu.

#### Trias

- 57 **gutensteinské vápence (stredný trias – anis): sivý a tmavosivý vápenc, dolomitický vápenc až dolomit gutensteinského typu, rohovcový hnedosivý vápenc a ílovitý vápenc**

Najstarším odkrytým členom fatrika mezozoika je gutensteinský vápenc. Buduje predovšetkým pretiahnutý chrbát ostrovov mezozoických hornín medzi Podčičvou a Čičavou, vystupujúcich v hradnom vrchu Podčičva na J od k. Inovec (307,8 m n. m.) a v smere VJV – ZSZ až do oblasti Lysej hory (318,7 m n. m.) a na S od k. 308,8 m n. m. Je to sivý až tmavosivý, zriedkavejšie aj svetlý

vápenec, miestami s polohami dolomitu masívneho charakteru s hrubolavicovitou odlučnosťou (od 10 do 100 cm). Smerom do nadložia prechádza do svetlosivého až bieleho vápenca malej hrúbky s hľuzami rohovca a s polohami ílovitého vápenca (Molnár et al., 1988). Presekáva ho sieť kalcitových žiliek, často s lamináciou. Mikrofaciálne patrí vápenec k biomikritu, resp. biomikrosparitu.

Horniny opisovaného územia sú veľmi chudobné na fosílie a stratigraficky sa zaraďujú ťažko. Na základe stratigraficky dokázanej fauny (Kochanová in Mahel', 1969) z východnej časti humenského mezozoika, ktoré vystupuje mimo regiónu (severný svah Krivoštianky, na SV od kóty 470,4 m n. m.), sa vápenecové vrstvy biostratigraficky [*Hoernesia socialis* (SCHLOTH.), *Entolium discites* (SCHLOTH.), *Placunopsis ostracinum* (GIEBEL), *Myophoria goldfussi* (ZIETEN), *Myophoria* sp., *Coenothyris vulgaris*] zaradili do anisu.

## **56 ramsauské dolomity (stredný trias/najmladší anis – ladin – karn): sivý lavicovitý až masívny dolomit**

V nadloží gutensteinského vápenca na S od kóty Inovec (319,8 m n. m.) vystupuje ramsauský dolomit reprezentovaný polohami sivého, popolovosivého, až niekoľko desiatok metrov hrubého dolomitu. Pre dolomit je charakteristická brekciovitá a pseudobrekciovitá štruktúra. Ramsauský dolomit má mikritovú a dolosparitovú štruktúru.

Biostratigraficky sa vek útvarov opäť preukázal iba z východnejšej časti územia humenského mezozoika, a to na J od kóty 431 m n. m. (Bystrický in Mahel', 1969) riasami *Physoporella pauciforata* (GÜMB.) STEINM., *V. sulcata* BYSTRICKÝ, *Physoporella* cf. *praealpina* PIA, *Physoporella praealpina* PIA, *Physoporella dissita* (GÜMB.) PIA a *Diplopora* sp. so zaradením súvrstvia do stredného triasu, a to najmladšieho anisu – ladinu – karnu.

## **Krieda**

## **55 porubské súvrstvie (alb – starší cenoman): vápnitý pieskovec až piesčitý vápenec, slienitá bridlica a slieňovec**

Najmladším súvrstvím fatrika mezozoika vystupujúceho v území je porubské súvrstvie. Vystupuje veľmi ojedinele, a to iba na S od Podčičvy pri ceste do Benkoviec. Sledované vrstvy pre malé priestorové rozšírenie v študovanom území na základe podobných litologických a petrografických znakov so súvrstvím vystupujúcim vo východnejšej časti Humenských vrchov (mimo regiónu) zaraďujeme do porubského súvrstvia.

Litologicky súvrstvie tvoria vrstvy sivého, hnedosivého až zelenosivého jemnozrného vápnitého pieskovca až piesčitého vápenca, slienitej bridlice a slieňovca.

Mahel' et al. (1967) určili nasledujúcu faunu: *Hedbergella roberti* (GANDOLFI), *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI), *Gyroidina infracretacea* MOROZOVA,

*Epistomina spinulifera* (REUSS), *Discorbis wassoewizi* DJAFF. AGAL., *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS), *Arenobulimina torula* TAPPAN, *Arenobulimina paynei* TAPPAN, *Anomalina* (*Gavelinella*) *complanata* REUSS, *Arenobulimina torula* LOEBLICH, *Epistomina spinulifera* (REUSS), *Bigenerina complanata* REUSS, *Arenobulimina paynei* LOEBLICH, *Hedbergella globigerinellionoides* (SUBB.) a *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS). SALAJ (in MAHEL, I. c.) uvádza: *Planomalina* (*Planomalina*) *buxtorfi* (GANDOLFI), *Anomalina* (*Gavelinella*) *complanata* REUSS a *Textularia topagorukensis* TAPPAN.

Porubské súvrstvie na základe paleontologických dôkazov zaraďujeme do albu – staršieho cenomanu.

## 6.2. BRADLOVÉ PÁSMO

Juhovýchodná časť šarišského úseku bradlového pásma je v mapovom obraze dosť monotónna (obr. 4). Na rozdiel od iných úsekov v nej na povrch nevystupujú takmer nijaké tvrdé bradlá a v zakrytom teréne sú v strednokriedových a mladokriedových súboroch iba miestami vyznačené flyšové pasáže zavrásnené(?) do polôh púchovského slieňa. Podľa výskytu úlomkov prevažne jemnozrného zvetraného pieskovca sa vyčlenilo jarmutské súvrstvie a na niekoľkých miestach vrstvy tvrdšieho tisalského slieňovca či kalového titónskeho vápenca, a preto sa vystupujúce staršie horniny zaradili do kysuckého sledu a mladšie do „bradlového obalu“. Označujeme ich jarmutská skupina.

### 6.2.1. Kysucký sled

*Pieninské súvrstvie* (+ koňhorské vrstvy), (titón – barém + apt)

#### 54 sivý kalový vápenec, čierny ílovec, slieňovec

Na hrebienku na S od Kalvárie v Humennom (dok. bod M 19) v poľnej ceste a na poli na ploche asi 50 m<sup>2</sup> z hliny vytŕčajú bloky a úlomky svetlosivého kalového vápenca s kalcitovými žilkami. Viac úlomkov má tmavosivé škvryny po bioturbácii. Našli sme aj úlomok rostra belemnitu. Do pukliny vo vápenci je na jednom mieste vtlačený čierny bridličnatý íl. Mohol by sa pokladať za stopu po koňhorských vrstvách, ktoré sa tam pre tektonickú robotáž inak nezachovali. Tento vápenec v spoločensťve s čiernym bridličnatým ílovcom a s tisalským slieňovcom patrí do pieninského súvrstvia kysuckého sledu, aj keď sa rohovcové hľuzky, ktoré v nich bežne bývajú, na lokalite nenašli.

Vekové rozpätie pieninského súvrstvia v najširšom význame (Birkenmajer, 1977) je titón až barém, ale ktorý úsek z vyše stometrového vrstvomého sledu sa v útržku pri Humennom zachoval, sme neskúmali.

		Vek	Hrúbka (m)	Litologické zloženie	Litostratigrafická jednotka	
<b>P A L E O G É N</b>	mladší					
	stredný	eocén				
	starší		cca 50	karbonátový zlepenec a pieskovec s vložkami svetlého ílovec	<b>49. súľovské zlepenec</b>	
		paleocén	cca 100	zelenosivý slietovec, ílovec a jemnozrný karbonátový pieskovec, lokálne červený ílovec	<b>50. žilinské súvrstvie</b>	
			?			
<b>K R I E D A</b>	senón	mástricht	<300	zelenosivý slietovec, ílovec a jemnozrný pieskovec	<b>51. jarmutské súvrstvie</b>	
		kampán	±200		<b>52. púchovské súvrstvie</b>	
		santón			zelený a červený slietovec a sliet	
		koňak				
		turón				
	stredná	cenoman	cca 40	zelený, tmavoškvrnitý slietovec a vápenc	<b>53. tisalské vrstvy</b>	
		alb				
	staršia	apt	min. 0,2	čieromosivý bridličnatý ílovec a slietovec	<b>54. koňhorské vrstvy</b>	
		barém				
		hoteriv	min. 25	sivý, miestami škvrnitý doskovitý vápenc s hľuzami tmavého rohovec	<b>54. pieninské súvrstvie</b>	
valangin berias						
<b>J U R A</b>	maln	titón				
		kimeridž				
		oxford				

Obr. 4. Litostratigrafická tabuľka bradlového pásma (Potfaj, 2005).

*Tisalské vrstvy* (alb – cenoman)

### **53 sivozelený slieňovec a vápenec**

Tisalský sivozelený slieňovec až vápenec s charakteristickými tmavosivými bioturbačnými chodbami sa vyskytuje na troch lokalitách v okolí Mysliny a zelenkastý tmavoškvrnitý slieňovec sa nachádza aj v paragenéze úlomkov pri bradielku na S od Humenného.

Už Pesl (1957) uvádza v bradlovom pásme „spodno- a strednokriedový slieň a slieňovec“, ale pri mapovaní sa osobitne nevyznačovali. Na základe ich opisu, biostratigrafického určenia a našich rekognoskačných túr sme nenápadné bradielka pri Mysline zaradili do tisalských vrstiev, a to do albu až cenomanu. Je pravdepodobné, že cenomanské spoločenstvá mikrofauny, ktoré uvádza Pesl (op. cit. Pesl a Menčík, 1960), patria práve k tomuto súvrstviu. Hrúbka tisalských vrstiev v bradielkach neprekračuje 40 m.

### **6.2.2. Jarmutská skupina**

*Púchovské súvrstvie* (koňak? – mástricht)

### **52 tehlovočervený slieň a slieňovec (sporadicky sivý), ojedinele karbonátový pieskovec**

Podstatnú časť bradlového pásma skúmaného úseku na povrchu tvorí typický tehlovočervený slieň a slieňovec s globotrunkánami. Miestami je slieňovec a slieň vyblednutého sivého odtieňa a je viac-menej zbridlíčnatený. Priamo v nich sme nijaké pieskovcové vrstvičky nezistili, ale na niektorých miestach sa v zvetranine a v pokryvnej hline vyskytujú aj úlomky svetlého jemnozrnného karbonátového pieskovca – kalkarenitu – kalcilititu. Tie by mohli byť produktom zo súvrstvia podobne, ako sa opisuje napr. z varínskeho úseku bradlového pásma (Haško a Polák, 1979). Odhadnúť hrúbku súvrstvia – okolo 200 m – umožňuje len málo odkryvov. Z viacerých biostratigrafických údajov možno kompilovať vek súvrstvia ako cenoman? – koňak – mástricht (Molnár et al., 1990; Pesl a Menčík, 1957), pričom cenomanský vek (Pesl, 1960) pravdepodobne pochádza zo slieňovca, ktorý by bolo možné zaradiť k tisalským vrstvám.

Hrúbka púchovského súvrstvia sa priamo určuje ťažko. Podľa rozsahu a nerovnomernej predpokladanej tektonickej redukcie, ako aj tektonického „namnoženia“ ju odhadujeme na 250 – 400 m.

*Jarmutské súvrstvie* (mladší kampán – najmladší mástricht)

### **51 jemnozrnný až strednozrnný pieskovec, zlepenec, ojedinele sivozelenkavý ílovec**

Úlomky jemnozrnného až strednozrnného pieskovca sa vyskytujú najmä v rozsypoch a zvetranine. Sú väčšinou kremenno-karbonátové, s prevahou kar-

bonátových klastov. Pieskovec na viacerých miestach obsahuje červené zrníčka kremenca(?). Šupinky muskovitu sa vyskytujú len ojedinele. Pieskovec je tenko laminovaný ( $T_b$ ,  $T_c$ ), na plochách laminácie zvyčajne s trochou zuhoľnatej rastlinnej drviny. Na vrstvových plochách sa miestami zachovali bioglyfy. Sprievodný ílovec, pokiaľ sa dal identifikovať, je sivozelenkastý, redšie vápnitý.

Hnedočervený íl s karbonátovými klastami sa vyskytuje nad Kalváriou v Humennom vo výkope pre kábel vysokého napätia k vykryvaču. Tam sa našiel aj úlomok jemnozrnného pieskovca s bližšie neurčenými globotrunkánami nalepenými na vrstvovej ploche, čo by malo potvrdzovať senónsky vek.

Podľa šírky pruhov zavrásnených do vrstiev púchovského slieňovca možno hrúbku jarmutského súvrstvia odhadnúť na niekoľko desiatok metrov, ale ak sa doň zahnie aj výskyt v bloku na J od Žalobína, treba rátať s hrúbkou asi do 300 m.

### ***Žilinské súvrstvie*** (mladší paleocén – starší eocén)

#### **50 karbonatický pieskovec a siltový ílovec**

Príznačky paleocénno-eocénneho súvrstvia, ktoré sa podobá žilinskému súvrstviu „hričovského paleogénu“, sa našli len na niekoľkých ojedinelých lokalitách. V podstate ide o sivozelenkastý siltový ílovec – slieň s rozpadnutým zvetraným jemnozrnným až strednozrnným karbonatickým pieskovcom v hrúbke do niekoľko cm. Miestami možno nájsť aj červenofialový siltový ílovec.

Lepšie je súvrstvie odkryté vo svahu nad starou cestou z Dobrej do Slovenskej Kajne (na S od k. 194 – Na horu) (dok. bod M 82 in Žec et al., 2005b). Tam sa zhruba v stometrovom profile striedajú (zošupinatené/prevrásnené?) pasáže súľovského zlepenca a vlastného žilinského súvrstvia. Z južného konca vidno niekoľko lavíc karbonátového zlepenca s pruhom zhora zosunutej červenofialovej ílovitej hliny. Ďalej na S je (asi 45 m) zvetraná svetložltosivá piesčitá hlina s úlomkami jemnozrnného karbonátového pieskovca – kalkarenitu. Úlomky sú pomerne dobre vytriedené, zná položoválne alebo aj s obličkami do 2 mm. Vyskytujú sa aj izolované dolomitové obliaky – vajička s priemerom do 2 cm. Asi o 40 m ďalej na S je súvrstvie ohraničené bradielkom červenofialového púchovského slieňa/slieňovca s vyvetrávajúcimi globotrunkánami. Celkový pomer pieskovca k ílovcu v súvrství sa dá iba odhadnúť na menší ako 1.

K žilinskému súvrstviu sme predbežne priradili aj odkryvy v poľnej ceste na S od Žalobína na severnom okraji bradlového pásma a okrem toho formálne aj pruh s vrstvami pestrého (aj červeného) ílovca, zmapovanými pozdĺž južného okraja pročského súvrstvia medzi Štefanovcami a Humenným (Molnár et al., 1988; Pesl a Menčík, 1957; Pesl, 1960).

#### **49 karbonátový zlepenec a pieskovec, ojedinele ílovec**

V troch areáloch vymedzeného územia sa nachádzajú lavice (alebo zvetrané v rozsypoch) svetlého karbonátového zlepenca. Vrstvy sú lepšie odkryté v záreze hradskej zo Žalobína do Ondavských Matiašoviec a vo svahu nad starou cestou z Dobrej do Slovenskej Kajne (s. od k. 194 – Na horu), kde sa k nim zo S prikladá žilinské súvrstvie. Tento zlepenec potom smerne vystupuje na povrch v záreze cesty Stropkov – Malá Domaša.

Zlepenec je prevažne drobnozrnný až strednozrnný a jeho obliačky pomerne dobre zaguľatené. Okrem toho sa v súvrství vyskytuje aj hrubozrnný až jemnozrnný dolomitový pieskovec, ktorý alebo tvorí samostatné vrstvy (hrubé 11 až 25 cm), alebo v rámci gradácie zvyčajne vystupuje vo vyššej časti zlepencovej lavice. Miestami sú medzi pieskovcovými a zlepenčovými lavicami vrstvy siltového vápnitého ílovca hrubé do 10 cm.

Pre slabé odkrytie sa nedá overiť vzťah zlepencového súvrstvia k podložiu ani k nadložiu. Podľa pomerov v pieninskom, ale aj v beňatinskom úseku bradlového pásma však žilinské súvrstvie a vrstvy súľovského zlepenca tejto oblasti analogicky pokladáme za paleogén bradlového pásma (Potfaj in Janočko et al., 2000; Potfaj in Žec et al., 1997).

### **6.3. FLYŠOVÉ PÁSMO**

Sedimentárne bazény vonkajších Západných Karpát sa považujú za pozostatok oceánskych bazénov, ktoré sa transformovali do predoblúkových. Vyvíjali sa medzi kolidujúcim európskym kontinentom a vnútrooceánskymi oblúkmi. Jedným z takýchto bazénov je aj magurský, ktorého vývoj sa začal v neskorej kriede a zavŕšil sa v staršom miocéne synorogenetickým uzatvorením (Oszczypko, 2004). Severovýchodnú časť Slovenska v rozhodujúcej miere tvoria flyšové súvrstvia magurského a duklianskeho príkrovu. Región v celom rozsahu vystupuje v oblasti magurského príkrovu. Veľmi veľká zmena depozičných podmienok v mladšom eocéne až v staršom miocéne zmenila aj charakter flyšových sekvencií, a to sa odzrkadlilo aj v priestorovej distribúcii jednotlivých litofácií.

#### **Magurský paleogén**

Horninové komplexy vystupujúce na S od bradlového pásma sú magurskej proveniencie. Na základe celého radu poznatkov o litofaciálnom vývoji magurského príkrovu sa už v minulosti v oblasti východoslovenského magurského flyšu vyčlenili tri základné tektonicko-litofaciálne, resp. litotektonické jednotky – račianska, bystrická a krynická (obr. 5).



### 6.3.1. Račianska jednotka

V študovanom regióne je račianska jednotka najsevernejšou tektonicko-stratigrafickou jednotkou magurského príkrovu. Zo sv. strany sa tektonicky sýka s duklianskou jednotkou, už mimo zmapovaného územia (cf. Matějka et al., 1964; Koráb, 1983), a z južnej ju ohraničujú litofaciálne členy bystrickej jednotky. Jej charakter a litofaciálnu náplň doteraz opísal celý rad autorov najmä v 50. až 60. rokoch 20. stor. Jej litofaciálnu náplň predstavujú súvrstvia od mladšej kriedy (mimo skúmaného regiónu) až do staršieho oligocénu. Menčík a Pesl (1958) a Pesl (1959) v jej rámci na základe litofaciálnych rozdielov v súvrstviach vymedzili vnútornú a vonkajšiu zónu a vo vnútornom vývoji Matějka (1960), ako aj Matějka a Stránik (1961) rozlišovali zborovské a brezovské pásmo.

Na základe nášho výskumu v rámci račianskej jednotky vyčleňujeme belovežské, zlínske a malcovské súvrstvie so stratigrafickým rozpätím od mladšieho paleocénu až do staršieho oligocénu. V jej rámci možno vyčleniť nie celkom dobre definovateľnú vnútornú a vonkajšiu zónu, ktorú rozdeľuje krivooolčianska línia, ale tá je však v jv. časti regiónu ťažko ďalej identifikovateľná. V rámci račianskej jednotky vyčleňujeme belovežské, zlínske a malcovské súvrstvie. V študovanom území je najrozšírenejšie zlínske súvrstvie.

#### ***Belovežské súvrstvie*** (mladší paleocén – starší/stredný?/eocén)

Belovežské súvrstvie račianskej jednotky je najrozšírenejšie v severnej časti sledovaného územia, v širšom okolí Vyšného a Nižného Komárnika, Príkrej a Krajnej Bystrej, kde je najhrubšie. Na V od Mirole je v pruhu smeru SZ – JV, ktorý sa opäť objavuje na mapovanom území na JV od Roškoviec. V okolí Brezničky tvorí jadro chotčianskej antiklinály. Súvrstvie je najlepšie odkryté v záreze potoka na JZ od Mrázoviec (Kováčik a Bóna, 2005). V jv. časti územia je na SZ od Sniny. Je charakteristické tenkovrstvovitým vývojom nepestrého ílovca a jemnozrnného pieskovca (drobnorytmický flyš), ktorý v strednej a vrchnej časti obsahuje tenké polohy pestrého ílovca. Na niektorých lokalitách (Mrázovce, Vyšný Komárnik) tvorí bazálnu časť súvrstvia pieskovcovovo-zlepencový horizont, ale ten niektorí autori považujú za osobitý vývoj spodnej časti paleogénu račianskej jednotky (Pesl, 1960).

#### **48 kremenný až arkózovitý pieskovec s polohami vápnitého ílovca a prachovca, mikrokonglomerátu až zlepenca**

Je to najstarší horizont belovežského súvrstvia račianskej jednotky. Typicky je vyvinutý v antiklinálnom pásme Muchovej hory (417 m n. m.) na JZ od Mrázoviec. Ako osobitý flyšový vývoj z podložia belovežského súvrstvia ho označuje Pesl (l. c.). Vrchná časť (hrubá pravdepodobne až niekoľko desiatok metrov) tohto horizontu sa zachovala aj v severnej časti račianskej jednotky,

v komárnickom antiklinálnom pásme (okolie Vyšného Komárnika, doliny na Z od kóty Javoriny 624 m n. m.), kde ho Matějka a Kodým (1952) stratigraficky a litologicky stotožňujú so solánskymi vrstvami (resp. súvrstvím), známymi z Moravy a zo severného Slovenska (Pesl, 1965; Potfaj et al., 2003).

V oblasti Mrázoviec spodnú časť belovežského súvrstvia (tzv. spodné belovežské vrstvy) tvorí vyše 170 m hrubý zlepencovo-pieskovcový vývoj (obr. 6, sedimentologický profil Mrázovce, 0 – 172 m), ktorý smerom do nadložia pozvoľna prechádza do polôh pestrého ílovca (tzv. prechodné belovežské vrstvy). Vrstvy sú hrubé 0,5 až 9,2 m a ich kontakt je erozívny, často amalgámovaný. V spodnej časti horizontu je zlepenec relatívne hrubozrnnejší, tvorí samostatné vrstvy alebo je v spodnej časti vrstiev (interval  $R_3$ , sensu Lowe, 1982), ktoré pozitívne gradujú do masívneho alebo horizontálne laminovaného stredozrného až veľmi hrubozrného pieskovca. Obliaky sú veľké 0,5 až 5 cm, zriedka až do 30 cm (foto 1). Materiálom je prevažne sivý až sivobiely žilný kremeň, v menšej miere biely, svetlosivý až svetlohnedastý karbonát, vulkanické horniny, fylit a kremitý pieskovec. Vo vyšších častiach horizontu je zlepenec s menšou zrnitosťou (0,2 až 0,5 cm, mikrokonglomerát, resp. granulový zlepenec) a niekedy je stratifikovaný (interval  $S_1$  a  $S_2$ , sensu Lowe, 1982). Zvyčajne graduje do masívnych, horizontálne až čerinovo (Boumove intervaly  $T_a$ ,  $T_b$  a  $T_c$ ) laminovaného jemnozrného až stredozrného pieskovca. Hrubé vrstvy pieskovca sú často amalgámované, s hojnými intraklastami zeleného ílovca a častými vrstvičkami (interval  $S_2$ , Lowe, 1982) alebo vtrúseninami granúl kremeňa. Hrubozrné fácie spodných belovežských vrstiev sa ukladali z koncentrovaných gravitačných prúdov (Mulder a Alexander, 2001) pravdepodobne vo vysokoenergetickom prostredí podmorských kanálov.

Zlepencovo-pieskovcový horizont pozvoľna prechádza do nadložného tenkovrstvovitého až strednovrstvovitého pieskovcovo-ílovcovitého sledu (obr. 7, sedimentologický profil Mrázovce, 172 – 198 m), ktorého fácie sa pozvoľna zjemňujú a stenčujú do nadložných prechodných belovežských vrstiev (drobnorytmický flyš) s polohami pestrého ílovca (obr. 7; 198 – 226 m). Pieskovec tohto sledu je jemnozrný, horizontálne až čerinovo laminovaný, niekedy s konvolúciou (Boumove intervaly  $T_b$  a  $T_c$ ), gradovaný do siltovcového a peltického intervalu (Boumove intervaly  $T_d$  a  $T_e$ ). Lamináciu pieskovca často zvyrazňuje rastlinná sečka, ktorá miestami tvorí osobitné vrstvičky hrubé do 5 cm. Hrúbka pieskovcovej vrstvy je zvyčajne 3 až 40 cm, ale zriedka sa vyskytujú aj hrubšie polohy mikrokonglomerátu gradovaného do pieskovca.

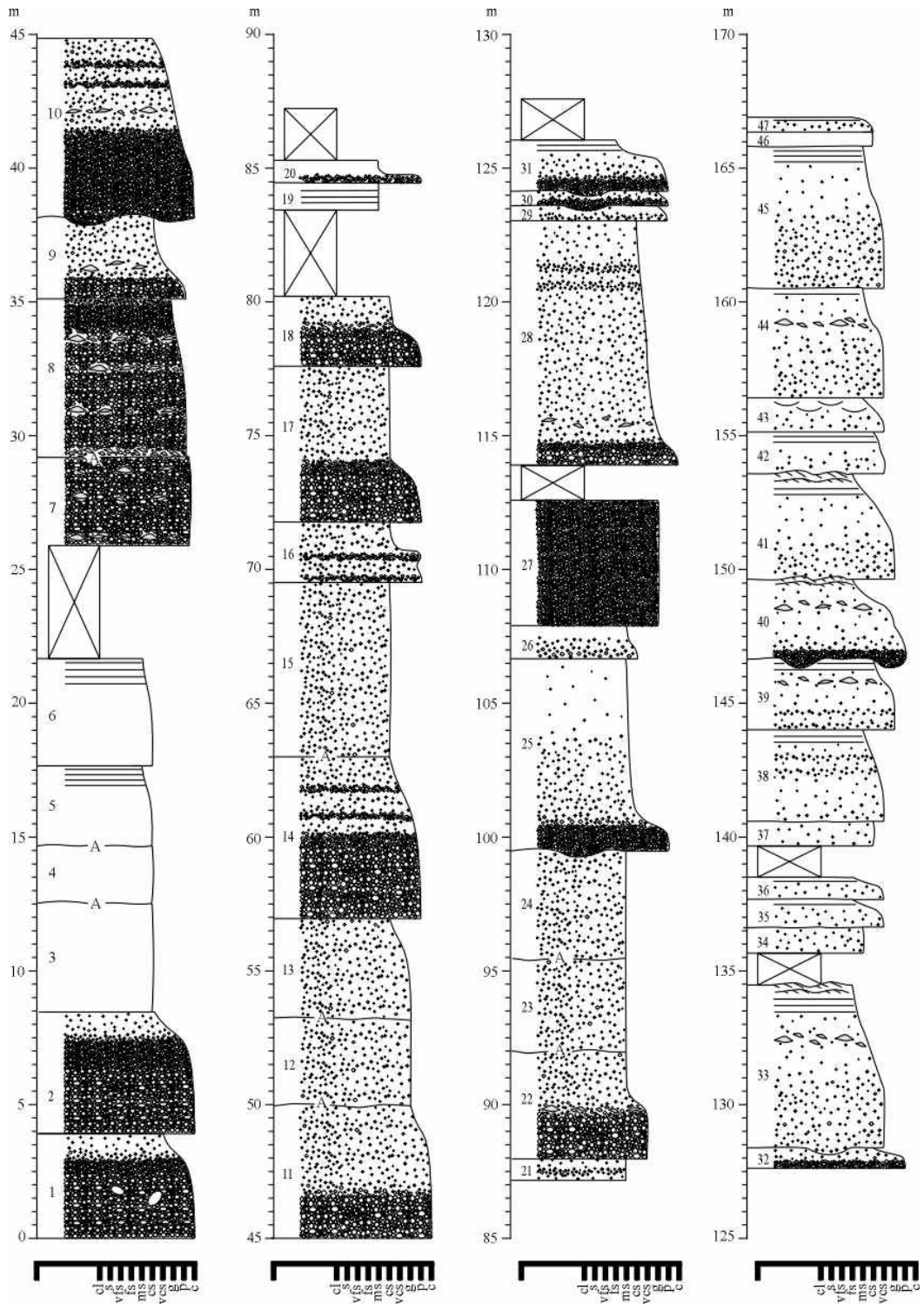
Vek pieskovcovo-zlepencového horizontu nebol stratigraficky doložený priamo, no podľa pozície v podloží pestrých belovežských vrstiev ho odhadujeme na paleocén až starší océn.

Jednotka		KRYNICKÁ JEDNOTKA			
Vek		Grafické zobrazenie	Hrúbka	Faciálny vývoj	Litostratigrafické jednotky
PALEOCÉN	OLIGOCÉN starší				
	mladší	30	< 200	ílovec (prevažne vápnitý), prachovec s pieskovcovými polohami (30)	<b>malcovské súvrstvie</b>
		31	? 25	sivozelenkastý vápnitý ílovec, kremenný pieskovec až siltovec (31)	<b>menilitové súvrstvie</b>
	stredný	32, 33, 33a, 33b, 34	? 10 ± 950	červený a hnedý vápnitý ílovec (32) kremeno-drobový pieskovec s prachovcovými a ílovcovými polohami (33); bloky organogénneho vápnenca (33a); polymiktný alebo monomiktný zlepenc (33b); ílovec s pieskovcovými polohami (34); pestrý ílovec (35)	<b>inovské súvrstvie</b>  <b>strihovské súvrstvie</b>
	starší	35, 36	300 – 500		
PALEOCÉN starší		37	700	kremeno-karbonátový a kremeno-drobový pieskovec (36) kremeno-karbonátový pieskovec a sivozelenkastý ílovec, zlepenc (37); a) polohy pestrého ílu alebo ílovca (37a)	<b>pročské súvrstvie</b>

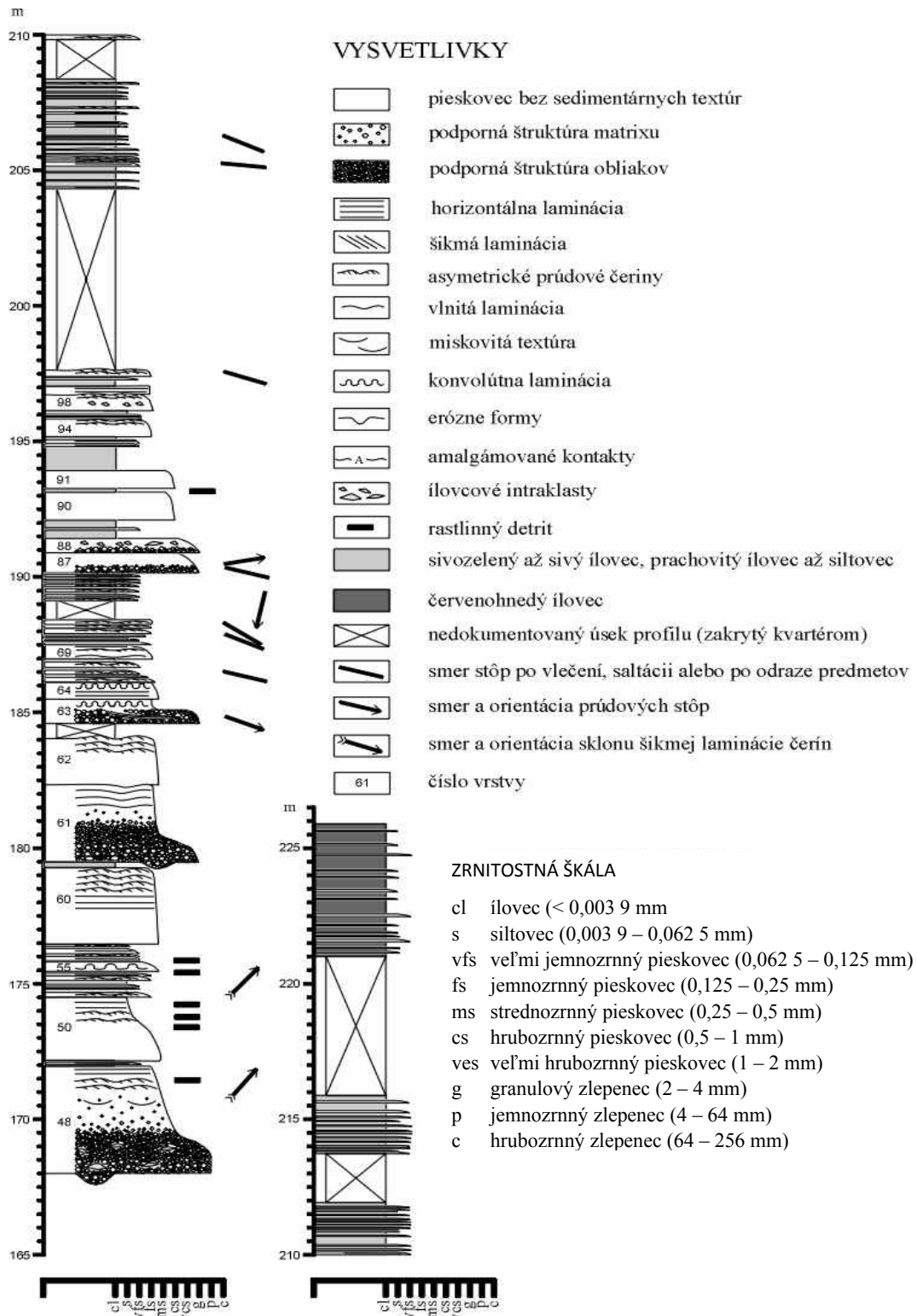
Jednotka		BYSTRICKÁ JEDNOTKA			
Vek		Grafické zobrazenie	Hrúbka	Faciálny vývoj	Litostratigrafické jednotky
PALEOCÉN	OLIGOCÉN starší				
	mladší	38		vápnitý ílovec až slieňovec s vložkami až polohami glaukonitického pieskovca (38)	<b>zlínske súvrstvie</b>
	stredný	39	100 – 800	glaukonitický a drobový pieskovec s polohami vápnitého ílovca a prachovca (39)	
	starší	40, 40a	50 – 200	ílovec až ílovitá bridlica s pieskovcovými polohami, tzv. drobnorytmický flyš (40) pestré belovežské vrstvy (40a)	<b>belovežské súvrstvie</b>
	PALEOCÉN starší	41	100 – 200	kremenný až arkózový pieskovec so zlepencovými polohami, s prachovcovými a ílovcovými vložkami (41)	

Jednotka		RAČIANSKÁ JEDNOTKA			
Vek		Grafické zobrazenie	Hrúbka	Faciálny vývoj	Litostratigrafické jednotky
PALEOCÉN	OLIGOCÉN starší				
	mladší	42	50 – 150	ílovec (prevažne vápnitý), prachovec s polohami pieskovca (42)	<b>malcovské súvrstvie</b>
		43	10 – 50	vápnitý ílovec až prachovec s polohami pieskovca (43)	<b>papinske vrstvy</b>
	stredný	44, 45	200 – 950	vápnitý ílovec až slieňovec s vložkami až polohami glaukonitického pieskovca (38) glaukonitický a drobový pieskovec s polohami vápnitého ílovca a prachovca (39)	<b>zlínske súvrstvie</b>
	starší	46, 47a	50 – 250	ílovec až ílovitá bridlica s polohami pieskovca, tzv. sivozelený drobnorytmický flyš (46) pestrý tenkovrstvovitý ílovec (47a)	<b>belovežské súvrstvie</b>
PALEOCÉN starší		48	100 – 200	kremenný až arkózový pieskovec s polohami vápnitého ílovca a prachovca (48)	

Obr. 5. Litostratigrafická tabuľka magurského paleogénu (Žec, 2005).



Obr. 6. Sedimentologický profil (log) spodnej časti belovežského súvrstvia račianskej jednotky pri Mrázovciach. Vysvetlivky ako pri obr. 7 (Kováčik a Bóna, 2005).



Obr. 7. Sedimentologický profil (log) vrchnej časti belovežského súvrstvia račianskej jednotky pri Mrázovciach (Kováčik a Bóna, 2005).

#### 47 pestré belovežské vrstvy (červené, fialové, zelené), ílovec s pieskocovými vložkami

Základným poznávacím znakom pestrých belovežských vrstiev je výskyt červenohnedého ílovca spodnoeocénneho až strednoeocénneho veku, ktorý je najnápadnejšou a typickou litofáciou týchto vrstiev. V severnej časti územia sa našli v jadrách niekoľkých antiklinálnych pásiem.



Foto 1. Zlepenec s podpornou štruktúrou obliakov (veľkosť obliakov 0,5 až 5 cm), s balvanom jemnozrnného pieskovca (v strede) – vrstva č. 1, bazálna časť pieskocovovo-zlepenecového horizontu belovežského súvrstvia pri Mrázovciach (foto M. Kováčik).

V antiklinálnom pásme Javoriny sú na sz., západných a južných svahoch kóty Javoriny (624 m n. m), v komárnickom antiklinálnom pásme sú hojné v dolinách na SZ, S a V od Vyšného Komárnika a vo Vyšnom Komárniku v jeho severnej časti pri moste cez potok.

Smerom na JV ich možno nájsť v Komárnickej doline a v oblasti Jarúh. V príkranskom antiklinálnom pásme sa našli v doline Dolhonec, v obci Príkra a jv. smerom v oblasti Hrčastého. V antiklinálnom pásme Kamjanca sú vyvinuté na Z od Krajnej Bystrej, jv. smerom sa objavujú v Suchej a v jej okolí. Našli sa v dolinách na SZ od Sniny (napr. v doline Trstená), kde pravdepodobne tvoria polohy v strednej a vrchnej časti belovežského súvrstvia hrubé niekoľko metrov

až desiatky metrov. Vyskytujú sa prevažne len ako úlomky vo svahových delúviách alebo v náplavoch potokov. Odkryté pestré ílovcové vrstvy sa spozorovali len v záreze potoka pri Mrázovciach (obr. 7; 221 – 226 m; foto 2).

Pestré fácie sú podobné ako v bystrickej jednotke. Zastupuje ich červeno-hnedý, zelený a oceleovomodrastý plastický ílovec s prímiesou piesčitého komponentu a svetlej sludy. Ílovec je nevápnitý alebo slabovoápnitý a strieda sa s tenkými vrstvami jemnozrného pieskovca v pomere 1 : 1 alebo vo väčšom. Má zvýšený obsah Fe (tab.1).

Tab. 1. Výsledky silikátovej analýzy červenohnedých ílovcov z pestrých belovežských vrstiev račianskej jednotky.

Označenie	SiO <sub>2</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	CaO (%)	MgO (%)	TiO <sub>2</sub> (%)	MnO (%)	K <sub>2</sub> O (%)	Na <sub>2</sub> O (%)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	SO <sub>3</sub> (%)	Str. žih. (%)	H <sub>2</sub> O (%)
NBK-340	54,41	19,45	10,24	0,71	3,25	0,872	0,121	3,53	0,80	0,13	0,01	6,13	3,67
NBK-932	55,23	20,13	9,35	0,56	2,79	0,921	0,070	3,44	0,75	0,07	0,02	6,39	3,44

Pieskovec a siltovec majú ostré bázy vrstiev, laterálne stálu hrúbku, pozitívnu gradáciu a zachované Boumovo intervaly T<sub>b</sub>, T<sub>c</sub> a T<sub>d</sub> (Bouma, 1962). Vznikli bočným prínosom jemnej piesčitej frakcie riedkymi turbiditnými prúdmi do prostredia pestrého ílovca. Pestrý ílovec má hemipelagický až pelagický charakter a nízky alebo nijaký obsah CaCO<sub>3</sub>. Predstavuje kondenzovaný horizont indikujúci prehĺbenie bazéna pod CCD a tým aj maximálny stav morskej hladiny v magurskom bazéne v staršom až strednom eocéne (Kováčik a Bóna, 2005).

Pestré belovežské vrstvy sú na spoločenstvá nanoplaktónu väčšinou sterilné. Bohatšie je zastúpenie foraminifer, ktoré sa našli v pestrom ílovci z Príkrej (NBG-790), a to *Bolivina* sp., *Repmanina charoides* (J.-P.), *Trochammina lamella* GRZYBOWSKI, a Mrázovciach (NBKO-203): *Ammodiscus latus* GRZYBOWSKI, *Repmanina gordialis* (J. et P.), *Trochamminoides irregularis* WHITE, *Recurvooides walteri* (GRZYBOWSKI) a *Nothia excelsa* (GRZYBOWSKI). Druhy určené z týchto facií indikujú starší až stredný eocén (Zlinská in Žec et al., 2005a).

#### 46 ílovec až ílovitá bridlica s piskovcovými polohami, tzv. sivozelený drobnorytmický flyš – prechodné belovežské vrstvy

Podstatnú časť sedimentárnej náplne belovežského súvrstvia tvorí tenkovrstvovitý ílovec a pieskovec (tzv. drobnorytmický flyš), ktoré sú vrchnou časťou belovežského súvrstvia. Hrúbku horizontu odhadujeme na 100 až 500 m. Sú vyvinuté v jadrách antiklinál smeru SZ – JV v severnej časti územia pri Vyšnom Komárniku, Príkrej, Krajnom Bystrom, Roškovciach a Suche. V okolí Brezničky sú jadrom choťčianskej antiklinály a relatívne dobre odkryté sú pri Mrázovciach (Kováčik a Bóna, 2005). Vyskytujú sa aj na SZ od Sniny. Spolu s pestrými





Foto 2. Tenkovitvovité pestré ílvice a jemnozrnné pieskovce belovežského súvrstvia pri Mrázovciach (vrchná časť profilu: 221 až 226 m, in Kováčik a Bóna, 2005).



belovežskými vrstvami boli zachytené v niektorých starších vrtoch pri Krivej Oľke (Menčík a Pesl, 1958, vrty I, II) a Radvani nad Laborcom (Menčík a Pesl, l. c., vrt VR-I) na krivoočianskej štruktúre.

Pre prechodné belovežské súvrstvie je charakteristická prevaha alebo vyrovnaný pomer sivozeleného a zeleného ílovca oproti jemnozrnnému pieskovcu. Pieskovcové vrstvy sú hrubé 2 až 20 cm, zriedka až do 50 cm, sú laterálne stále a s dobre zachovanými Boumovými intervalmi  $T_b$ ,  $T_c$  a  $T_d$ . Bázy pieskovca sú ostré, s hojnými ichnofosíliami [*Paleodictyon* sp. (foto 3), *Scolicia strozzii* (SAVI et MENEGHINI 1850); predtým *Thaphrhelminthopsis Scolicia plana* KŚIAŹKIEWICZ 1970, predtým *Subphyllochorda granulata*, *Helminthopsis* isp.]. Tieto fácie pravdepodobne sedimentovali v distálnom prostredí bazénovej pláňiny (Kováčik a Bóna, 2005).



Foto 3. Ichnofosília *Paleodictyon* sp. z belovežského súvrstvia bystrickej jednotky. Odkryv v potoku južne od obce Mrázovce (foto Ľ. Gazdačko).

Strednoocénny vek tohto horizontu potvrdili ojedinelé nálezy nanoplanktónu (vzorka NBK-502, Žecová in Žec et al., 2005a) – zóna NP 17 na základe spoločenstva *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN) MARTINI et RITZKOWSKI, *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE) BUKRY et PERCIVAL, *Reticulofenestra hillae* BUKRY et PERCIVAL, *Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE et RIEDEL) BRAMLETTE et SULLIVAN, *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE) DEFLANDRE – a foraminifer (NBK-7, Zlinská in Žec

et al., 2005a): *Reticulophragmium* (=Cyclammina) *amplectens* (GRZYBOWSKI), *Recurvoidella lamella* (GRZYB.) a *Rhabdammina* ex gr. *discreta* BRADY.

### **Zlínske súvrstvie** (stredný až mladší eocén)

Zlínske súvrstvie račianskej jednotky zaberá podstatnú časť študovaného územia medzi slovensko-poľskou hranicou na S a tektonickou líniou sledujúcou kontakt s bystrickou jednotkou približne v smere Nová Kelča – Turcovce – Hankovce – Vyšný Hrušov – Kolonica na J. Ďalej na V pokračuje do okolia Uble, kde sa ponára pod kvartérne sedimenty Ublianky a delúviá susedných svahov.

Zlínske súvrstvie môžeme v skúmanom regióne litologicky rozčleniť na dva faciálne vývoje – ílovcový a pieskovcový, podobne ako v bystrickej jednotke. V južnej a jv. časti regiónu má prevažne ílovcový vývoj, smerom na S rozsah a hrúbka pieskovcových horizontov rastú, čo sa zreteľne prejavuje aj v morfológii.

### **45 vápnitý ílovec a prachovec s polohami pieskovca (s glaukonitom)**

Premenlivo vápenatý svetlosivý a tmavosivý, sivozelený až zelený ílovec až prachovec s pieskovcom tvoria v zlínskom súvrství niekoľko horizontov, ktoré majú prevahu a väčšiu hrúbku najmä vo vrchnejšej časti súvrstvia. Horizont ílovca s pieskovcom tvorí podstatnú časť náplne najmä v južnej časti zlínskeho súvrstvia medzi Ondavou a Cirochovou. Ílovec (a siltovec s muskovitom) dosahuje hrúbku 0,5 až 10 m a výrazne prevažuje nad pieskovcom ( $P : I = 1 : 10$  až  $1 : 7$ ). Pieskovec je prevažne jemnozrnný, ojedinele až strednozrnný, prevažne kremitý, s glaukonitom a muskovitom. Výnimočne obsahuje rastlinný detrit. Petrograficky ho možno klasifikovať ako sublitanenit a litický arenit (Derco in Žec et al., 2005a, b). V niektorých prípadoch má vysoký obsah karbonátu (aj 50 %, litický arenit – kalklitit, d. vz. NBK-1128, Ubl'a). Je sivý až sivozelený, má dobre zachované sedimentárne textúry (horizontálna, vlnitá a konvolútna laminácia (foto 4), gradácia, Boumve intervaly  $T_a$  až  $T_d$ , prúdové stopy, stopy po nesení predmetov) a väčšinou laterálne stálu hrúbku. Tvorí vrstvy hrubé prevažne 2 až 50 cm, maximálne 200 cm. V rámci ílovcového vývoja vystupujú aj z hľadiska hrúbky nevýznamné polohy (zárez potoka Dalkov a Tapovec), ktoré majú povahu drobnorytmického flyšu ( $P : I = 2 : 3$ ). Horizont je dobre odkrytý v niekoľkých opustených lomoch (napr. Nižná Sitnica, Miňovce, Krivá Oľka – obr. 8, foto 5, 6). Výraznú prevahu nadobúda najmä sivozelený, premenlivo vápenatý ílovec. Pomer  $P/I$  sa pohybuje od 0,1 až do 0,5 a index vrstvovitosti je 0,4 až 1,5.

Pieskovec je prevažne jemnozrnný, s dobre zachovanými sedimentárnymi textúrami (gradácia, Boumve intervaly  $T_a$  až  $T_d$ , prúdové stopy, stopy po nesení predmetov) a laterálne stálou hrúbkou. Ílovec je zelený, sivozelený až sivý, premenlivo vápenatý. Má hrúbku 0,5 až 10 m, niekedy aj viac. Výrazná prevaha ílovca a charakter litofácií svedčí o ich pozícii z turbiditných prúdov v distálnej, severnejšej časti sedimentárneho systému magurského bazéna, pričom bazén sa vyplňal prevažne z J, JV až V (obr. 8).

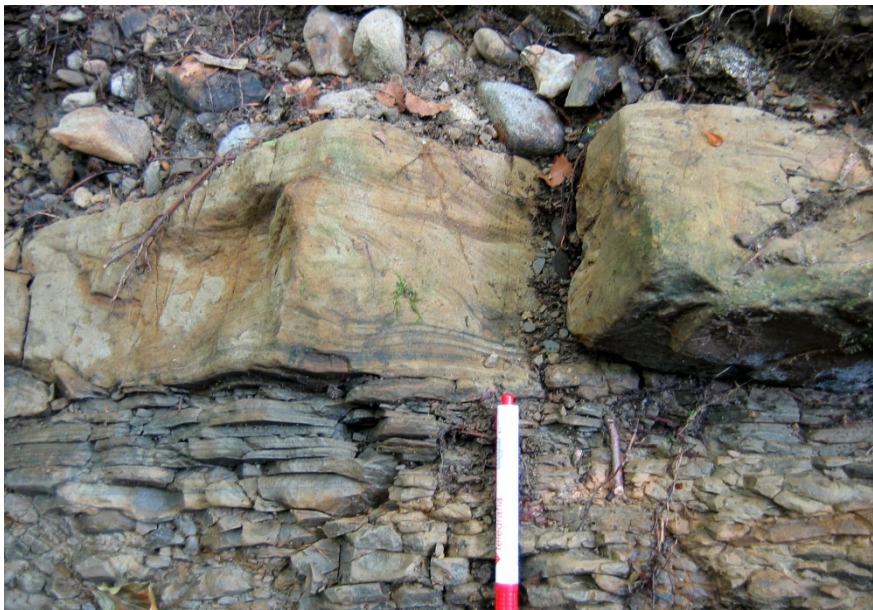
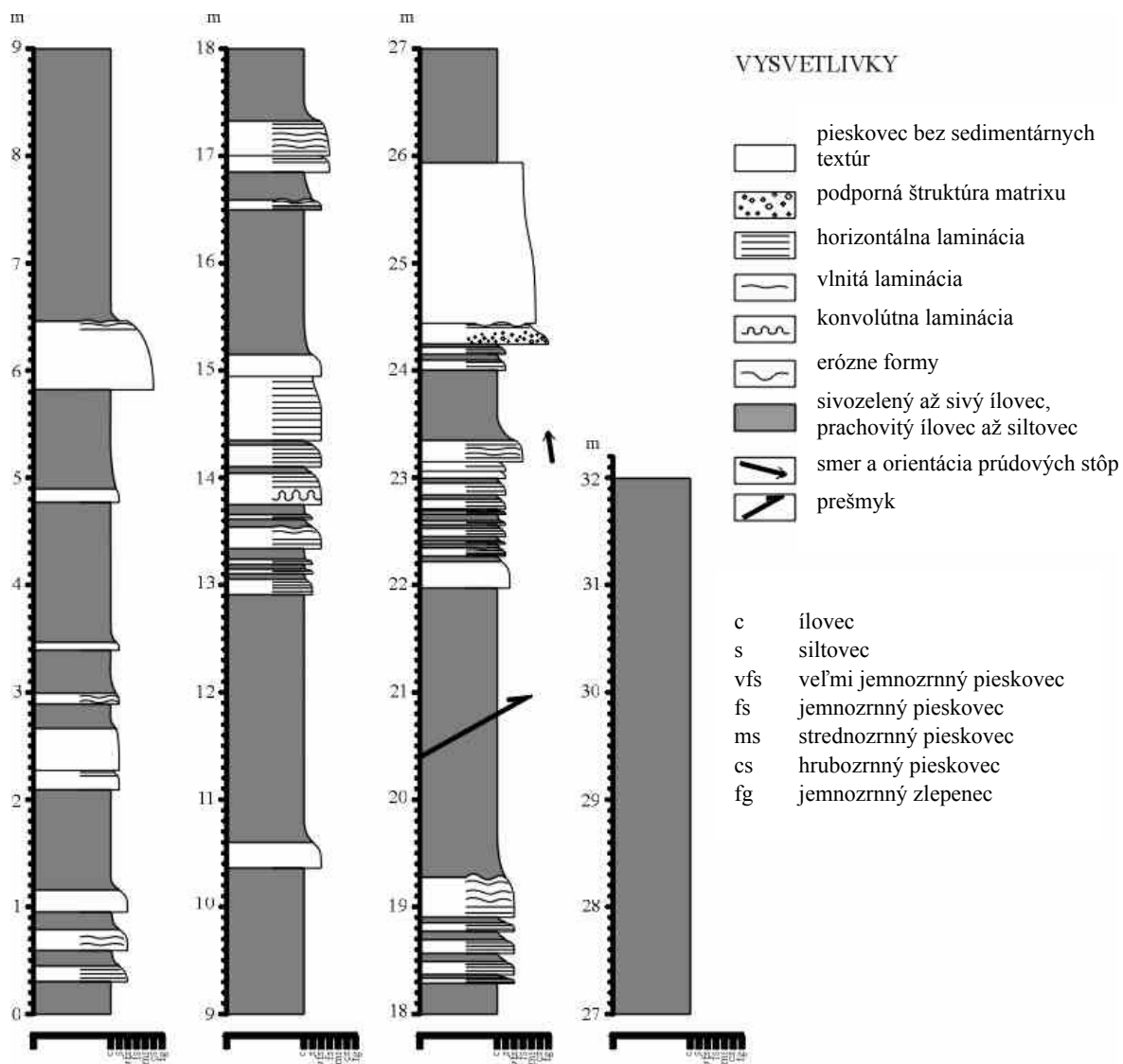


Foto 4. Konvolútna laminácia v lavici pieskovca zlínskeho súvrstvia, na báze prechádzajúceho do vápnitého ílovca a prachovca, dolina Tichej vody na JV od Sniny (foto I. Gazdačko).



Foto 5. Pohľad na vrstvový sled odkrytý v krivoočianskom lome (foto B. Žec).



Obr. 8. Sedimentologický profil (log) ílovcového vývoja zlínskeho súvrstvia račianskej jednotky pri Krivej Oľke (Kováčik in Žec et al., 2005a).





Foto 6. Násunová plocha smeru 260/65° v centrálnej časti krivooľčianskeho lomu (foto B. Žec).



Foto 7. Ichnofosília *Ophiomorpha rudis* (KŚIAZKIEWICZ, 1977) zo zlínskeho súvrstvia, zárez cesty na S od obce Varechoviec (foto B. Žec).

V pieskovi sa často vyskytujú ichnofosílie (*Planolites* isp., *Scolicia strozzii* (SAVI et MENEGHINI 1850), *Ophiomorpha* isp., *Helminthopsis* isp., *Nereites* isp.) na spodných, v niektorých prípadoch aj vrchných vrstvových plochách (foto 7, 8). Výrazná prevaha ílovcov a charakter litofácií svedčia o ich depozícii z turbiditných prúdov v distálnej časti sedimentárneho systému magurského bazéna, pričom bazén sa vyplňal prevažne z JV až V.



Foto 8. Ichnofosília *Ophiomorpha* isp. zo zlínskeho súvrstvia. Zárez potoka na Z od Ofky (foto B. Žec).

Ílovec zlínskeho typu je bohatý na vápnitý nanoplanktón s indexovou fosiliou *Istmolithus 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 a *Discoaster tani* BRAMLETTE et RIEDEL. Na ich základe sa potvrdil vek stredný až mladší eocén (Žecová in Žec et al., 2005a, b).

#### 45a pelokarbonát

Pelokarbonát tvorí ojedinelé lavice v pelitickom vývoji zlínskeho súvrstvia. Jeho vrstva hrubá 58 cm v skúmanom území vystupuje na S od Krajnej Bystrej približne 700 m na Z od kóty Zvezlá (563 m n. m.) medzi ílovcem a pieskovcom zlínskeho súvrstvia a má charakter kalciturbiditu (sled Boumových intervalov T<sub>ab</sub>). Pre karbonát je charakteristický vyšší obsah MgO (tab. 2).

Tab. 2. Silikátová analýza pelokarbonátu zlínskeho súvrstvia račianskej jednotky.

Označenie	SiO <sub>2</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	CaO (%)	MgO (%)	TiO <sub>2</sub> (%)	MnO (%)	K <sub>2</sub> O (%)	Na <sub>2</sub> O (%)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	SO <sub>3</sub> (%)	Str. žih. (%)	H <sub>2</sub> O (%)
NBG-772	7,51	2,30	4,06	29,69	15,08	0,115	0,320	0,40	0,11	0,14	<0,01	40,23	0,67

#### 44 glaukonitický pieskovec s polohami vápnitého ílovca a prachovca

Vrstvy glaukonitického pieskovca s polohami ílovca tvoria horizonty hrubé niekoľko desiatok až stoviek metrov a sporadicky obsahujú polohy jemnozrného zlepenca (mikrokonglomerátu). Tieto horizonty sú početnejšie najmä v spodnej časti zlínskeho súvrstvia. Smerom do vrchnej časti súvrstvia postupne prevláda ílovcový vývoj. Polohy masívneho pieskovca tvoria horizonty hrubé niekoľko, prípadne aj desiatky metrov. Vynuli sa najmä v okolí Stropkova a Brezničky a starší autori ich zaradili do spodných zlínskych vrstiev (Pesl, 1960; Matějka et al., 1964). Samostatne ich nevyčleňujeme. Sú súčasťou horizontov pieskovca, ktorý prevažuje nad ílovcem. Medzi Duklianskym priesmykom, Oľkou a Brusnicou s pokračovaním až do oblasti Sniny tvoria výrazné morfológické chrbty smeru SZ – JV. Často bývajú arkózovitého charakteru. Zvetrávajú dohnedasta. Spolu s nimi sa vyskytujú polohy tenšieho jemnozrného, často horizontálne, vlnito až konvolútne laminovaného jemnozrného pieskovca, zvyčajne hrubého od 15 až do 70 cm, ale výnimkou nie sú ani hrubšie vrstvy (do 2 m – zárez potoka Tapovec), ktoré sa rozpadajú podľa laminárnej predispozície na lavice hrubé 3 mm až 40 cm. Často obsahuje glaukonit, nepravidelne roztrúsený v hornine alebo tvoriaci pásy paralelné s vrstvosťou. Obsah Ca je premenlivý. Na SZ od Sniny je aj jeden hrubý horizont smeru SZ – JV tvoriaci výrazný hrebeň v okolí kóty Patria (533 m n. m.). Je v priamom nadloží belovežského súvrstvia. Na S od Kolonice sú štyri tenšie horizonty pieskovca, ktoré sa smerom na JV vyklinujú. Spolu s nimi sa vyskytujú polohy hrubších vrstiev strednozrného až hrubozrného pieskovca, niekedy arkózovitého charakteru. Sú zvyčajne masívne, sivej farby a zvetrávajú dohnedasta.

Ílovec má lastúrnatý rozpad. Za čerstva je zelený, sivozelený až sivý, zvetraný, hnedastý. Prevažne tvorí polohy v pieskovci hrubé 50 až 300 cm.

Pre horizonty je typická prevaha alebo vyrovnaný pomer pieskovca oproti ílovcu. Pomer P/I je zvyčajne väčší ako 1, pri polohách s masívnym pieskovcom výrazne prekračuje hodnotu 20. Index vrstvositosti (Iv) je premenlivý. Pri fáciách s väčšou hrúbkou vrstiev je v rozpätí 0,5 až 1 a pri polohách s rytmickejším charakterom väčší ako 10. Hrúbka vrstiev masívneho pieskovca je 30 až 200, maximálne 400 cm.

Prúdové stopy (foto 9, 10), stopy po vlečení a odraze predmetov nesených v prúde poukazujú na smer paleoprúdenia z JV až V na SZ až Z. Pieskovcové vrstvy s dobre zachovanými Boumovými intervalmi a s gradáciou sedimentovali





Foto 9. Prúdové stopy na báze pieskovej vrstvy. Zlínske súvrstvie, Ruská Kajňa. Smer paleoprúdenia sprava doľava (foto M. Kováčik).



Foto 10. Prúdové stopy na báze pieskovej vrstvy. Zlínske súvrstvie, Vyšná Sítnica. Smer paleoprúdenia z JV na SZ (foto B. Žec).



z turbiditných prúdov, kým hrubozrnnejšie a hrubšie fácie z koncentrovaných gravitačných prúdov (Mulder a Alexander, 2001).

#### **44a polohy mikrokonglomerátu až zlepenca**

Tieto polohy zvyčajne tvoria šošovky v pieskovcových horizontoch zlínskeho súvrstvia hrubé niekoľko až desiatky metrov (maximálne 50 m). Vyvinuli sa v oblasti Korunkovej a Gribova. Vyskytujú sa na SZ od Sniny v oblasti kót Patria (533 m n. m.) asi 500 m na JV od jej vrcholu. Našli sa aj na J od kóty Drieňová (304 m n. m.) pri Dlhom nad Cirochou a na S od Kolonice pri kóte Veľký Brusný vrch (422 m n. m.).

Jednotlivé vrstvy pieskovca, „štrkovitého“ pieskovca až zlepenca sú hrubé 50 až 200 cm, niekedy aj viac. Sú masívne, vo vrchných častiach môžu gradovať do horizontálne laminovaného jemnozrného pieskovca. Často majú arkózovitý charakter a zrnitosť zvyčajne 1 až 5 mm. Na základe petrografického štúdia zodpovedajú subarkózovému arenitu a sublitickému arenitu (Siráňová in Žec et al., 2005a, príl. 12). Fácie hrubozrného pieskovca až zlepenca majú vnútornú stavbu so zachovanými intervalmi  $S_1$  až  $S_3$  (v zmysle Loweho, 1982). Vznikajú depozíciou z koncentrovaných gravitačných prúdov, iba vrchná, jemnozrnnejšia časť vrstiev zo zriedenej turbulentej suspenzie (Mulder a Alexander, 2001). Zastúpené sú aj fácie jemnozrného až strednozrného pieskovca so zachovanými Boumovými intervalmi typickými pre turbidity. Spolu s hrubozrnnejšími fáciami sa vyskytujú aj polohy ílovca zlínskeho typu, pričom pomer pieskovca a zlepenca k ílovcu je väčší ako 1.

#### **43 vápnitý ílovec až prachovec s ojedinelými pieskovcovými polohami (papínske vrstvy)**

Majú podobný litofaciálny charakter ako papínske vrstvy duklianskej jednotky (Koráb a Ďurkovič, 1978), ktoré prvý opísal Leško (1958). Vystupujú vo vrchnej časti zlínskeho súvrstvia v úzkom pruhu pri Kolonici. Sú prechodným horizontom do nadložného malcovského súvrstvia, ale to sa vo východnej časti račianskej jednotky nevyvinulo. Hrúbku horizontu odhadujeme na 10 až 50 m.

Charakteristickou črtou papínskych vrstiev je dvojaký faciálny vplyv. Sú v ňom črty zlínskeho súvrstvia račianskej jednotky, ako aj vývinu vrchných polôh podmenilitového súvrstvia a krosnianskych aj menilitových vrstiev duklianskej jednotky (Leško a Samuel, 1968). Pre papínske vrstvy je typická výrazná prevaha ílovca nad pieskovcom. Index P/I je 0,1 až 0,3. Pieskovec je vápnitý, sľudnatý, so zreteľne vyvinutou horizontálnou, vlnitou alebo konvolútnou lamináciou. Je prevažne jemnozrný, v čerstvom stave sivý až sivomodrastý, zvetráva dookrova až dohneda. Ílovec (zlínsky typ) je prevažne sivý, sivozelený až olivovozelený, prevažne vápnitý, s lastúrnatým rozpadom. Výraznou fáciou, charakteristickou pre papínske vrstvy, je čierny vápnitý ílovec.

Papínske vrstvy zlínskeho súvrstvia račianskej jednotky sa podrobnejšie skúmali v profile pri obci Havaj (obr. 9). V profile vystupuje sivý až sivozelený vápnitý ílovec zlínskeho typu prevažujúci nad čiernym vápnitým ílovcom. Ílovec je chemicky nezrelý (Ďurkovič, 1974). Potvrdzujú to aj výsledky silikátových analýz zo vzoriek odobraných z profilu (tab. 3). Vzorka HAV-1 je zo sivozeleného ílovca. Pomer  $Al_2O_3/Na_2O$  je 18,57.

Tab. 3. Výsledky silikátovej analýzy ílovca a pieskovca z papínskych vrstiev pri Havaji.

Označenie	SiO <sub>2</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	CaO (%)	MgO (%)	TiO <sub>2</sub> (%)	MnO (%)	K <sub>2</sub> O (%)	Na <sub>2</sub> O (%)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	SO <sub>3</sub> (%)	Str. žih. (%)	H <sub>2</sub> O (%)
HAV-1	30,84	9,10	4,17	27,01	1,67	0,47	0,157	1,86	0,49	0,09	0,09	23,90	1,78
HAV-2	55,70	2,09	2,47	20,56	0,71	0,21	0,164	0,56	0,27	0,07	0,05	17,03	0,50
HAV-4	48,53	16,03	6,97	7,18	2,35	0,82	0,045	3,42	0,41	0,08	0,05	14,01	3,05

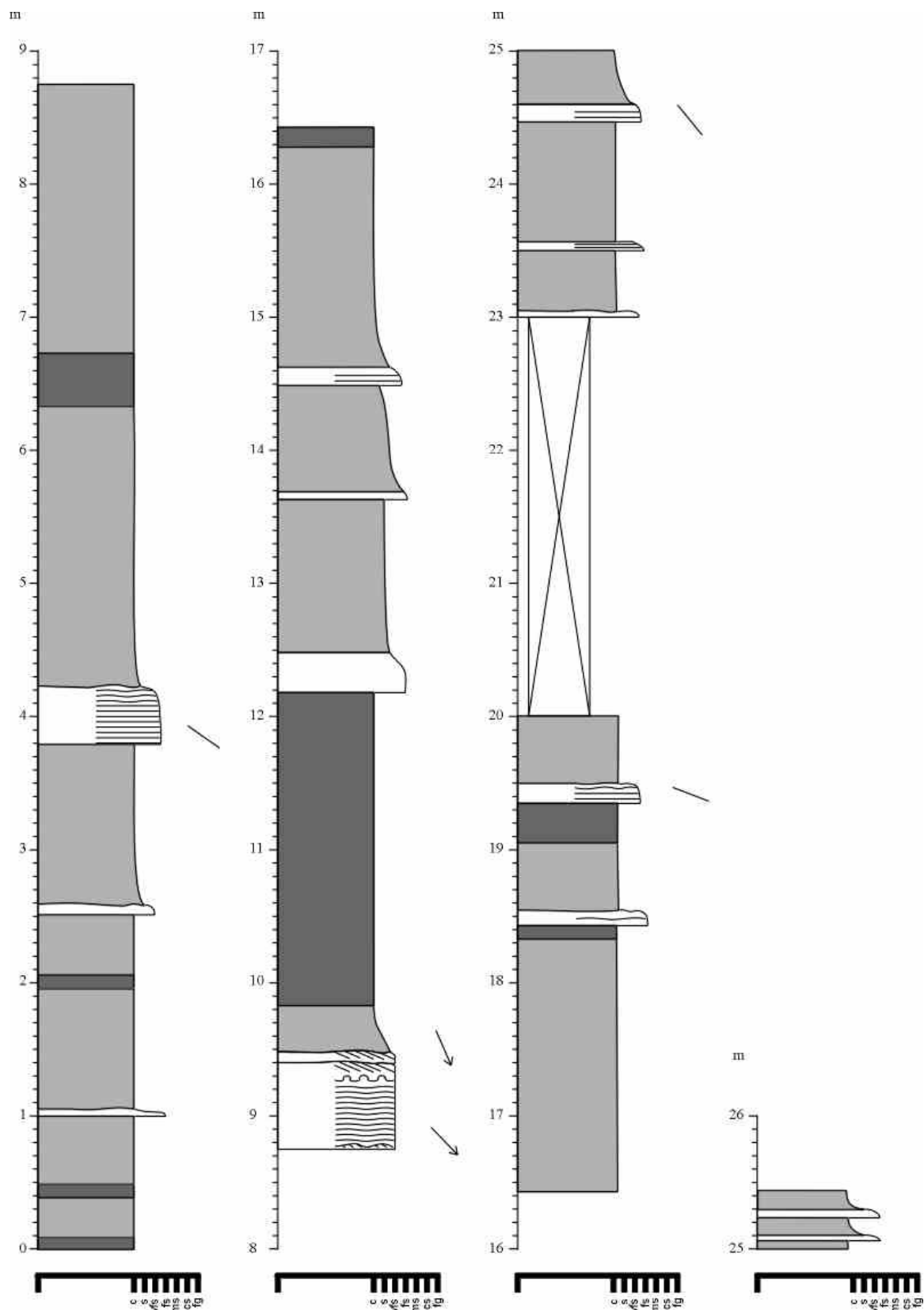
Vek staršieho oligocénu papínskych vrstiev bol doložený na základe druhov vápnitého nanoplanktónu *Reticulofenestra lockeri* MÜLLER (cf.), *Reticulofenestra ornata* MÜLLER (cf.) a *Pontosphaera latelliptica* (BÁLDI-BÉKE et BÁLDI) PERCH-NIELSEN (zóna NP-21, Žecová in Žec et al., 2005a).

### **Malcovské súvrstvie** (mladší eocén – starší oligocén)

Malcovské súvrstvie bolo pomenované podľa obce Malcov (Leško a Samuel, 1968) a v minulosti sa označovalo aj termínom „menilitovokrosnienske vrstvy“ (Ksiazkiewicz a Leško, 1959). V račianskej jednotke vystupuje iba veľmi okrajovo, a to na SZ od Brusnice, resp. na SV od Breznice v údolí potoka Vojtovec, ako aj v protihľých svahoch. Pesl (1960) vydeľuje jeho pozíciu (charakterizuje ho ako vrstvy) v tektonickom okne po presune zborovského pásma račianskej jednotky cez brezovské pásmo, kým Nemčok (1990), naopak, ako výplň synklinálneho pásma. Kvôli pozícii tohto súvrstvia v regióne, ako aj na základe údajov z vrtu NBJ-1 (Žec et al., 2005a) sa skôr prikláňame k náhľadu, že ide o pozíciu výplne synklinálneho pásma vystupujúceho na Z od tejto lokality (v zmysle Nemčoka et al., 1990).

### **42 ílovec (prevažne vápnitý), prachovec s polohami pieskovca**

Súvrstvie dominantne reprezentujú vrstvy tmavosivého, nahnedo vyvetrávajúceho ílovca až slieňovca, resp. kalovca. V slabo odkrytom lome nad potokom vystupuje tenko doštičkovito rozpadavý bridličnatý až lupeňovitý hnedý ílovec (foto 11, 12) (ojedinele so žltkastým nádychom) a v opisovanom kalovci útržkovite menilitové vrstvy, a to sv. od Brusnice pod k. 259 m n. m., ako aj nad potokom Vojtovec. Pre ich sporadický výskyt a malé priestorové rozšírenie sme ich na mape nevyčleňovali. V rokline ústiacej do Vojtovca ojedinele vystupujú svetlosivé bochníkovité konkrécie veľké do 0, 3 m.



Obr. 9. Sedimentologický profil (log) papínskych vrstiev pri Havaji (Kováčik in Žec et al., 2005a). Popis ako pri obr. 7.



Foto 11. Tenkodoskovito odlučný kalovec malcovského súvrstvia, opustený lom na V od Breznice (foto B. Žec).



Foto 12. Rybie šupinky v pieskovci malcovského súvrstvia, opustený lom na V od Breznice (foto B. Žec).

V minulosti sa v týchto vrstvách mikrofaunisticky potvrdil starší eocén a rovnako (Žecová in Žec et al., 2005) stratigrafické zaradenie do staršieho oligocénu (vz. NBŽ-1606), zóna NP-23 *Sphenolitus predistentus*, a to na základe spoločného výskytu druhu *Reticulofenestra* cf. *R. ornata* MÜLLER, *Reticulofenestra* cf. *R. lockeri* MÜLLER a *Helicosphaera* cf. *H. recta* HAQ. Podobný vek sa preukázal aj vo vrte NBJ-1 (Žecová in Žec et al., 2005a), situovanom na V od Breznice. Najmladšie spoločenstvá vápňitého nanoplanktónu sa zistili z hĺbky 27,5, 29,7 a 99,2 m. Spoločenstvá z tejto hĺbky sú veľmi bohaté a druhovo pestré. Stratigrafické zaradenie do staršieho oligocénu potvrdila prítomnosť druhu *Reticulofenestra lockeri* MÜLLER, *Helicosphaera recta* HAQ, *Pontosphaera* cf. *P. latelliptica* (BÁLDI-BÉKE et BÁLDI) PERCH NIELSEN, *Reticulofenestra* cf. *R. ornata* MÜLLER a *Transversopontis fibula* GHETA. Prvý výskyt druhu *Helicosphaera recta* sa viaže na zónu NP-24.

### 6.3.2. Bystrická jednotka

Výskyt bystrickej jednotky, resp. „bystrickej fácie“ na východnom Slovensku medzi prvými konštatovali Matějka a Roth (1950). V zmapovanom regióne táto jednotka vystupuje v relatívne úzkom pruhu (od 0,5 do 5 km), a to medzi račianskou jednotkou na S a krynickou na J. Tiahne sa ako tektonicky obmedzený pás od Novej Kelče smerom na V medzi Turcovce a Baškovce, Vyšné a Nižné Ladičkovce, ďalej smerom na JV cez Hankovce po Dlhé nad Cirochou, kde sa klinovite tektonicky redukuje a stráca pod kvartérnymi prolúviálnymi sedimentmi Vihorlatských vrchov. Východnejšie je čiastočne sledovateľná spod deluviálneho pokryvu Vihorlatských vrchov v oblasti od Zemplínskych Hámrov po Ladomirov. Odtiaľ sa nápadne rozširuje a vo forme dvoch tektonických šupín sa tiahne medzi Ubl'ou a Ruským Hrabovcom až po slovensko-ukrajinskú štátnu hranicu. V spodnej časti ju tvorí belovežské a vo vyššej zlínske súvrstvie bystrickej „proveniencie“.

#### **Belovežské súvrstvie** (mladší paleocén – stredný eocén)

Belovežské súvrstvie je najstarší paleogénny člen vrstvového sledu bystrickej jednotky. V minulosti ho definoval Paul (1989) a pomenoval termínom belovežské vrstvy. Obsah tohto termínu spresnili Matějka a Zelenka (1933), ako aj Roth (1960) a presnejší vek súvrstvia stanovili Leško a Samuel (1968). Súvrstvie je pomenované podľa obce Beloveža.

V skúmanom regióne možno belovežské súvrstvie litologicky rozdeliť na dve časti. Spodnú reprezentuje pieskovec so zlepenčovými polohami a s menším zastúpením ílovca a prachovca a vrchnú tvorí tenkovrstvovitý až strednovrstvovitý flyš s prevahou ílovca nad pieskovcom (tzv. drobnorytmický flyš) a s polohami pestrého ílovca.

#### 41 **kremenný až arkózový pieskovec so zlepenčovými polohami, s prachovcovými a ílovcovými vložkami**

Táto litofácia vystupuje v západnej časti skúmaného regiónu. Medzi Domašou (Novou Kelčou) a Jankovcami sa vyvinula v troch pruhoch. Na VJV je sledovateľná v jednom pruhu od Turcoviec smerom na kótu Čierna hora (454 m n. m.), kde sa končí na zlome smeru S – J v doline Lubišky, a na Z od Hankoviec tvorí hrebeň v okolí kóty Diel (431 m n. m.), odkiaľ jv. smerom pokračuje cez údolie Laborca a na Z od Maškoviec sa vytráca.

Tento vývoj pôvodne komentovali už Matějka a Leško (1953). Plička (1956) ho na JV od Hankoviec definoval ako samostatný člen, resp. vrstvy – „bazálne pieskovce eocénne“ – s príslušnosťou k račianskej jednotke. Vrstvy neskôr Pesl (1957) zaradil do bystrickej jednotky a ich výskyt doložil aj v území na Z od Laborca – kóta Čierna hora (454 m n. m.) a Diel (431 m n. m.). V ďalších etapách výskumu zavŕšených „generálnou“ mapou v mierke 1 : 200 000 (Matějka et al., 1964) sa všetky spomínané výskytu chápu ako zlínske vrstvy bystrickej jednotky.

Spodné belovežské vrstvy sú najstarší litostratigrafický horizont belovežského súvrstvia bystrickej jednotky vystupujúci na povrchu. Ich podložie nie je známe. Smerom do nadložia pomerne rýchlo, ale plynulo prechádzajú do prechodných belovežských vrstiev, podobne, ako je to v račianskej jednotke (cf. Pesl, 1958, 1960; Kováčik a Bóna, 2005). Ich litostratigrafickým ekvivalentom v západnej časti Nízkych Beskýd sú pravdepodobne „tvarožské pieskovce“ (Nemčok, 1980; Nemčok in Nemčok et al., 1990), ktoré pôvodne Nemčok (1961) opísal ako „kremenné pieskovce“ v spodnej časti belovežských vrstiev. Hlavnú náplň spodných belovežských vrstiev tvorí jemnozrný až hrubozrný, často arkózový, miestami drobový pieskovec s polohami drobnozrného, ojedinele aj hrubozrného zlepenca.

Pre rýchle zvetrávanie a nedostatočnú odkrytosť súvislejších profilov bolo možné časť tohto horizontu v typickom vývoji študovať iba v opustenom lome na J od Ďapaloviec. Pieskovec je tu masívny (Boumov interval  $T_a$ ) alebo graduje do horizontálne laminovanej vrchnej časti (Boumov interval  $T_b$ ). Vytvára lavice hrubé 55 až 230 cm, s  $I_v$  0,73. Kontakt medzi lavicami je erozívny, bez ílovцovej polohy. Vo väčšine lavíc sú šošovkovité alebo doskovité šmuhy drobnozrného zlepenca s prevažne kremenným, kryštalickým a v menšej miere karbonatickým materiálom. Časté sú intraklasty ílovca, nepravidelne rozptýlené v pieskovci, niekedy s výraznou imbrikáciou. Pieskovec možno klasifikovať ako litický až sublitický arenit (cf. Siráňová in Žec et al., 2005a, d. vz. DAP-2, DAP-3).

Na východnom svahu kóty Čierna hora (454 m n. m.), na SSZ od Nižných Ladičkoviec a na V, resp. JV od Hankoviec prevláda v spodných belovežských vrstvách jemnozrný až veľmi hrubozrný kremenný až kremenno-arkózový (subarkózový arenit – cf. Siráňová in Žec et al., 2005a, d. vz. NBB-345) nevápenatý pieskovec, niekedy s muskovitom alebo so zvyškami rastlinného detritu,

nepravidelne rozptýleného v matrice. Pieskovec je masívny, často zvetraný, drobiaci sa, okrovohrdzavý, v čerstvom stave sivý až sivozelený. V asociácii s ním sa vyskytujú polohy paramikrokonglomerátu so suboválnymi obliakmi ( $\phi = 2$  až  $4$  mm) a polohy jemnozrnného až strednozrnného ortokonglomerátu s oválnymi obliakmi ( $\phi = 0,7 - 2$  cm). Obliaky tvoria prevažne sivý, ružový, fialový a biely kremeň a kvarcit. Zlepenec sa v prirodzených odkryvoch nevyskytuje a dá sa pozorovať iba vo forme úlomkov a malých balvanov v delúviách alebo v elúviu. Plička (1956) na JV od Hankoviec uvádza kremenný obliakový materiál ( $\phi$  až do  $15$  cm). Ílovec, piesčitý ílovec a prachovec olivovozelenej a hnedosivej farby sa zistil iba v sutine. Podľa Pličky (l. c.) tvorí len vložky a tenké preplástky medzi pieskovcovými lavicami. Hrúbku spodných belovežských vrstiev odhadujeme na  $100 - 200$  m.

Z horizontu sa nepodarilo získať horninový materiál vhodný na biostratigrafický výskum. Na základe vzťahu k nadložným horizontom a analógie s bystrickým vývojom (cf. Nemčok in Nemčok et al., 1990) v západnej časti Nízkyh Beskýd, resp. s vývojom v račianskej jednotke (cf. Pesl, 1958, 1960) ho zaradujeme do paleocénu až staršieho eocénu (spodná časť).

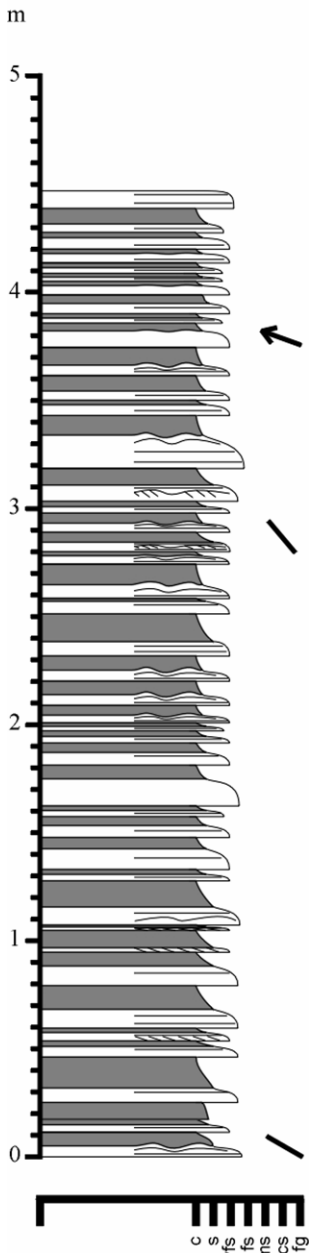
#### **40 ílovec až ílovitá bridlica s pieskovcovými polohami, tzv. drobnorytmický flyš**

Prechodné belovežské súvrstvie tvorí medzi Novou Kelčou, Černinou, Hankovcami a Dlhým nad Cirochou nosnú a podstatnú súčasť litostratigrafickej náplne bystrickej jednotky. Smerom na V vystupuje v oblasti Zemplínskych Hámrov a ďalej medzi Ladomirovom a štátnou hranicou s Ukrajinou je sledovateľné v dvoch tektonických šupinách smeru SZ – JV, resp. ZSZ – VJV, ale tam už nie je také dominantné.

Súvrstvie je v prevažnej miere tvorené drobnorytmickým (tenkovrstvovitým až strednovrstvovitým) flyšom, sporadicky s hrubšími polohami jemnozrnného až strednozrnného pieskovca, ojedinele drobnými polohami (do  $1$  m) konglomerátu. Ide o drobnozrnný až strednozrnný parakonglomerát s prevahou suboválnych obliakov ( $\phi = 0,3 - 2$  cm) kremeňa a kvarcitu bielej, sivej a čiernej farby (napr. na Z od Maškoviec).

Pre horizont tvorený drobnorytmickým flyšom je typická prevaha ílovca nad pieskovcom alebo ich vyrovnaný pomer ( $P/I = 0,3 - 1$ ) a vysoký index vrstvovitosti ( $Iv > 10$ ), ako je to napr. v profile na JV od Černiny (obr. 10). Hrúbka vrstiev ílovca a pieskovca je približne rovnaká,  $1$  až  $15$ , ojedinele do  $20$  cm. Ílovec je prevažne vápenatý, sivej, ocel'ovosivej, sivozelenej, zelenej, hnedej, resp. okrovohnedej farby. Vápenatý je aj pieskovec, obsahuje veľa muskovitu a miestami sa v ňom vyskytuje aj glaukonit(?). Je modrosivý až hnedastý.

Vrstvy sú laterálne stále a pozitívne gradované. Bázy pieskovcových telies sú ostré, sporadicky s krátkymi a úzkymi prúdovými stopami a so stopami po vlečení a odraze predmetov nesených v prúde, dokazujúcimi smer paleoprúdenia z JV



na SZ, resp. z VJV na ZSZ alebo z J na S (obr. 10). Pre pieskovec a siltovec sú charakteristické Boumouve intervaly  $T_b$ ,  $T_c$  a  $T_d$ . Na spodných vrstvových plochách je množstvo ichnofosílií charakteristických pre túto fáciu, napr. *Scolicia* isp. (Ladomirov a Maškovec). Sedimentologický charakter facií poukazuje na depozíciu sedimentárneho nákladu z riedkych distálnych turbiditných prúdov na bazénovej planine. Hrúbku súvrstvia odhadujeme na 100 – 300 m.

Napriek vysokému počtu negatívnych vzoriek sa biostratigrafickým výskumom v prechodnom belovežskom súvrství (d. vz. NBK-687, NBKo-435, NBKo-459, NBKo-474) potvrdila prítomnosť starších až strednoeocénnych (zóna NP-16) spoločenských vápnitého nanoplanktónu (Žecová in Žec et al., 2005a, b). Z inopexových fosílií ide o druh *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) BUKRY, *Coronocyclus nitescens* (KAMPTNER) BRAMLETTE et WILCOXON, *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE et RIEDEL, *Tribrachiatus orthostylus* SHAMRAI, *Discoaster saipanensis* BRAMLETTE et RIEDEL a *Heliosphaera compacta* BRAMLETTE et WILCOXON.

#### 40a pestré belovežské vrstvy

Pestré belovežské vrstvy vystupujú na povrch vo forme úzkych pruhov, resp. šošoviek v širšej oblasti Novej Kelče (Domaše), smerom na V v oblasti Černiny, Baškoviec, Turcoviec, Vyšných a Nižných Ladičkoviec, pri Hankovciach, Maškoveciach a na SZ od Dlhého nad Cirochou (Hrežňovský potok). Ďalej smerom na V sú južne od Sniny (Veľký Trnovský potok), na Z a JZ od Ladomirova v bočných prítokoch potoka Luh, pri Michajlove, na sv. svahoch kóty Polom (464 m n. m.) pri Ublí, na SV a JV od kóty Grúň (390 m n. m.), v Dúbrave a rokliach na J od obce a na V od Ruského Hrabovca.

Obr. 10. Sedimentologický profil drobnorytmického flyšu belovežského súvrstvia pri Černine. Vysvetlivky ako pri obr. 7 (Kováčik a Bóna in Žec et al., 2005a).



Pod povrchom ich zachytil vrt VT-1 pri Turcovciach, VL-1, VL-2, VL-3 pri Vyšných Ladičkovciach, VHK-2 pri Hankovciach (Varcholová et al., 1992) a niektoré vrty v okolí Novej Kelče (Križáni, 1977). Najlepšie sú preskúmané na Z od Ladomirova (Za Rindzákom – južná šupina bystrickej jednotky), kde sa našli v mnohých odkryvoch zárezu potoka. V širšej oblasti tejto obce ich potvrdilo viac vrto, napr. LV-3 a LV-4 (Križáni a Džubera, 1972, obr. 11). Keďže rýchlo zvetrávajú, vo väčšine miest výskytu na povrchu sú prevažne iba ako úlomky v hlinitých, resp. hlinito-kamenitých delúviách, v náplavoch potokov alebo vo forme zvetraného plastického ílu.

Pestré belovežské vrstvy majú drobnorytmický (tenkovrstvovitý) charakter (d. b. NBŽ-1957 in Žec et al., 2005b) a tvoria polohy v stredných až vrchných častiach belovežského súvrstvia. Ich hrúbku pre nedostatok súvislých profilov a často až detailné prevrásnenie možno len zhruba odhadnúť na niekoľko metrov, v niektorých prípadoch až na niekoľko desiatok metrov. Majú podobný charakter ako v račianskej jednotke. Tvoria ich červenohnedý, zelený a ocelevomodrastý plastický ílovec (foto 13) s prímiesou piesčitého komponentu a klastického muskovitu. Ílovec je nevápenatý alebo slabovo vápenatý, hemipelagickej povahy a strieda sa s tenkými vrstvami pieskovca (hrubými 2 – 5 cm). Zriedka v ňom vystupujú aj tenké vložky piesčitého vápenca. Pieskovec je jemnozrnný, vápenatý, sivý až sivomodrý a obsahuje muskovit. Pomer (P/I = 1, resp. < 1). Na základe chemickej silikátovej analýzy z d. b. NBŽ-1957 (l. c., 2005b) z doliny bočného prítoku potoka Luh na JZ od Ladomirova možno konštatovať, že v týchto vrstvách je vyšší obsah  $Al_2O_3$  a nižší CaO (tab. 4).

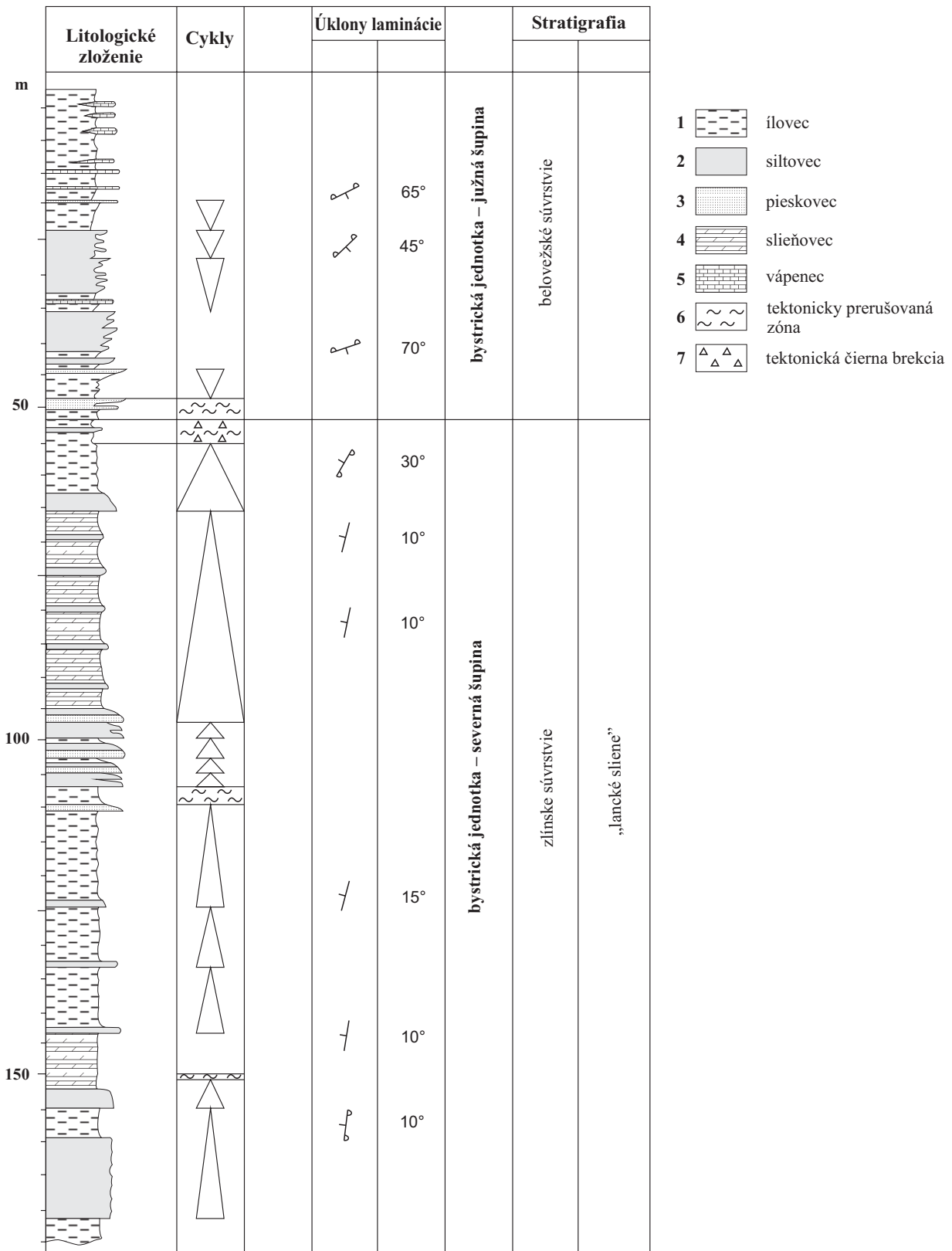
Tab. 4. Výsledky chemickej silikátovej analýzy belovežského ílovca z d. b. NBŽ-1957 z doliny bočného prítoku potoka Luh na J od Ladomirova.

Označenie	SiO <sub>2</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	CaO (%)	MgO (%)	TiO <sub>2</sub> (%)	MnO (%)	K <sub>2</sub> O (%)	Na <sub>2</sub> O (%)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	SO <sub>3</sub> (%)	Str. žih. (%)	H <sub>2</sub> O (%)
NBŽ-1957	51,16	15,78	7,02	4,74	3,42	0,82	0,08	2,86	0,72	0,10	0,40	12,83	0,85

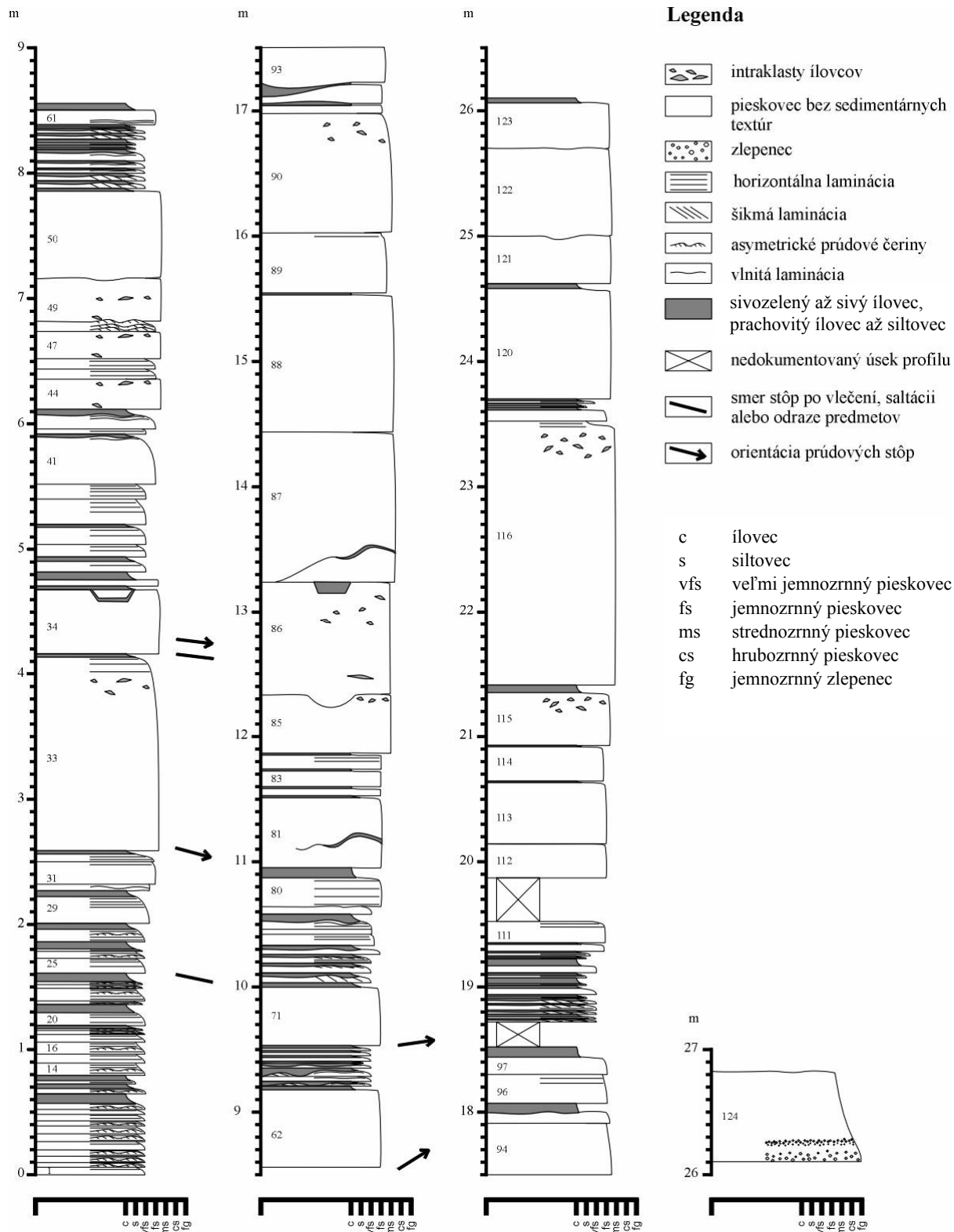
Litofácie tohto horizontu, rovnako ako v račianskej jednotke, vznikali v distálnej časti hlbokovodného depozičného systému, pravdepodobne na bazénovej planine.

Ílovec a prachovec z tohto súvrstvia sú prevažne nevápenaté. Väčšinou alebo neobsahujú vápnitý nanoplanktón, alebo je toto spoločenstvo veľmi chudobné. Ojedinelé nálezy nanoplanktónu (Žecová in Žec et al., 2005a, d. b. NBB-345) potvrdzujú až strednoeocénny vek (zóna NP-16). Z indexových fosílií ide o druh *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) BUKRY et PERCIVAL a *Coronocyclus nitescens* (KAMPTNER) BRAMLETTE et WILCOXON.

Paleocénny vek bol doložený (z oblasti Kelče in Nemčok a Koráb, 1976, s. 15) hormosinovo-reofaxovým spoločenstvom s rzhakinami a trochaminoidami – *Saccamina placenta* (GRZYB.), *Rhabdamina cylindrica* GLAESSNER, *Rhabdam-*



Obr. 11. Litologický profil vrtu LV-4. Zostavil Kobulský na základe geologickej dokumentácie vrtu (Križáni a Džubera, 1972).



Obr. 12. Sedimentologický profil (log) pieskovcového horizontu zlínskeho súvrstvia bystrickej jednotky v lome pri Ubli (Kováčik in Žec et al., 2005b).



Foto 13. Striedanie pestrých vrstiev belovežského súvrstvia. Bystrická jednotka, d. b. NBŽ-1957, bočný prítok potoka Luh, na JZ od Ladomirova (foto B. Žec).

*mina abyssorum* SARS, *Dendrophrya excelsa* GRZYB., *Hyperammina nodata* GRZYB., *Hormosina ovulum* (GRZYB.), *Nodelum velascoense* (CUSHMAN), *Glomospira serpens* (GRZYB.), *Recurvoides deflexiformis* (NOTH) a *Trochamminoides irregularis* (WHITE). Zo spoločenstva foraminifer (d. b. NBŽ-1956, Zlínka in Žec et al., 2005b, Ladomirov) bol doložený indexový druh *Rhabdammina discreta* BRADY, *Dendrophrya latissima* GRZYBOWSKI, *Rhabdammina linearis* BRADY, *Dendrophrya robusta* GRZYBOWSKI, *Ammodiscus glabratus* CUSHMANN et JARVIS, *Trochamminoides irregularis* WHITE, *Glomospira serpens* GRZYBOWSKI, *Ammodiscus* sp. a *Ammodiscus cretaceus* (REUSS), poukazujúce na mladokriedový(?), paleocénny až staroeocénny vek.

### **Zlínske súvrstvie** (stredný eocén – mladší eocén)

Mladším paleogénnym členom vrstvového sledu bystrickej jednotky je zlínske súvrstvie. Leško a Samuel (1968) odporúčajú pri bystrickej jednotke na východnom Slovensku používať termín lackovské súvrstvie, lebo litologické kritériá, podľa ktorých Matějka a Roth (1956) v západnej časti magurského pásma definovali zlínske súvrstvie, tu úplne miznú. Zlínske súvrstvie bystrickej jednotky predstavuje prechodný, spájací prvok medzi strihovským súvrstvom krynickej

jednotky a zlínskym súvrstvím račianskej jednotky. V skúmanom regióne ho možno litologicky rozčleniť na dva faciálne vývoje, podobne ako v račianskej jednotke. Prvý reprezentuje glaukonitický pieskovec s polohami ílovca a prachovca – tzv. pieskovcový vývoj, druhý tvorí ílovec až slieňovec s zložkami až polohami glaukonitického pieskovca – tzv. ílovcový vývoj. V západnej časti regiónu je zlínske súvrstvie zastúpené pieskovcovým vývojom. Smerom na V, resp. JV pribúda aj ílovcový vývoj, čo spozorovali aj Leško a Samuel (1968). Obidva vývoje sa vo východnej časti územia striedajú v niekoľkých horizontoch (medzi Ubľou a Dúbravou), resp. pieskovcový vývoj je na báze zlínskeho súvrstvia a ílovcový v jeho nadloží (oblasť Ladomirova).

### **39 glaukonitický a drobový pieskovec s polohami vápnitého ílovca a prachovca**

Pieskovcový vývoj zlínskeho súvrstvia vystupuje v jadre synklinály na Z od Novej Kelče (kóta Čopanka 310 m n. m.), na V od Košaroviec sa dá sledovať od kóty Lazný vrch (346 m n. m.) cez kótu Lysáková (328 m n. m.) smerom na Vyšné Ladičkovce. Východne od Nižných Ladičkoviec sa postupne vyklinuje a končí sa na zlome smeru S – J. Objavuje sa až v oblasti Zemplínskych Hámrov a smerom na V, resp. JV vystupuje v dvoch tektonických šupinách. V severnej od Ladomirova smerom na VJV cez kótu Ostrá (430 m n. m.), Polom (464 m n. m.) a Kosmatec (582 m n. m.) a v južnej je to kóta 447 m n. m., 442 m n. m., 338 m n. m., Grúň (390 m n. m.) a Diel (528 m n. m.) na slovensko-ukrajinskej štátnej hranici.

V oblasti Ladomirova a Michajlova sa v rámci tohto horizontu vyskytujú hrubé polohy pieskovca, ktoré sú nositeľom Hg zrudnenia (Leško a Slávik, 1966). Zaužíval sa pre ne aj názov „ladomirský pieskovec“ (Džubera, 1966; Križani a Džubera, 1972).

Opisovaný litofaciálny vývoj tvorí jemnozrnný až strednozrnný pieskovec s glaukonitom a muskovitom, miestami arkózovitý, masívny a sporadicky obsahuje chaoticky usporiadané intraklasty sivozeleného a zeleného ílovca. Časť pieskovcových vrstiev je gradovaná, vo vrchnej časti s dobre vyvinutou horizontálnou lamináciou (turbidity  $T_a$ ,  $T_{ab}$ ). Sú hrubé od 20 až do 150 cm. Ich bázy sú ploché, ostré alebo s výraznejšími erozívnymi štruktúrami.

V spodných častiach hrubých pieskovcových vrstiev sa sporadicky vyskytujú polohy mikrokonglomerátu (paramikrokonglomerátu), resp. jemnozrnného konglomerátu (na J od Ladomirova, Baškovce) hrubé cca 20 – 60 cm, zjemňujúceho sa smerom nahor do pieskovca. Mikrokonglomerát je klasifikovaný ako sublitický arenit (cf. Siráňová in Žec et al., 2005a, vzorky NBB-418-8, NBB-423 a NBK-713a). V jednom prípade sa v ňom zachytila bližšie neurčená numulitová fauna a ichnofosílie *Ophiomorpha* isp. (Baškovce). Obliaky ( $\phi = 2 - 7$  mm) väčšinou tvorí suboválny kremeň a kvarcity bielej, sivej a čiernej farby, v menšej miere živce a úlomky hornín.

V pieskovcových sledoch zlínskeho súvrstvia sú polohy zlínskeho sivozele-  
ného ílovca, prípadne siltovca hrubé aj niekoľko metrov, striedajúceho sa  
s tenšími (10 až 50 cm) vrstvami jemnozrného laminovaného pieskovca. Vý-  
nimkou nie sú ani drobné polohy drobnorytmického (tenkovrstvovitého) flyšu,  
v ktorých sa striedajú tenké dosky (hrubé 2 – 5 cm) jemnozrného pieskovca  
s ílovcem a siltovcom približne rovnakej hrúbky. Horizonty pieskovcového vý-  
voja majú premenlivú hrúbku, od 100 do 800 m.

V západnej časti územia medzi Hankovcami a Čerminou je smer a zmysel pa-  
leoprúdenia prevažne z JV na SZ. Vo východnej časti pri Ublí možno okrem  
bežného pozorovať aj protismerný až priečny zmysel paleoprúdenia.

Bazálna časť najspodnejšieho pieskovcového horizontu je odkrytá v opuste-  
nom lome na JZ od Uble (obr. 12) a tam sa sedimentologicky študovala (Ková-  
čik in Žec et al., 2005b). Vo vrstvovom slede výrazne prevažuje pieskovec nad  
ílovcem ( $P/I = 11,9$ ;  $I_v = 4,8$ ). V spodnej časti ho tvorí tenkovrstvovitý, gradova-  
vaný a jemnozrný pieskovec a ílovec so zachovanými Boumovými intervalmi  
 $T_b$ ,  $T_c$ ,  $T_d$  a  $T_e$  (vrstva 1 až 28). Hrúbka týchto vrstiev je 1 až 10 cm. V nadloží  
postupne získava prevahu strednozrný až jemnozrný pieskovec, hrubý 10 až  
100 cm, maximálne 211 cm (vrstva 116, obr. 12). Vrstvy hrubé 10 – 30 cm majú  
povahu klasických turbiditov Boumového intervalu  $T_a$  a  $T_b$ , v menšej miere  $T_c$   
a  $T_d$ . Je to pozitívne gradovaný jemnozrný pieskovec, často horizontálne, vlnito  
alebo čerinovo laminovaný. Hrubé vrstvy tvorí masívny strednozrný pieskovec  
s hojnými intraklastami ílovca, ktorý sa vyskytuje prevažne v ich vrchných čas-  
tiach. Vrstvy majú časté výmole pokryté kalovcom. Tieto vrstvy v niektorých  
prípadoch gradujú nahor do horizontálne laminovaného jemnozrnnejšieho pies-  
kovca. Najvrchnejšiu vrstvu v profile (vrstva č. 124, obr. 12) tvorí stratifikovaný  
mikrokonglomerát, pozitívne gradovaný do strednozrného pieskovca (interval  
 $S_1$  až  $S_3$ ; Lowe, 1982).

Hrubšie vrstvy vznikali z koncentrovaných gravitačných prúdov (Mulder  
a Alexander, 2001) a vedno s turbiditmi sedimentovali v proximálnej časti laloku  
alebo v prechodnej zóne medzi kanálom a lalokom. Z chemickej silikátovej ana-  
lýzy vybraných vzoriek (tab. 5) vyplýva zvýšený obsah  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  a sporadicky  
aj CaO vo vzorke NBŽ-1806 (in Žec et al., 2005b).

Tab. 5. Chemická silikátová analýza pieskovca z odkrytov na JZ od Michajlova.

Ozna- čenie	SiO <sub>2</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	CaO (%)	MgO (%)	TiO <sub>2</sub> (%)	MnO (%)	K <sub>2</sub> O (%)	Na <sub>2</sub> O (%)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	SO <sub>3</sub> (%)	Str. žih. (%)	H <sub>2</sub> O <sup>*</sup> (%)
NBŽ- -1660	62,14	8,82	5,71	7,69	1,68	0,50	0,09	1,71	0,20	0,05	0,34	10,88	1,20
NBŽ- -1806	61,41	6,36	2,14	13,65	0,82	0,35	0,08	1,51	1,35	0,05	0,45	11,74	0,17

Biostratigrafický výskum v pieskovcovom vývoji zlínskeho súvrstvia (d. b.  
NBK-740, NBK-1162, NBB-422, NBB-427, NBB-454 a NBB-942) dokázal

prítomnosť strednoeocénnych až mladoeocénnych (zóny NP 16 – NP 18) spoločenstiev vápniteho nanoplanktónu (Žecová in Žec et al., 2005a, b). Ide prevažne o bohatšie spoločenstvá, no v západnej časti regiónu sa zistili aj chudobnejšie asociácie. Všeobecne však platí, že v porovnaní s belovežským súvrstvom sú to spoločenstvá druhovo bohatšie a pestrejšie. Z indexových fosílií ide o druh *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE) BUKRY et PERCIVAL, *Nannotetrina fulgens* (STRADNER) ACHUTHAN et STRADNER, *Cribrrocentrum coenurum* (REINHARDT) PERCH-NIELSEN, *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) BUKRY, *Istmolithus recurvus* DEFLANDRE, *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN) MARTINI et RITZKOWSKI, *Helicosphaera* cf. *compacta* BRAMLETTE et WILCOXON a *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE et WILCOXON.

### **38 vápňitý ílovec až slieňovec s vložkami až polohami glaukonitického pieskovca**

Ílovcový vývoj zlínskeho súvrstvia vystupuje v niekoľkých horizontoch, resp. pruhoch smeru ZSZ – VJV vo východnej časti regiónu, a to v severnej tektonickej šupine bystrickej jednotky. Vyskytuje sa na J od Uble v okolí kóty Hôrka (329 m n. m.) a ďalej je sledovateľný od Ladomirova po jz. okraj Michajlova na zsz. svahu kóty Kosmatec (582 m n. m.), kde sa vyklinuje. Najjužnejší výskyt je v pruhu na S od Dúbravy.

Výrazné polohy ílovca (označované ako ílovcový vývoj) tvoria niekoľko desiatok metrov hrubé horizonty striedajúce sa s pieskovcovými telesami. Pre tieto horizonty je charakteristická prevaha ílovca nad pieskovcom. Pomer P/I je väčšinou 0,1 – 0,2. V niektorých prípadoch má tento vývoj charakter (tenkovrstvovitého) drobnorytmického flyšu.

Ílovec má premenlivý obsah Ca (často až slieňovec) a siltovej frakcie, je svetlosivý až tmavosivý, prípadne až sivozelený, niekedy s charakteristickým lastúrnatým lomom. Jeho priemerná hrúbka (bez pieskovcových polôh) je 1 až 3 m (maximálna 10 m). Strieda sa s polohami alebo s izolovanými vrstvami pieskovca, hrubými prevažne 10 – 50 cm, sporadicky až 100 cm. Pieskovcec je jemnozrný (ojedinele strednozrný), s glaukonitom a muskovitom, často laminovaný, väčšinou vápenatý, sivozelenej až sivohnedej farby. Pre jeho tenšie vrstvy je charakteristická dobre vyvinutá gradácia a zachované Boumve intervaly (Bouma, 1962), hrubšie sú prevažne horizontálne až vlnito laminované, niekedy v spodnej časti masívne.

Biostratigrafickým výskumom sa v ílovcovom vývoji zlínskeho súvrstvia (d. b. NBK-1092, NBK-1102, NBK-1153, NBK-1375, NBG-958 a NBG-1037 in Žec et al., 2005 b) dokázala prítomnosť mladoeocénnych (zóna NP 18 až NP 19/20) spoločenstiev vápniteho nanoplanktónu (Žecová in Žec et al., 2005b). V porovnaní s belovežským súvrstvom ide o bohatšie zastúpenie vápniteho nanoplanktónu. Študované spoločenstvá sú druhovo bohatšie a pestrejšie. Z indexových fosílií je to druh *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) BUKRY,

*Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE) BUKRY et PERCIVAL, *Istmolithus 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 *Neococcolithes dubius* (DEFLANDRE) BLACK.

### 6.3.3. Krynická jednotka

Krynická (synonymá čerchovská, čergovská alebo kochanovská) jednotka sa rozprestiera na S od bradlového pásma a zaberá podstatnú časť skúmaného územia. Jej stratigraficko-litologický sled prvý definoval Nowak (1924). Historické názory na vývoj sú v prehľade geologického výskumu. Mišík et al. (1991) detailným štúdiom zlepencových obliakov vo vrstvách strihovského pieskovca charakterizovali a definovali juhomagurskú kordiléru, ktorá oddeľovala bradlové pásmo od magurského priestoru a ktorá by mala byť zdrojom sedimentov krynickej jednotky.

Hranica krynickej a bystrickej jednotky v skúmanom území sa v smere z V na Z tiahne od Ruského Hrabovca (na J od Zásedného potoka) a potom naprieč Rovným potokom do oblasti na S od obce Šmigovca. Hranica medzi jednotkami pokračuje do oblasti Chotárov, kde kontakt jednotiek prekryli hrubé deluviálne uloženiny s mnohými andezitovými blokmi z jednotlivých litofácií koherentných produktov neovulkanických formácií Vihorlatských vrchov. Krynická jednotka sa znovu objavuje až v oblasti na J od Dlhého nad Cirochou a pokračuje až do oblasti Rovného a Veľopolia. Jej ďalšie ohraničenie je na S od Lubiše, kde hranica s bystrickou jednotkou pokračuje do oblasti Maškoviec a Rafajoviec v západnej časti regiónu. Krynickú jednotku reprezentuje pročské súvrstvie (mladší paleocén – stredný eocén/?/), jasenovské vrstvy (mladší paleocén – starší eocén), strihovské (starší až stredný eocén), inovské (stredný? až mladší eocén), menilitové (mladší eocén) a malcovské súvrstvie (mladší eocén – starší oligocén).

#### **Pročské súvrstvie** (mladší paleocén – stredný eocén/?/)

Pročské súvrstvie zo S lemuje bradlové pásmo v pruhu širokom 2 – 3 km a oproti bradlovému je morfológicky vyvýšené o 50 – 100 m. Je to flyšové súvrstvie, stredne až tenko zvrstvené. Pieskovec mierne prevažuje nad ílovcom. Možnú príbuznosť pročských vrstiev východného Slovenska s bielokarpatskou jednotkou naznačil Potfaj (in Žec et al., 1997, in Rakús et al., 1999).



## 37 kremenno-karbonátový pieskovec a sivozelenkastý ílovec, zlepenec

### a) polohy pestrého ílu alebo ílovca

Pieskovec je jemnozrnný až hrubozrnný, kremenno-karbonátový. Tvorí vrstvy hrubé 5 – 120 cm so zvrstvením  $T_{a_1}$ ,  $T_{ab}$ ,  $T_{abc}$ , resp.  $T_{bc}$ . Podľa Ďurkoviča (1970) ide o detritický vápenec, resp. vápnitý pieskovec (Leško a Samuel, 1968). Pieskovec je veľmi dobre vytriedený, takmer bez muskovitu (len niektoré vrstvy majú vyšší obsah muskovitových šupiniek) a kde-tu sa v ňom vyskytujú aj zrnká glaukonitu. Vyššie časti lavíc majú na plochách laminácie roztrúsenú zuhoľnate-nú rastlinnú sečku.

Ílovec je viac-menej vápnitý, sivozelenkastý, miestami so siltovou prímесou, v hrúbke 3 – 50 cm. Z jeho vrstiev pochádza spoločenstvo nanoplanktónu mladšieho paleocénu až staršieho eocénu (*Toweius* div. sp., *Prinsius dimorphus* (P-N.), *Chiasmolithus solitus* (BRAM. et SULL.), *Discoaster multiradiatus* BRAM. et RIEDEL, *D. binodosus* MART. (Žecová in Žec et al., 2005b). Okrem toho sa v súvrstvách vyskytujú hrubé polohy zlepenca (0,5 – 10 m), ale na povrchu nie sú veľmi zreteľné. Je to prevažne parakonglomerát pravdepodobne sklzového pôvodu s obliakmi roztrúsenými v piesčito-ílovitej základnej hmote. Dokumentujú ho vrty a štólne v priestore priehradného múru na Domaši, kde sú doložené zlepenecové horizonty hrubé až 35 m (Gíra, 1962). Pri mapovaní sme ho väčšinou zaznamenali iba v rozsypoch a v náplavoch potokov v podobe ojedinelých obliakov s priemerom niekoľko až 60 cm. V materiáli prevláda kremeň, kremenec, belavý, prevažne organoklastický vápenec, porfýr a slabšie je zastúpený granitoid. Zložením pročských zlepenecových telies sa podrobnejšie zaoberali Mišík et al. (1990).

Vek súvrstvia je mladší paleocén – stredný(?) eocén a hrúbka okolo 700 m.

### **Jasenovské vrstvy** (mladší paleocén – starší eocén)

Jasenovské vrstvy sú nový litofaciálny člen a predstavujú striedavý faciálny prechod medzi pročským a strihovským súvrstvom. Názov je podľa obce Jasenovce, od ktorej na V sa súvrstvie vyskytuje. Názny jeho výskytu boli pozorovateľné aj na V od Laborca, priestorovo sa nedal vymedziť.

## 36 kremenno-karbonátový a kremenno-drobový pieskovec

Súvrstvie sme vyčlenili pri nesúvislom odkrytí tam, kde sa na krátkych úsekoch striedali pročská litofácia (kremenno-karbonátový, dobre triedený pieskovec) so strihovskou (kremenno-drobový pieskovec) a (alebo) kde sa vo väčšej miere vyskytujú prechodné litotypy (drobový pieskovec s vyšším obsahom karbonátov).

Zastúpenie pieskovca, ktoré by sme mohli označiť ako zastúpenie „čisto pročského“ alebo „čisto strihovského typu“, je nerovnomerné a miestami sa zdá, ako keby boli obidva typy vzájomne viac-menej prevrstvené. Inde tvoria súvis-

lejšie pasáže, ktoré môžu byť prevrstvené prevažne strednozrným pieskovcom, a to tam, kde je popri karbonátových úlomkoch pomerne vysoký obsah kremeňa, a najmä základnej hmoty.

Prakticky každý z litotypov obsahuje muskovit, ale koncentrovaný viac v jemnozrnnej frakcii. Ílovec v súvrství je viac-menej vápnný, zelenosivý, sivý a so siltovou prímiesou. Zdá sa, že zastúpenie je menej ako polovičné.

V zakrytom teréne sa hranica tohto súvrstvia zisťuje ťažko. V zásade sme ju položili tam, kde sa nám už výraznejšie striedanie identifikačných litotypov nepodarilo zistiť.

Ílovec nie je ničím špecifický a jeho podiel v súvrství je skôr nepatrný (P = 1 až 3). Predpokladáme, že jasenovské vrstvy sú staršie ako starší eocén. Hrúbka súvrstvia je asi 300 – 500 m.

### **Strihovské súvrstvie** (starší až stredný eocén)

Strihovské súvrstvie (starší až stredný eocén) tvorí plošne najrozsiahljšiu časť krynickej jednotky. Prvý raz ho definoval Leško (1964) a pomenoval podľa obce Strihov (v súčasnosti Strihovce), kde je typicky vyvinuté. Leško et al. (1964) opisujú hrubé flyšové súvrstvie zložené najmä z pieskovcových vrstiev patriacich do kochanovskej, resp. čerhovskej čiastkovej jednotky magurského príkrovu východoslovenského flyšu. Súvrstvie sa vyznačuje hrubým sedimentačným rytmom. Jeho fácie vznikali v proximálnom hlbokomorskom prostredí lemujúcom svah juhomagurskej kordiléry, ktorá bola zdrojom sedimentárnej náplne súvrstvia a ohraničovala magurský bazén z J (Mišík et al., 1991). Stratigrafickým ekvivalentom súvrstvia v južnej časti magurského príkrovu v Poľsku sú pravdepodobne krynické pieskovce, ktoré pomenoval Świdziński (1953, s. 405).

Charakteristickým znakom strihovského súvrstvia je prevažne pieskovcový vývoj s polohami ílovca a ojedinelého zlepenca, a to tak polymiktného, ako aj monomiktného, prípadne aj šošovky, často aj s obliakmi veľkými do 20 cm alebo aj s blokmi organodetrického a organogénneho vápenca veľkými aj 50 cm. Pieskovec je hnedosivý, sivý až modrosivý, ojedinele vápnný, jemnozrný až hrubozrný, zlepenec suboválny až oválny, s klastami kremeňa, kremenného pieskovca a karbonátu. Zriedka sú v hornej časti cyklov vyvinuté decimetrové vložky ílovitej a vápnitej bridlice. Hrúbka strihovského súvrstvia je 1 000 až 1 200 m (Potfaj in Žec et al., 1997; Karoli et al., 2000).

Pieskovec tvorí lavice hrubé 1 až 3 m, miestami až 5 – 6 m. Je jemnozrný, strednozrný, no najčastejšie hrubozrný. Má vápnný alebo vápno-ílovitý tmel. Neobsahuje glaukonit. Vložky zlepenca v pieskovci sú hrubé 1 – 3 m a skladajú sa z malých alebo stredných obliakov. Majú vápno-piesčitý alebo ílovito-piesčitý tmel. Obliaky a zrná kremeňa, vápenca, pieskovca a metamorfovaných hornín sú dobre zaoblené. Pieskovec a zlepenec strihovských vrstiev sú značne drobné, tmel ich zvetraných povrchov býva prevažne vápnný, a preto sú odolné

proti erózii a tvoria hrebene pohoria. Bridlica je väčšinou vápnnitá, piesčitá, zelesnivá alebo tmavosivá. Hrúbka bridličnatých vložiek je 5 – 30 cm. V pieskovcových vrstvách sú vložky bridlice a zlepenca. Pomer pieskovca k bridlici kolíše (10 : 1 až 20 : 1).

Na základe mikrofauny možno strihovské súvrstvie zaradiť do najvyššej časti staršieho a stredného eocénu (Žecová in Žec et al., 2005a).

### **35      pestrý (červený, zelený a modrosivý) ílovec**

Pestrý ílovec vystupuje spolu s hrubozrnným pieskovcom, ako aj monomikt-ným a polymikt-ným zlepencom (na Z aj V od Holčikoviec, v Dobrej nad Ondavou, ako aj v oblasti kóty Grófňa na S od Dobrej). V spodnejších partiách sa objavuje pestrý červenohnedý ílovec a miestami dosahuje hrúbku do 200 cm. V oblasti Dobrej nad Ondavou bola navrhovaná poloha pestrého ílovca hrubá 7 m (hydrogeologické vrty HV-1 a HV-2, príloha 4.7 in Žec et al., 2005a). V pieskovcovom súvrství sú aj polohy hrubé 50 – 300 cm. Majú flyšový vývoj zhodný s vývojom prechodných belovežských vrstiev (oblasť na J od bývalého židovského cintorína v Dobrej, ako aj zárez lesnej cesty na S od Dobrej nad Ondavou). Vyznačujú sa striedaním zelenkastého ílovca s tenkými polohami (do 10 cm) modrosivého jemnozrnného, silno vápnnitého pieskovca. Podobná situácia je aj v zárezoch lesných ciest na SZ od Holčikoviec.

Litofácia tvorí pestrý hnedočervený až cviklovočervený ílovec vystupujúci spolu so svetlosivým ílovcom a jemnozrnným drobným pieskovcom, ako aj s hrdzavohnedým rozpadavým pieskovcom s množstvom svetlej sludy a uhoľnej sečky. Charakterom sa veľmi blíži k vývoju belovežských vrstiev z bystrickej a račianskej jednotky.

Na základe mikrofauny je stratigrafický rozsah paleocén až stredný eocén (Pesl, 1960). Zlinská (príl. 9, d. b. NBG-602 in Žec et al., 2005a) podľa spoločenstva foraminifer *Reticulophragmium amplexens* (GRZYBOWSKI), *Ammodiscus latus* GRZYBOWSKI a *Ammodiscus glabratus* CUSHMAN a JARVIS udáva strednoeocénny vek pestrého ílovca na S od Holčikoviec.

### **34      ílovec s pieskovcovými polohami (drobnorytmický až strednorytmický flyš)**

Súvrstvie vystupuje v niekoľkých pruhoch najmä na SV od Ohradzian a na SV až V od Gruzoviec. Podobný charakter má aj na JZ od Vyšného Hrušova, ale aj v odkryvoch vystupujúcich na Z od Ruského Hrabovca. Na povrchu sa vyskytuje v niekoľkých pruhoch smeru SZ – JV.

Tenkovrstvovité až strednovrstvovité polohy jemnozrnného pieskovca a ílovca tvoria horizont na báze strihovského súvrstvia hrubý niekoľko desiatok metrov (najviac 150 až 200 m). Ide prevažne o jemnozrnný muskovitický, často vápenatý, tenkovrstvovitý (hrubý 1 – 7 cm, lokálne aj 10 – 15 cm), horizontálne, konvolútne

alebo šikmo laminovaný pieskovec (Boumve intervaly  $T_b$ ,  $T_c$  a  $T_d$ ) sivej až sivozelenej, resp. sivomodrej farby. Zvyčajne graduje do vrchného ílovcového intervalu ( $T_e$ ). Lamináciu lokálne zvýrazňuje rastlinný detrit a klastický muskovit. Ílovec je sivý až sivozelený, niekedy oceľovosivý. Pomer ílovca k pieskovcu je často vyrovnaný ( $I : P = 1 : 1$ ), ale lokálne je ílovec v prevahe ( $I : P = 5 : 3$ , resp.  $5 : 4$ ). Medzi tenkovrstvovitými fáciami sú aj hrubšie pieskovcové vrstvy, ktoré smerom do nadložia postupne získavajú väčší význam. Sú hrubé do 30 – 40 cm, (ale najviac 70 cm) a prevažne majú povahu turbiditov  $T_{as}$ ,  $T_{ab}$ ,  $T_{bc}$ ,  $T_{abc}$  alebo  $T_{bd}$ . V takom prípade je pomer ílovca k pieskovcu miestami vyrovnaný ( $I : P = 1 : 1$ ), ale pieskovec často prevláda až do pomeru ( $I : P = 1 : 2$ , resp. až  $1 : 4$ ).

Bázy pieskovcových vrstiev sú ostré, niekedy so zachovanými prúdovými stopami alebo stopami po vlečení a odraze predmetov, ktoré poukazujú na smer paleoprúdenia z JV na SZ alebo z V na Z až JZ. Prítomné sú aj ichnofosílie *Paleodictyon* sp., *Paleodictyon? majus* MENEGHINI in PERUZZI 1880 (foto 14) a *Helminthopsis* sp.



Foto 14. Ichnofosília *Paleodictyon? majus* MENEGHINI in PERUZZI 1880 z odkryvu v južnom prítoku Hladnického potoka na SV od Lukačoviec (foto J. Kobulský).

Výsledky biostratigrafického určenia na základe spoločenstva nanoplanktónu zo vzorky NBB-738 (Žecová in Žec et al., 2005a) z oblasti Sopkoviec (Šimonky) – *Coccolithus formosus* (KAMPNER) WISE, *Coccolithus pelagicus* (WALLICH)

SCHILLER, *Discoaster* sp., *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE et RIEDEL, *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE et RIEDEL, *Discoaster* cf. *D. sublodoensis* BRAMLETTE et SULLIVAN, *Prinsius martini* (PERCH-NIELSEN) HAQ, *Shenolithus radians* DEFLANDRE, *Sphenolithus spiniger* BUKRY, *Toweius* sp., *Toweius? magnicrassus* (BUKRY) ROMEIN a *Tribrachiatus orthostylus* SHAMRAI – poukazujú na vek na hranici staršieho a stredného eocénu NP-12 až NP-14. Podobné orientačné stratigrafické zaradenie dáva aj vzorka NBKo-704 z potoka na SV od k. Lazná (292 m n. m.) na SV od obce Ohradzian a NBB-562 na Z od Ruského Hrabovca (Žecová in Žec et al., 2005b).

### **33 kremenno-drobový pieskovec s prachovcovými a flovcovými polohami:**

#### **a) bloky organogénneho vápenca**

#### **b) polymiktný alebo monomiktný zlepenec (najmä kremeň)**

Pieskovec označovaný ako strihovské pieskovce tvorí podstatnú časť strihovského súvrstvia. Je prevažne strednozrnný až hrubozrnný, často drobový a masívny, v čerstvom stave sivý (sporadicky aj modrosivý), po zvetraní okrový až hnedastý, rozpadavý na piesok. Vo vrchnej časti môže gradovať do jemnozrnného pieskovca, ktorý je často horizontálne alebo šikmo laminovaný, sporadicky so zachovanými asymetrickými čerinami. Laminy občas zvyrazňuje rastlinná sečka a klastický muskovit. Vrstvy sú najčastejšie hrubé 0,5 až 3 m, ale aj 5 m. Pieskovec je zväčša vápenatý a v hrubších vrstvách sa vyskytujú karbonatické ( $\text{CaCO}_3$ ) konkrécie s priemerom až 30 – 50 cm (lokalita Diel medzi Ruskou Bystrou a Hrabovou Roztokou, Strihovce). Konkrecionálne guľovité útvary v tejto fácii opisujú napr. Leško (1960), Leško et al. (1964), Leško a Samuel (1968) a Žec et al. (2005b, e). Časté sú v nich intraklasty zeleného, resp. olivovozeleňého ílovca veľké 2 – 15 cm, zriedka aj vyše 20 cm. Kontakt pieskovcových lavíc je prevažne erózný, často amalgámovaný a to sťažuje určovanie ich úložných pomerov. Lavice sú miestami stratifikované a gradované (interval  $S_1$  a  $S_2$ ; Lowe, 1982), v spodnej časti sú vrstvy hrubozrnejšie (obliaky kremeňa, kvarcitu čiernej, bielej a sivej farby, živca, fylitu alebo ílovca –  $\phi = 2$  až 5 mm) a majú charakter granulového pieskovca až zlepenca. Tieto fácie sedimentovali z koncentrovaných gravitačných prúdov (Mulder a Alexander, 2001). Polohy hrubozrnných facií sú sporadicky oddelené tenkými vrstvami (niekoľko cm) zelenkastého siltova alebo ílovca s piesčitou prímiesou.

V strihovskom súvrství sa nachádza aj jemnozrnný pieskovec, horizontálne laminovaný, s dominantným obsahom kremeňa sivozelenej až hnedastej farby, podobný zlinským faciám. Tie sú však v podradnom zastúpení a glaukonit typický pre pieskovec zlínskeho súvrstvia račianskej a bystrickej jednotky je v nich iba výnimočne, aj to len v nevýznamnom množstve. Majú zachované prevažne Boumove intervaly  $T_a$  a  $T_b$  (Bouma, 1962). Na báze týchto vrstiev sú indikátory paleoprúdenia poukazujúce na transport materiálu do bazéna v smere JV – SZ.

Fácie strihovského súvrstvia vznikali v proximálnom hlbokomorskom prostredí lemujúcom svah juhomagurskej kordiléry, ktorá bola zdrojom sedimentárnej náplne súvrstvia a ohraničovala magurský bazén z J (Mišík et al., 1991). Ojedinele sa v nich vyskytujú (lom Košárovce) voľné jedince veľkých foraminifer *Assilina exponens* (SOWERBY) a *Nummulites* sp. (foto 15) s vekovým zaradením stredný eocén až bartón (príloha 13; Buček in Žec et al., 2005a).



Foto 15. Voľné jedince veľkých foraminifer *Assilina exponens* (SOWERBY) a *Nummulites* sp. Lom na J od Košároviec (foto J. Bóna).

### 33a bloky organogénneho vápenca

Vyskytujú sa v krynickej jednotke, prevažne v južnej časti skúmaného územia, a vystupujú v niekoľkých pruhoch v jeho východnej aj západnej časti. V západnej sú to bloky organogénneho vápenca veľké 0,3 – 0,7 m v dolinách potokov na J od obce Lukáčovce, najmä v oblasti Medzgerovky. Ďalšie výskyty sa pozorovali na S od Gruzoviec a Brestova (foto 16, 17), a to v záveroch doliny Dolného potoka (na S od kóty Grúň /291 m n. m./) a Hradského jarku, ako aj na JZ od Lubiše, a to v oblasti kóty Tieň (275,0 m n. m.). Vo východnej časti regiónu vystupujú na SV od Inoviec v záveroch potokov. Sú charakteristické rozptýlenými obliakmi najmä vápenca, priemere veľkými od 30 cm až do 1 m. Západnejšie vystupuje horizont s blokmi vápenca (dominantne) na J od Šmigov-



ca, a to v potokoch na Z aj V od kóty Úboč. Bloky sú veľké do 30 cm. Vo vrte Šmigovec-1 v hĺbke 4 až 15 m boli zachytené obliaky vápenca a iného exotického materiálu (obr. 13).



Foto 16. Blok sivokrémového organodetrického/organogénneho vápenca (~ 30 cm) v doline Dolného potoka na S od Gruzoviec (foto B. Žec).

Obliakové zloženie polymiktného drobnozrnného až hrubozrnného zlepenca (s ojedinelými blokmi karbonátu veľkými až do 0,5 m) na J od potoka Hatka okrem obliakov kremeňa tvorí aj svetlohnedý a krémový kalový, svetlosivý a sivobiely mikritický a svetlosivý a sivý organogénny a organodetrický vápenec s početnými prierezmi rias, koralov, machoviek, lastúrmikov, krinoidov, zriedka kremenný porfýr (paleoryolit), zelenkastofialový melafýr, sivobiely jemnozrnný granit, sivozelený vápnitý kvarcit a svetlohnedý strednozrnný kremenec. Pesl a Menčík (1957) zistili aj výskyt (veľmi ojedinele) obliakov strednozrnného biotického granitu, ružového a zeleného kvarcitu.

V strednozrnnom až hrubozrnnom pieskovci v zlepencomom horizonte sú veľmi zriedkavé aj polozaoblené úlomky tehlovočervenej bridlice.

Najsevernejšie vystupuje pruh obliakov tiahnuci sa na J od potoka Hatka pri Lukačovciach a neprerušovane pokračuje až do oblasti na J od Vít'azoviec. Západné, ale prerušované pokračovanie pruhu polymiktného zlepenca sa zistilo podľa ojedinelých blokov karbonátu v potoku Žarnovec, v nepomenovanom potoku na JV od kóty Stykovica (377 m n. m.) a inde. Možno ho sledovať aj smerom



Foto 17. Blok sivobieleho vápenca (~ 50 cm) v závere doliny Hradského potoka na S od Brestova (foto B. Žec).

na Z až do oblasti Holčíkoviec, v oblasti medzi Dobrou nad Ondavou a Valkovom. Buček (príl. 13 in Žec et al., 2005a) zo vzoriek odobraných na J od Valkova (d. b. NBŽ-1522 in Žec et al., 2005a; príl. 3.1 – 3.9) stratigraficky stanovil vek na ?mladší titón až starší berias (cf. Mišík et al., 1991, str. 25).

V tomto krémovom kalovom vápenci – biopelmikrite (*wackestone*) – sú prítomné prierezy juvenilných amonitov, rovníkové prierezy rekrystalizovaných rastier belemnitov, foraminifery *Textularia* sp. a *Nodosaria* sp. (i juvenilné „vlákna“) aj sesilné formy (*Nubecularia* sp.). Buček (príl. 13 in Žec et al., 2005a) zo vzoriek odobraných na J od Lukačoviec (NBKo-83a – d, NBKo-85) stratigraficky stanovil vek vápencov na barém až starší apt. Tento sivý a sivokrémový plynokodný organodetritický/organogénny vápenec (urgónska fácia) s orbitolínami je biomikrit a biointrasparit (*wackestone*), silne rekrystalizovaný, s miliolidovo-lastúrnikovo-echinodermovo-orbitolínovou a orbitolínovo-koralovo-hydrozoovo-bačinelovou mikrofáciou. Z bentických veľkých foraminifer je zastúpený druh *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) a *Palorbitolina* sp. a na tomto základe tieto vrstvy plynokodného vápenca zaradujeme do barému až staršieho aptu. Takmer vo všetkých výbrusoch sú časté prvky z dezintegrácie jadra rifu (biohermy) alebo ide o menšie nárusty (*patch reefs*) v rámci lagúny. Rekrystalizované koralý a ?hydrozoá sú prerastené *Bacinella irregularis* RADOIČIČ. Časté sú foraminifery (i sesilné formy), menej časté sú úlomky lastúrnikov a echinodermové



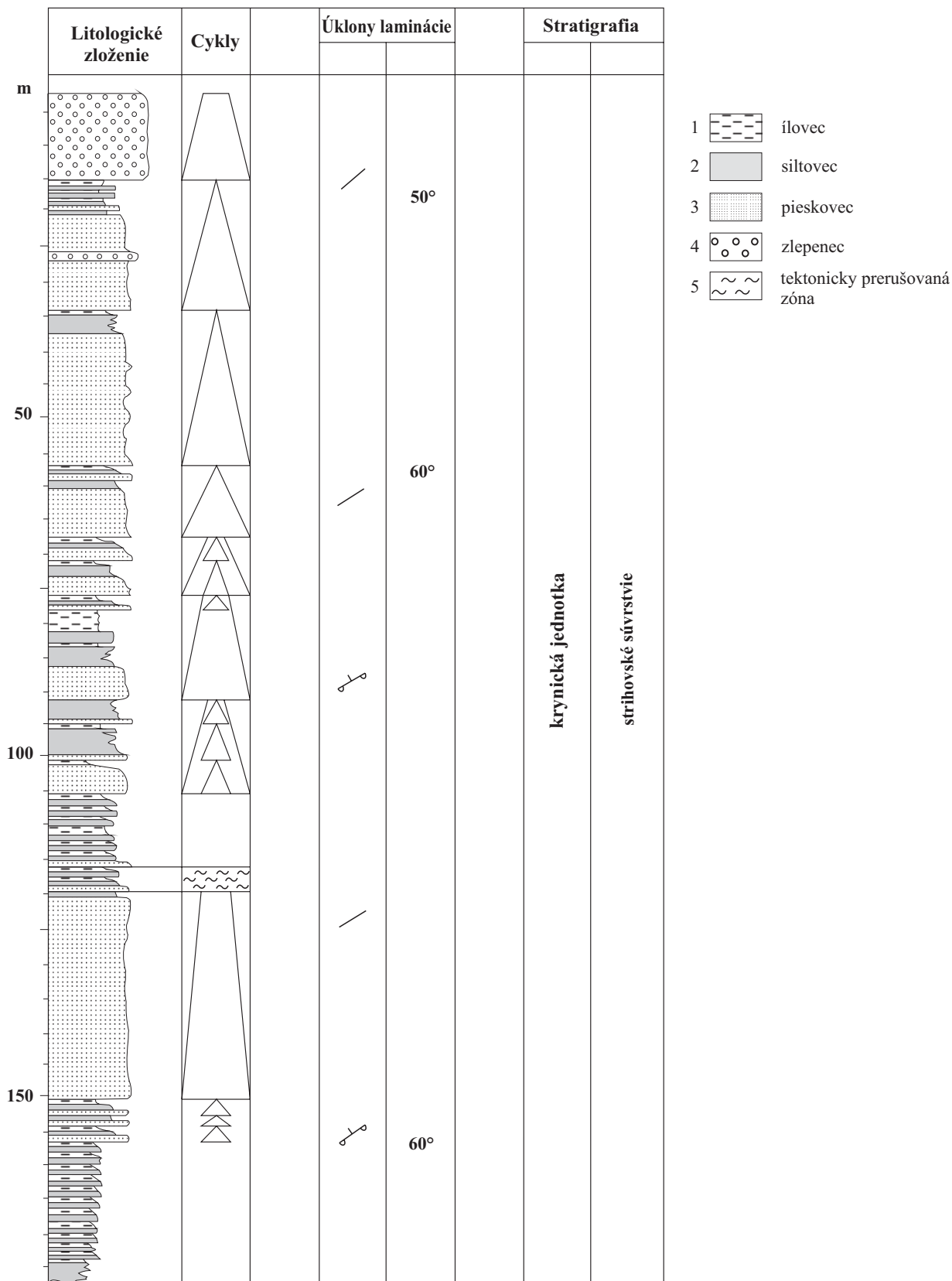
články. Zriedka sa vyskytujú ostne ježoviek a úlomky dasykladálnych rias. Zistené mikrofácie zodpovedajú zarifovej oblasti, lagúne s otvorenou aj obmedzenou cirkuláciou vody – SMF-9, -12, -16 s rifotvornými organizmami (cf. Mišík et al., l. c., s. 30 – 33).

### **33b polymiktný alebo monomiktný zlepenec (najmä kremeň)**

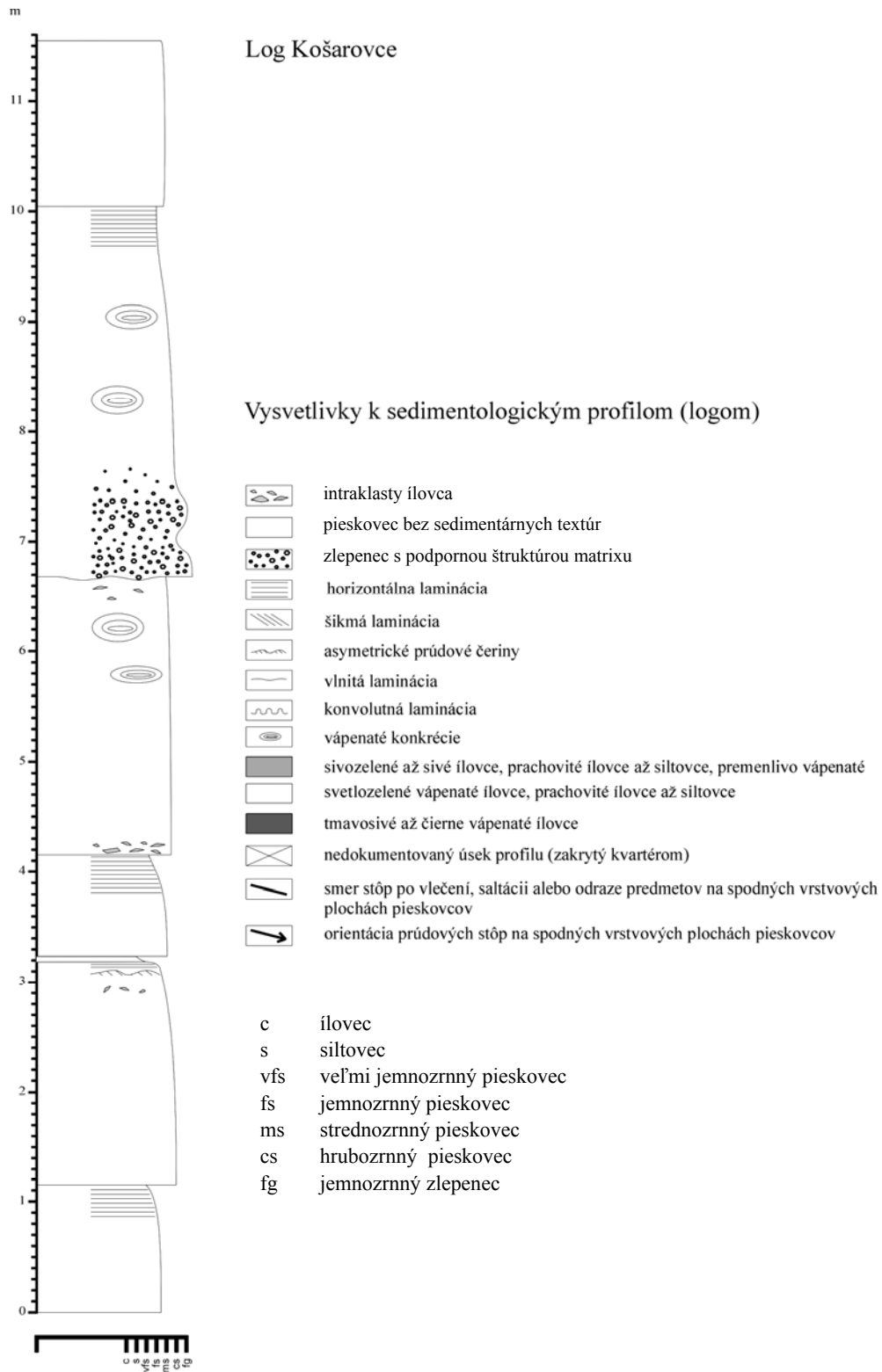
Polymiktný alebo monomiktný zlepenec strihovského súvrstvia sa vyskytuje so strihovským pieskovcom a spolu tvoria relatívne tenké horizonty (hrubé niekoľko, najviac 100 m?). Možno ich sledovať v niekoľkých pruhoch smeru SZ až JV z okolia Hrabovej Roztoky a Ruskej Bystrej (list 38-214) smerom na Inovce (list 38-241). Zlepenecové fácie sú v odkryvoch málokedy. Zvyčajne sa nachádzajú zvetrané v delúviu, často iba ako obliaky oddelené z materského zlepenca. Zlepenec je prevažne jemnozrnný (obliaky veľké 0,2 – 2 cm), masívny, niekedy pozitívne gradovaný. Zo sedimentárnych textúr je sporadicky pozorovateľná horizontálna laminácia a miskovitá textúra po úniku vody, čo svedčí o rýchlej sedimentácii zo zvodnenej masy koncentrovaného gravitačného prúdu.

V oblasti Tichého potoka [d. b. NBK-1045 in Žec et al., 2005b, cca 1,5 km na JV od Hrabovej Roztoky (list 38-214)] zlepenec s podpornou štruktúrou obliakov tvoria polozaoblené klasty sivého až sivobieleho kremeňa veľké prevažne 0,5 až 2 cm, v menšej miere kvarcitické horniny. Niektoré klasty sú veľké až 15 cm. V oblasti medzi Ruskou Bystrou a Hrabovou Roztokou (d. b. NBB-485 a NBB-486, lokalita Biely kameň) má zlepenec piesčitéj matrix s muskovitom. Obliaky sú veľké 1 – 7, lokálne až 40 cm a sú prevažne z kremeňa a kvarcitu čiernej, bielej a sivej farby.

Sedimenty strihovského súvrstvia sú v skúmanom území slabo odkryté a to sťažuje ich štúdium. Ich sedimentologickú povahu sme skúmali v opustenom lome pri Košarovciach (obr. 14, foto 18). Pieskovec v lome tvorí vrstvy hrubé 92 – 285 cm a časté sú aj guľovité konkrécie veľké 0,5 – 1,0 m (foto 19, 20). Pieskovec je v absolútnej prevahe nad zeleným vápenatým ílovcom (foto 21), ktorý je v tomto odkryve iba v jednej vrstvičke hrubej 3 – 5 cm. Pomer P/I (celková hrúbka pieskovca so zlepencom/celková hrúbka ílovca) je 220 a index vrstvitosti (počet vrstiev na 1 m sedimentárneho sledu) 0,54. Pieskovec je prevažne masívny, vo vrchných častiach gradovaný, so zachovanou horizontálnou, redšie so šikmou čerinovou lamináciou. Lamináciu zvyrazňujú drevité (rašelinové?) červonohedé úlomky (foto 22) a hojný klastický muskovit. Majú charakter vysokohustotných turbiditov (Lowe, 1982), resp. koncentrovaných gravitačných prúdov (Mulder a Alexander, 2001) so zachovanými Boumovými intervalmi  $T_a$  v spodnej a  $T_b$  a  $T_c$  vo vrchnej časti vrstiev (Bouma, 1962). Sporadicky sa vyskytujúce polohy mikrokonglomerátu vyplňajú erozívne štruktúry na báze vrstvy a vo vyššej časti tvoria trakčné šlirovité textúry (interval  $S_1$ , Lowe, 1982). Pieskovec možno petrograficky klasifikovať ako subarkózový arenit (Si-řáňová in Žec et al., 2005a, príl. 12). Je prevažne vápnitý (tab. 6).



Obr. 13. Litologický profil vrtu Šmigovec-1. Zostavil Kobulský (in Žec et al., 2005b) na základe geologickej dokumentácie vrtu (Slávik, 1969).



Obr. 14. Sedimentologický profil (log) „strihovských pieskovcov“, lom Košarovce (Kováčik in Žec et al., 2005a).



Foto 18. Východ tzv. strihovských pieskocov v lome na J od Košaroviec (foto B. Žec).



Foto 19. Lom Košarovce, odkryv v „strihovských pieskococh“. Guľovito (~ 0,7 m) vyvetrávajúca konkrécia vápňitého jemnozrnného pieskovca je produktom diagenézy a selektívneho zvetrávania (foto B. Žec).





Foto 20. Lom Košarovec, prierez guľovito vyvetrávajúcou konkréciou vápňitého jemnozrného pieskovca. Dĺžka noža ~ 10 cm (foto B. Žec).



Foto 21. Lom Košarovec, odkryv v tzv. „stříhovských pieskovcov“, šošovka sivozeleného ílovca (foto B. Žec).



Foto 22. Lom Košarovce, drevité, čiastočne zuhoľnatené úlomky (~ 30 cm) červenohnedej farby (foto B. Žec).



Foto 22. Východ „strihovských“ pieskovcov v bočnom prítoku potoka Oľka na JZ od obce Girovce (d. b. NBŽ-2200, foto B. Žec).

Spodné časti súvrstvia tvorí drobnorytmický vývoj, pre ktorý je charakteristická drobnocyklikká a rytmická sedimentácia, t. j. striedanie decimetrových polôh jemnozrnného a strednozrnného pieskovca a decimetrových až centimetrových vložiek piesčitej a ílovitej bridlice, v ktorých sú iba zriedka na báze väčších cyklov centimetrové a decimetrové vložky hrubozrnného pieskovca (foto 23), gravelitu až drobnozrnného zlepenca.

Tab. 6. Silikátová analýza pieskovca (NBŽ-1176) a mikrokonglomerátu (KOŠ-1); strihovské súvrstvie, lom Košarovec.

Označenie	SiO <sub>2</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	CaO (%)	MgO (%)	TiO <sub>2</sub> (%)	MnO (%)	K <sub>2</sub> O (%)	Na <sub>2</sub> O (%)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	SO <sub>3</sub> (%)	Str. žih.	H <sub>2</sub> O (%)
NBŽ-1176	71,49	8,25	2,58	5,61	1,67	0,49	0,04	1,87	1,63	0,08	–	6,02	0,83
KOŠ-1	72,37	8,29	2,91	5,03	1,52	0,52	0,03	1,86	1,54	0,07	<0,01	5,74	1,00

### Inovské súvrstvie (stredný eocén? – mladší eocén)

Inovské súvrstvie definoval Potfaj (in Žec et al., 1997), a reprezentujú ho najmä vrstvy pestrofarebného ílovca. Pomenované je podľa obce Inovce.

### 32 červený a hnedý vápnný ílovec

Ide o súbor červenofialového, žltobieleho a zelenomodrosivého „pestrého“ ílovca, ktorý vystupuje na malom priestranstve a len v obmedzenej hrúbke (do 10 m). Jeho výskyt sa viaže na južné okolie Inoviec (d. b. P-172). V brehu potoka na jv. okraji Inoviec nad hradskou vystupuje hnedosivý až hnedý vápnný ílovec až slieňovec. Niekoľko tvrdších vrstiev obsahuje zvyšky hnedých rybích šupín. Z modrastého vápnného ílovca tejto lokality sa získalo nanoplanktónové spoločenstvo (Ben 89/1) s *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE) a *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY). Spoločenstvo je aspoň strednoeocénne a pri neprítomnosti diskoasterov možno jeho vek pokladať za mladší eocén. Zo sivého vápnného ílovca vyššie (Ben 89) je bohatá vzorka s *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE), *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY), *Lanternithus minutus* STRADNER, *Semihololithus biskayae* PERCH-NIELSEN a *Zygrhblithus bijugatus* (DEFLANDRE) a redeponované staršie druhy. Spoločenstvo takisto indikuje najmenej strednoeocénny, možno až priabónsky vek.

Tento komplex je ekvivalentom Leškových globigerínových slieňov, menilitových a krosnianskych vrstiev (Leško a Samuel, 1960; Leško et al., 1964) s vekom mladší eocén až starší oligocén na základe výskytu planktonických foraminifer *Cibicides* cf. *lopjanicus* MJATLIUK a *Globigerina officinalis* SUBBOTINA v globigerínových slieňoch.

## Menilitové súvrstvie (mladší eocén)

Menilitové súvrstvie vnútornej časti magurskej jednotky je faciálne pomerne pestré a oproti menilitovému súvrstviu vonkajších flyšových jednotiek značne tenšie. V skúmanom území bolo vyčlenené na základe výskytu sivozelenkastého vápnnitého ílovca s hnedastou patinou a s lístkovitou odlučnosťou vo výkope na ľavom brehu VD Domaša (lokalita Evita, dok. bod M 66, in Žec et al., 2005b, príl. 3.1 – 3.10).

### 31 sivozelenkastý vápnnitý ílovec, kremenný pieskovec až siltovec

Pre súvrstvie je charakteristický sivý vápnnitý ílovec, laminovaný a jemne piesčitý, s belavým náletom, na plochách laminácie vystupujúci v subhorizontálnej pozícii. V podloží výkopu je vrstva rozpadavého strednozrnného až hrubozrnného pieskovca. Hlbšie v brehu jazera je žltkastý rozpadavý kremenný pieskovec až siltovec s muskovitom (dok. bod M 67 in Žec et al., 2005b, príl. 3). V zvetranom hlinitom pokryve sa vyskytujú biele vápencové cicváre.

Pesl (1960) z územia medzi Víťazovcami a Karnou na SZ od Brestova a Veľkej Domaše opisuje ako „menilitové“ vrstvy (horizonty) tenkolupeňovitého žltosivého ílovca s belavou patinou. Zaradil ich však ku komplexu vrchného oddielu paleogénu, ale predtým celý súbor do tzv. *ohradzianskej jednotky* (Pesl a Menčík, 1957). Je zaujímavé, že v tejto práci (l. c.) i na mape sú na báze komplexu vyznačené aj „*pestré vrstvy*“, ktoré z neskorších interpretácií už boli vypustené, resp. pričlenené k vrchnému oddielu paleogénu. Podľa všetkého aspoň časť týchto „*pestrých vrstiev*“ pôvodne reprezentovala neskoršie menilitové vrstvy. Menilitové súvrstvie opisujú aj Stráňík (1965) a Leško, pričom Leško laminované ílovce kladie do vyššej časti *menilitových vrstiev* (Leško a Samuel, 1968).

Hrúbka menilitového súvrstvia nie je stála (op. cit.) a v území, ktorým sa zaoberáme, pravdepodobne neprekračuje 25 m. Z ílovca pochádza bohaté spoločenstvo vápnnitého nanoplanktónu s významnejšími druhmi *Chiasmolithus oamaruensis* (DEFL.), *Discoaster saipanensis* BRAM. et RIEDEL, *Reticulofenestra umbilica* LEVIN, *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE) a *Isthmolithus recurvus* DEFL. (Žecová in Žec et al., 2005b, príl. 12). Na základe týchto určení možno vek súvrstvia označiť za mladší eocén – priabón.

### Malcovské súvrstvie (mladší eocén – starší oligocén)

Malcovské súvrstvie vystupuje v západnej časti študovaného územia, a to najmä v dvoch oblastiach, v okolí Ohradzian a Karnej, ako aj v oblasti Veľkej Domaše (na JZ od Holčíkoviec), ale výskyty v oblasti Veľkej Domaše sa nám terénnymi prácami nepodarilo potvrdiť. Identifikácia a vyčlenenie malcovského súvrstvia v zmapovanej oblasti si však zasluhuje osobitnú pozornosť. Podľa mapových podkladov z 50. a 60. rokov 20. stor. (Pesl, 1957; Pesl a Menčík, 1960) sa



malcovské súvrstvie v západnej časti územia (tam ako ohradzianska jednotka, resp. vyšší oddiel paleogénu) vyznačilo aj na generálnej mape mierky 1 : 200 000 (Buday et al., 1964) ako malcovské vrstvy. Leško a Samuel (1968) opisali malcovské vrstvy mladšieho eocénu ako prevažne pelitické, s karbonatickým zlepencom pri spodku, s jasielskymi laminovanými lupkami a s podmorskými zosuvnými telesami. Tieto fácie sa v tomto území nenašli.

### 30 ílovec (prevažne vápnitý), prachovec s pieskovcovými polohami

Súvrstvie, zastúpené prevažne vápnitým ílovcem a prachovcom s pieskovcovými polohami, vystupuje najmä na dvoch lokalitách, a to v oblasti Karnej, Ohradzian a Veľkej Domaše.

Malcovské súvrstvie možno bližšie definovať na základe celého radu geologických vrtných prác. Geologickoprieskumnými prácami (vrty VO-1 až VO-13) sa v oblasti Ohradzian a štyrmi vrtmi (VK-1 až VK-4) pri Karnej overili najvyššie členy malcovského súvrstvia. Tvoria ich prevažne vrstvy sivého a tmavosivého vápnitého ílovca. Podľa Varcholovej et al. (1992) na základe 17 vrtov (príl. 4, in Žec et al., 2005b) v malcovskom súvrství tejto oblasti je výrazná prevaha ílovca a prachovca nad pieskovcom (pomer 10 : 1 až 20 : 1). Prachovitý ílovec je väčšinou sivý, zelenosivý a vo vrchných častiach, kde je zvetraný, nadobúda hnedú a sivohnedú, ojedinele až čiernu farbu. Ílovec je lupeňovitý až doštičkovitej odlučnosti, s črepinovitým rozpadom, premenlivo prachovitý a iba miestami pozvoľna prechádza do väčších a menších polôh prachovca.

Podľa výsledkov vrtov v Karnej sa dali vyčleniť spodné a nadložné ílovcové vrstvy. Spodné sú vápnité, charakteristické vyšším podielom  $\text{CaCO}_3$ , a to až 40 %, a nadložné majú podiel  $\text{CaCO}_3$  do 20 %.

Podľa údajov z vrtov je pomer prachovitého ílovca k prachovcu zhruba 9 : 1. Pri zvetrávaní sú ílovec a prachovec až tmavohnedé. Pri ílovci sú nepravidelné polohy prachovca (piesčitejšie) a zriedka aj pieskovca. Pieskovec je jemnozrný až strednozrný. Prachovec a pieskovec sú tmavosivé a sľudnaté. Všeobecne prevláda pelit nad psamitom v pomere 4 : 1 až 10 : 1.

Na základe chemickej a rtg. analýzy (Varcholová et al., 1992) je hlavným ílovým minerálom illit (32 %), slabšie zastúpený je montmorillonit a chlorit (po 6 %) a kaolinit (4 %). V klastickej zložke prevláda kremeň (30 %), karbonát (13 %) a najmenej je zastúpený živec, limonit a ostatné minerály.

Podľa jediných údajov z geologického mapovania a sklonu vrstiev k osi vrtu sa zistilo, že na obidvoch lokalitách je smer vrstiev SZ – JV, s miernym sklonom 10 – 40° na JZ, iba miestami takmer V – Z až JZ – SV so sklonom na J a JV.

Tieto vrstvy vystupujú aj v oblasti Veľkej Domaše na JZ od Holčikoviec, a to veľmi obmedzene. Na vyznačenej ploche sme nezistili nijaký vhodný odkryv, na ktorom by sa dal potvrdiť výskyt a korektnosť zaradenia horninového podložia súvrstvia do malcovského súvrstvia. Na povrchu sme nachádzali iba zvetraniny,

prachovito-piesčitú a viac-menej ílovitú hlinu s ojedinelými úlomkami jemnozrného pieskovca, ktorý nebolo možné jednoznačne priradiť k niektorému z odlišovaných súvrství. Preto tam, kde bol na starších mapách (Pesl a Menčík 1957; Pesl, 1960) vyznačené malcovské súvrstvie a preukázateľne tam neboli odkryvy, ktoré by takéto zaradenie znemožnili, sme ponechali plochu zaradenú do malcovského súvrstvia.

Na základe opisov (l. c.) možno malcovské súvrstvie (*ílovcové vrstvy* auct.) tejto oblasti definovať ako súvrstvie v nadloží menilitových vrstiev s prevahou vápniteho, viac-menej piesčitého ílovca. Vrstvy hrubé niekoľko cm až metrov sú žltosivé, okrovohnedé až olivovozelené. Sú poprekladané jemnozrným, viac-menej ílovitým pieskovcom (5 – 15 cm), prípadne laminovaným belavými siltoými laminami hrubým do 1 cm.

Podľa superpozície je vek starší oligocén až mladší eocén. Ak by nie veľmi hodnoverný dokumentačný bod M 68 (in Žec et al., 2005b, príl. 3) na rázcestí na východnom brehu Domaše patril k malcovskému súvrstviu, potom na základe nanoplanktónového spoločenstva [*Pontosphaera latelliptica* B-BÉKE et BALDI, *Istmolithus recurvus* DEFL., *Blackites spinosus* (DEFL. et FERT), *Transversopontis fibula* GHETA, *Sphenolithus pseudoradians* BRAM. et WIL., *Chiasmolithus oamaruensis* (DEFL.) a i. – det. K. Žecová] možno tento vek považovať za potvrdený. Korábová (in Molnár et al., 1990, s. 21, príl. 14) z odobraných vzoriek na S od Karnej na kopci Hlinky (mapový list 38-121) opisuje vápnitý nanoplanktón, ktorý charakterizuje zónu NP-19 *Istmolithus recurvus* a zodpovedá najvyššej časti mladšieho eocénu. Spoločenstvá foraminifer (druh *Globigerina officinalis*) z tej istej lokality poukazujú na mladší eocén. Žecová (príl. 12 in Žec et al., 2005b) z odkopovej vzorky NBŽ-2434 (in Žec et al., 2005b), odobranej nad vrchným okrajom zarasteného lomu vystupujúceho na SZ od Ohradzian, opisuje bohaté spoločenstvo vápniteho nanoplanktónu, ktoré charakterizuje zónu NP-23 *Sphenolithus predistentus*, a to podľa spoločného výskytu druhov *Reticulofenestra lockeri* MÜLLER a *Reticulofenestra ornata* MÜLLER. Ďalšími opísanými druhom je *Blackites spinosus* (DEFLANDRE et FERT) HAY et TOWE, *Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE et RIEDEL) BRAMLETTE et SULLIVAN, *Coccolithus formosus* (KAMPTNER) ROTH, *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Cribocentrum coenurum* (REINHARDT) 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, *Discoaster* sp., *Discoaster barabadiensis* TAN, *Discoaster saipanensis* BRAMLETTE et RIEDEL, *Ellipsolithus* sp., *Ericsonia* cf. *E. subdisticha* (ROTH et HAY) ROTH, *Helicosphaera bramlettei* MÜLLER, *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE et WILCOXON, *Helicosphaera euphratis* HAQ, *Istmolithus recurvus* Deflandre, *Lanternithus minutus* STRADNER, *Neococcolithes dubius* (DEFLANDRE) BLACK, *Pontosphaera* sp., *Pontosphaera latelliptica* (BÁLDI-BÉKE et Báldi) PERCH-NIELSEN, *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER) ROTH, *Reticulofenestra* sp., *Reticulofenestra dictyoda*

(DEFLANDRE) STRADNER, *Reticulofenestra lockeri* MÜLLER, *Reticulofenestra ornata* MÜLLER, *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN et STRADNER) BRAMLETTE et WILCOXON, *Sphenolithus pseudoradians* BRAMLETTE et WILCOXON, *Sphenolithus radians* DEFLANDRE, *Transversopontis pulcher* (DEFLANDRE) PERCH-NIELSEN, *Transversopontis pulcheroides* (SULLIVAN) BÁLDI-BÉKE, *Tribrachiatus orthostylus* SHAMRAI a *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE) DEFLANDRE.

Hrúbka malcovského súvrstvia v oblasti je pomerne malá. Odhadujeme ju na niekoľko desiatok metrov, ale najviac do 200 m. Molnár (in Molnár et al., 1990) predpokladá, že malcovské súvrstvie je hrubé 150 – 400 m.

## 6.4. VNÚTROKARPATSKÝ PALEOGÉN

### Podtatranská skupina

Sedimenty vnútrokarpatského paleogénu podtatranskej skupiny vystupujú v skúmanom území obmedzene, a to len v jeho jv. časti, na JV od bradlového pásma. V zmysle Grossovho delenia podtatranskej skupiny (Gross et al., 1984) sme v zmapovanom území aj s použitím údajov Molnára et al. (1988) vyčlenili borovské a zuberecké súvrstvie.

### Borovské súvrstvie (stredný eocén)

#### 29 bazálny karbonátový zlepenec, brekcia a pieskovec

Bazálne karbonátové sedimenty reprezentované najmä karbonátovou brekciou a v menšej miere zlepencom a pieskovcom vystupujú ojedinele v oblasti kóty Inovec (319,8 m n. m.). Hrúbka súvrstvia v tejto časti kolíše od niekoľko metrov do 50 m. Sedimenty borovského súvrstvia v oblasti Kamenice nad Cirochou a Jasenova (mimo regiónu) transgresívne nasadajú na humenské mezozoikum a dosahujú hrúbku cca 200 m (Jacko ml. in Žec et al., 1997).

Litologicky sa borovské súvrstvie skladá z hrubozrnnej karbonátovej brekcie a slabšie je zastúpený zlepenec a žltohnedý až ružovkastohnedý pieskovec. Materiál brekcie a zlepenca je prevažne z úlomkov a blokov (veľkých až 0,5 m) vápenca, dolomitu, krinoidového a oolitického vápenca a kremenca. Tmel je vápny, miestami dolomitický. V medzernej hmote je zriedkavá fauna veľkých foraminifer. Charakteristickou črtou týchto detritov je ich monomiktné zloženie. Zistili sa iba klasty karbonátu. Zlepenec je netriedený, s chaotickým usporiadaním klastov s podpornou štruktúrou matrixu, pieskovec strednozrný až hrubozrný, miestami s rozpadom až na štrk.

Súvrstvie je na obsah fosilií vcelku chudobné. Vaňová in Molnár et al. (1988) stratigraficky doložila súvrstvie na základe spoločenstiev veľkých foraminifer, v ktorých sa určil druh *Nummulites gallensis* (HEIM), *Nummulites*

*subdistans* (HARPE), *Nummulites discorbinus* (SCHLOTHEIM), *Nummulites variolarius* (LAMARCH), *Nummulites anomalus anomalus* HARPE, *Nummulites perforatus* (MONFORT), *Discocyclusina* cf. *scalaris* (SCHLUMBURGER), *Discocyclusina umbo* (SCHAFHÄUTL), *Discocyclusina roberti* DOUVILLÉ a *Assilina exponens* (SOWERBY).

Podľa tohto spoločenstva sa súvrstvie zaradilo do stredného eocénu (stredný až mladší lutét).

## **Zuberecké súvrstvie (mladší eocén – starší oligocén)**

Na stavbe opisovaného územia sa prevažne zúčastňuje zuberecké súvrstvie. Najrozšírenejšie je v oblasti na JV od Slovenskej Kajne a v území medzi Tovarňým, Hudcovcami, Topoľovkou a Humenným. Jeho hrúbku odhadujeme na 500 až 1 500 m.

### **28 pieskovec, ílovec a prachovec s vložkami polymiktného zlepenca**

Z litofáciálnej stránky má súvrstvie flyšový charakter a predstavuje ho striedanie pieskovcových a ílovcových lavíc s vložkami zlepenca. Litologický charakter je známy predovšetkým z plochých vrto. Pomer pieskovca k ílovcu kolíše v pomere od 2 : 1 do 1 : 2. Prevalu pieskovca nad ílovcem indikuje aj relatívne strmý reliéf terénu. Pieskovec je prevažne strednozrnný až hrubozrnný, jemne sľudnatý, sivý, hnedosivý a po navetraní získava žltohnedú až hrdzavohnedú farbu so závalkami Fe-Mn oxidov. Zvyčajne je masívny, s občasne vyvinutou lamináciou a s gradačným zvrstvením. Hrúbka pieskovcových lavíc kolíše v priemere od 5 do 25 cm. Prachovec a ílovec sú sivé, zelenosivé až čiernosivé, po navetraní sivohnedé až hnedé. Majú bridličnatý, tabuľkovitý a črepinovitý rozpad. Hrúbka ílovca a prachovca je od 5 do 60 cm. V súvrství sa vyskytuje aj polymiktný drobnozrnný až strednozrnný zlepenec a vytvára polohy hrubé od niekoľko cm až do niekoľko metrov. Zlepenec je hrubozrnný, slabo spevnený, polymiktný, s obliakmi do 5 – 10, ojedinele až do 20 cm. Tmel je piesčitý, s množstvom limonitu a zuhoľnatej flóry.

Súvrstvie je pomerne dobre odkryté v bývalej tehelni v Humennom za benzínovou čerpacou stanicou Shell. Tvorí ho prevažne jemný siltový vápnný ílovec hnedastosivého a zelenkastosivého odtieňa vo vrstvách hrubých 10 – 50 cm, prevrstvený jemnozrnným až strednozrnným pieskovcom s čerinovým zvrstvením. Pieskovec vystupuje vo vrstvách hrubých 5 – 8 cm a niektoré hrubšie vrstvy majú ílovcové klasty. Celkovo je v prevahe pelít ( $P = \pm 0,3$ ).

Druhou významnejšou lokalitou je odkryv v pravom brehu potoka na Z od Slovenskej Kajne. Pieskovec vystupuje vo vrstvách hrubých 5 – 50 cm, dohora laminovaných, s muskovitom, sečkou a s ojedinelými glaukonitovými zrnkami. Ílovec je zelenkastosivý, vápnný. Pomer P/I = približne 1. Podobný charakter majú aj rozsypy v záreze hradskej pod hradom Čičava.

Celé súvrstvie obsahuje len chudobné spoločenstvá mikrofauny. Gašpariková in Molnár et al. (1988) zo vzorky z rokliny na SSV od Tane (na jv. okraji opísaného regiónu) na základe spoločenstva planktonických foraminifer *Globigerina danvillensis* HOWE et WALLACE, *Globigerina linaperta linaperta* FINLAY, *Globigerina liverovskae* (BYKOVA), *Globigerina officinalis* SUBBOTINA, *Globigerina postcretacea* MJATLJUK, *Globigerina* ex gr. *yeguaensis* WEINZIERL et APPLIN a *Turborotalia* (T.) *centralis* (CUSHMAN et BERMUDEZ) odhadla vek súvrstvia na mladší eocén až starší oligocén. Potvrdzujú to aj naše zistenia z dok. bodu M15 (in Žec et al., 2005b, príl. 3) – *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER), *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE), *Erisconia* cf. *subdisticha* (ROTH et HAY) a *Helicosphaera euphratis* HAQ (det. Žecová a Potfaj).

Hrúbku paleogénneho súvrstvia odhadujeme na asi 800 m.

## 6.5. NEOGÉNNE MOLASOVÉ SEDIMENTY A VULKANITY

### *Neogénne molasové sedimenty*

Sedimenty neogénnej molasy vystupujú na jv. strane regiónu Nízke Beskydy-stredná časť veľmi sporadicky. S použitím údajov Molnára et al. (1988) sme vyčlenili kladzianske a nižnohrabovské súvrstvie. Na povrchu sa neogénne sedimenty tektonicky stýkajú so sedimentmi vnútrokarpatského paleogénu, na ktoré pôvodne transgredovali. Neogénne sedimenty sú reprezentované súvrstviami karpátu (kladzianske súvrstvie) a bádenu (nižnohrabovské súvrstvie).

### **Kladzianske súvrstvie (mladší karpát)**

#### **27 pestrý ílovec s pieskovcovými polohami**

Kladzianske súvrstvie reprezentované pestrým ílovcem s pieskovcovými polohami vystupuje na povrchu v úzkom, tektonicky ohraničenom pruhu smeru SZ – JV približne od kóty Chrašť (280,2 m n. m.) na SV až do oblasti Sedlísk na JV. Charakteristický preň je pelitický vývoj sedimentov, ktoré sú sčasti prekryté kvartérnymi sedimentmi. Najväčšou hrúbkou súvrstvia (in Molnár et al., 1988) prenikol vrt Vranov-I (2,0 – 419,0 m). Pravá hrúbka prevrätaného intervalu je 270 m, ale celková prekračuje 600 m. Táto litostratigrafická jednotka je najvyššou časťou karpátu, ktorým karpatská sedimentácia doznieva.

Litologicky prevažujú pestrosfarbený ílovec a fialovohnedý až červenofialový prachovec striedajúce sa so sivým až svetlozelenosivým ílovcem. V ňom sú polohy drobnozrnitého pieskovca spravidla do hrúbky 0,5 m, ojedinele 1 – 3 m. Sporadicky sa vyskytuje stredozrnitý až hrubozrnitý pieskovec s maximálnou hrúbkou 1 m, lokálne s prímiesou psefitických úlomkov do 0,5 cm. Charakteristickým znakom sú konkordantne uložené vrstvičky (0,5 – 2 cm) vláknitého sadrovca.

Mikrofaunisticky je súvrstvie zväčša sterilné.

## Nížohrabovské súvrstvie (starší bádén)

### 26 strednozrnný až hrubozrnný pieskovec s polohami a vložkami sivého ílovca

Súvrstvie na povrchu vystupuje v úzkom tektonickom pruhu medzi Taňou a Sedliskami. Styk s kladzianskym súvrstviem vystupujúcim na SV je tektonický, s nadložným vranovským konkordantný. Tvorí ho hranica polôh hrabovského tufu a nadložných pieskovcových vrstiev. Súvrstvie je sklonené 45° na JZ (in Molnár et al., 1988).

Súvrstvie litologicky predstavuje najmä pieskovec, pričom ílovec tvorí len tenké preplástky. Strednozrnný až hrubozrnný pieskovec je hnedosivý, po zvetraní žltohnedý až hnedožltý a často sa rozpadáva na piesok. Je slabo vápnitý, s čiastočne kaolinizovanými živcami. Pieskovec najčastejšie vystupuje vo forme lavíc hrubých 0,5 – 2,0, ojedinele až 3,0 m. Medzi lavicami sa spravidla vyvinula vrstvička ílovca až prachovca hrubá niekoľko cm. V pieskovci sa často vyskytujú útržky a závalky ílovca a lokálne klasticky angulárne úlomky kremeňa veľké 2 – 3 cm. Pozdĺž styku s kladzianskym súvrstviem vystupuje ílovec hrubý 0,2 až 2,0 m, ako aj jemnozrnný sľudnatý pieskovec s pozvoľnými prechodom až do prachovca striedajúceho sa s ílovcem. Ílovec je sivý, sivohnedý a po navetraní až hnedosivý.

Mikrofaunu ranobádenského veku preukázali Čícha a Kheil (1962) z podložia polôh hrabovského tufu pri Kučine a Lehotayová (1982) od Vranova n. Topľou.

### *Neogénne vulkanity*

Produkty neogénneho vulkanizmu vystupujú v južnej časti skúmaného regiónu. Na JZ sa v odkryvoch zachovali produkty bádenského vulkanizmu v oblasti Čičavy, kde ich reprezentujú roje ryodacitových dajok. V jv. časti regiónu vystupujú produkty strednosarmatského vulkanizmu (ladomirovský komplex) a mladšieho sarmatu až staršieho panónu (vulkány Vihorlatských vrchov).

### Čičavské ryodacitové dajky

#### 25 ryodacitové dajky (mladší bádén)

Na JV od Čičavy v úzkom pruhu vystupuje na povrch roj ryodacitových dajok prerážajúcich cez sedimenty zubereckého súvrstvia vnútrokarpatského paleogénu a kladzianskeho súvrstvia neogénu. Dajky sú veľké niekoľko metrov až desiatky metrov a nemajú homogénny charakter.

Dajky litologicky tvorí kompaktný sivobiely ryodacit s masívnou textúrou prechádzajúcou až do fluidálnej. Majú riedkoporfýrickú štruktúru. Výrastlice sa zachovali sporadicky (často ide iba o ich relikt) a predstavuje ich plagioklas,

ortoklas a v menšej miere kremeň. Základná hmota je mikroalotriomorfne zrnitá a skladá sa z agregátu plagioklasu, kremeňa a vybieleného biotitu. Štruktúra horniny býva postihnutá hydrotermálnymi premenami, najčastejšie silicifikáciou a argilitizáciou.

Vek žilných telies paralelizujeme s vekom pňovitých a žilných ryodacitových telies vystupujúcich na povrch v okolí Merníka (na JZ od skúmaného územia), kde sa potvrdil rádiometrický vek  $13,3 \pm 1,2$  mil. r. a  $13,2 \pm 3,0$  mil. r. (Repčok, 1977; Merlič a Spitzkovskaja, 1974).

## **Komplex nekov a dajok Ladomirov (ladomirovský komplex)**

### **24 andezitové neky a dajky (stredný sarmat)**

Na S až SV od stratovulkánu Morské oko v oblasti Ladomirova prenikajú cez sedimenty magurského príkrovu dajky a neky pyroxénicko-amfibolického andezitu. V lome pri ceste a za potokom na V od Ladomirova andezitové neky (foto 17 a 18) prenikajú najmä cez pieskovcové a ílovcové vrstvy zlínskeho súvrstvia račianskej jednotky a dajky a neky na JZ a J od kóty Runzák (379,5 m n. m.), na jz. strane cez pieskovcové a ílovcové vrstvy belovežského a zlínskeho súvrstvia bystrickej a račianskej jednotky. Na styku andezitových telies so sedimentmi vonkajšieho flyšového pásma sa spozorovalo termické prepracovanie sedimentov (foto 24) (pieskovca a ílovca). Poznatky o geologickej pozícii a petrografickú charakteristiku niektorých andezitových nekov z oblasti Ladomirova podali Džubera et al. (1966), Križáni a Džubera (1972) a Žec et al. (2005d, e).

Telesá sú masívne, s blokovito-doskovitou odlučnosťou (foto 25). Litologicky je andezit tmavosivý až čierny, má porfýrický charakter a ostrohranný sklovitý lom. Horninu tvoria biele až priedračné plagioklasy (od 2,5 do 1 mm) a miestami aj čierne mafické výrastlice (do 0,7 mm). Základná hmota je mikrolitická. Prevažne ju tvoria drobné lištovité plagioklasy prerastené anhedrálnymi draselnými živcami a anhedrálnymi, miestami až intersticiálnymi kremeňmi. Cez celú základnú hmotu preniká množstvo tyčinkovitých ilmenitov. V rámci základnej hmoty vystupujú malé korodované ortopyroxény (do 50  $\mu\text{m}$ ). Andezity vybraných nekov petrograficko-petrologicky opisuje Konečný (in Žec et al., 2005b, príl. 15).

Stredy výrastlíc plagioklasov sú výrazne bázičné ( $\sim\text{An}_{80}$ ). Bázičné sú aj plagioklasy inkludované v amfiboloch ( $\text{An}_{66-78}$ ), ale nemajú taký vysoký obsah An ako stredy výrastlíc. Zloženie prechodných a okrajových zón výrastlíc plagioklasov sa postupne posúva k nižšiemu obsahu anortitového komponentu ( $\sim\text{An}_{63}$ ). Trend všeobecného poklesu bazicity prerušujú oscilačné zóny.

Výrastlice amfibolov sú často korodované a vyznačujú sa zmenou zloženia od stredy po okraj vo forme normálnej zonality. Stredy majú pargasitové zloženie a smerom k okraju sú obrastené tschermakitom.

Napriek odlišnej pozícii v klasifikačnom diagrame majú amfiboly podobné zloženie. Tschermakit má pomer  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$  0,69 – 0,82 a pargasit 0,75 až



Foto 24. Termický kontakt andezitového neku a kalovcov zlínskeho súvrstvia račianskej jednotky. Lom na V od Ladomirova (foto B. Žec).



Foto 25. Blokovitá odlučnosť andezitu. Ladomirovský komplex, lom na V od Ladomirova (foto B. Žec).



0,78 a Si p. f. u. má tschermakit 6,12 – 6,02 a pargasit 6,26 – 6,01. Malé korodované ortopyroxény majú prevahu Mg nad Fe ( $Mg/(Mg + Fe) \cdot 100 = \sim 67$ ,  $En_{67}Wo_3Fs_{30}$ ). Lem okolo výrastlíc plagiokasov je oveľa kyslejší ( $An_{64}$ ) ako ich okraje. Väčšinou narastá na korodovaný okraj výrastlíc. Malé lištovité plagioklasy v základnej hmote sú ešte kyslejšie ( $An_{60-57}$ ) a súčasne majú vyšší obsah Or ( $Or_{1,5-2,2}$ ). Podľa formy výstupu v základnej hmote draselné živce koexistujú s plagioklasmí a vyznačujú sa vysokým obsahom komponentu Ab ( $Or_{69-73}$  a  $Ab_{25-29}$ ).

V optickom alebo elektrónovom mikroskope má hornina porfýrickú štruktúru. Medzi výrastlicami prevažujú plagioklasy nad pyroxénmi. Výrastlice plagiokasov, ktoré sa často prerastajú s pyroxénmi alebo sú v nich priamo inkludované, majú vysokú bazicitu ( $An_{80-83}$ ). Výrastlice klinopyroxénov majú nevýraznú oscilačnú zonálnosť a ich zloženie sa mení iba v malom rozsahu ( $\sim En_{42}Wo_{43}Fs_{13,5}$ ). Mnohé výrastlice klinopyroxénov majú lem, ktorý narastá na korodované výrastlice s odlišným zložením ( $En_{34-40}Wo_{37-40}Fs_{19-25}$ ). Analogickú skladbu majú aj malé klinopyroxény lokalizované v základnej hmote. Podobne ako klinopyroxény, aj ortopyroxény majú odlišné zloženie výrastlíc ( $En_{71-73}Wo_{2,6-2,8}Fs_{24-25}$ ) ako lem alebo malé kryštály v základnej hmote ( $En_{60-68}Wo_{3,3-3,7}Fs_{24-25}$ ).

Základnú hmotu temer výlučne tvorí lištovitý plagioklas. Alkalický živec, intersticiálny kremeň a úlomkovité alebo euhedrálne pyroxény sú zastúpené nepatrne. V základnej hmote vystupuje množstvo drobných lištovitých ilmenitov. Nižšou bazicitou v porovnaní s výrastlicami sa vyznačujú stredy lištovitých plagioklasov v základnej hmote ( $\sim An_{62}$ ) a smerom k okraju ich bazicita postupne ešte klesá až na  $An_{35}$ . V priemere prevažnú časť základnej hmoty tvoria plagioklasy s bazicitou  $An_{51-64}$ . Medzi ďalšími minerálmi v základnej hmote sme identifikovali raritný biotit s typickým intersticiálnym obmedzením. Vyznačuje sa nižším obsahom  $TiO_2$  (1,8 hm. %) a vyšším FeO (16,5 hm. %). Nápadné je vysoké zastúpenie F (6,3 hm. %). Kryštalinitu základnej hmoty možno zistiť podľa veľkosti lištovitých plagioklasov v smere osi c. Pohybuje sa okolo 150 až 200  $\mu m$ .

Veľkosť andezitových dajok je od metrov do niekoľko desiatok metrov. Rádiometrické datovanie (Pecskay et al., 1995) z telesa vystupujúceho na V od obce za potokom indikovalo stratigrafické zaradenie prieniku týchto telies (12,4  $\pm$  1,0 mil. r.) do stredného sarmatu.

## Vulkanity Vihorlatských vrchov

Masív vulkanitov Vihorlatských vrchov reprezentujú monogenetické a polygenetické vulkány, ako aj komplexy extruzívnych telies (Žec et al., 1997). Vo východnej časti študovaného územia ich dominantne reprezentujú efuzívno-explozívne produkty stratovulkánu Popriečny a Diel (mladší sarmat až starší panón).

## **Stratovulkán Popriečny**

Najvýchodnejšie situovanou vulkanickou štruktúrou Vihorlatských vrchov na území Slovenska je stratovulkán Popriečny. V sledovanom území vystupuje na JV od stratovulkánu Diel, a to v priestore na JV od Inoviec po štátnu hranicu s Ukrajinou (na V). V skúmanom regióne vystupuje len veľmi okrajovo. Prevažná časť vulkanickej štruktúry je mimo nášho územia, resp. vystupuje mimo regiónu. Stratovulkán je pomenovaný podľa kóty Popriečny (994,4 m n. m.). Na základe litologicko-petrografického štúdia jednotlivých facií, ako aj vulkanologicko-štruktúrnej analýzy stavby stratovulkánu sa vyčlenila formácia Popriečny a formácia Petrovce.

### **Formácia Popriečny (mladší sarmat – starší panón)**

Efuzívno-explozívna formácia Popriečny je staršou formáciou stratovulkánu a dominantne sa prejavuje v jeho stavbe. Zahŕňa relikť stratovulkanického kužeľa, proximálnu a distálnu vulkanickú zónu. Hrúbka formácie je veľmi variabilná. V zmapovanom území ju zastupujú dva litofaciálne členy, a to lávové prúdy strednoporfýrického pyroxénického andezitu, autochtónne aglomeráty a pyroklastická brekcia. Lávové prúdy formácie Popriečny sú významnou zložkou jej stavby. Majú malú až strednú hrúbku, ktorá narastá smerom od centra a pohybuje sa od 10 do 35 m. Lávové prúdy v spodnej časti spravidla buduje doskovito odlučný andezit s prechodom do blokovej odlučnosti. Na báze je častá brekciácia a výrazná oxidácia s hrúbkou do 2 m. Vo vrchnej časti prúdov sa vyvinulo intenzívnejšie napenenie (litofýzy do 2 – 5 cm), oxidácia a sklovitejší charakter. Lávové prúdy sú uložené s periklinálnym sklonom 20 – 28°.

### **23 autochtónne aglomeráty a pyroklastická brekcia**

Pre formáciu Popriečny je charakteristická prevaha explozívnych facií nad efuzívnymi. Reprezentujú ich najmä aglomeráty, vulkánska brekcia v striedaní s lapilovými pemzovými a popolovými uloženinami. Pyroklastický materiál je uložený v polohách hrubých okolo 0,5 m. Blokované aglomeráty tvoria najmä bloky napenenej lávy a vulkanickú brekciu fragmenty lávy a bomby. Fragmenty sú zložené zo strednoporfýrických až drobnoporfýrických pyroxénických andezitov. Lapilové a pemzové uloženiny tvorí žltohnedá angulárna až subangulárna pemza (1 – 5 cm) a lapily veľké až 3 cm. Matrix je tufový až tufovo-troskový.

### **22 lávové prúdy strednoporfýrického až hruboporfýrického pyroxénického andezitu**

Lávové prúdy tohto typu vystupujú v najvrchnejšej pozícii formácie Popriečny v striedaní s autochtónnymi pyroklastikami. Môžu reprezentovať až bazaltický typ andezitu. Majú blokovito-doskovitý charakter.

Charakteristická je pilotaxitická až intergranulárna základná hmota. Tvoria ju lištičky bázičského plagioklasu, zrnká pyroxénu s pigeonitom a s malým množstvom magnetitu a rekryštalizovaného skla. Výrastlice tvorí plagioklas ( $An_{70-80}$ , veľkosť 1,5 – 2,0 mm; obsah 20 %), augit (veľkosť 2 – 3 mm; 5 až 10 %), hypersten (veľkosť 1,0 mm; obsah 1 – 5 %). Časté sú glomeroporfýrické zhluky pyroxénov a plagioklasov veľké až 5 mm.

## **Formácia Petrovce (starší panón)**

Petrovce sú mladšia formácia a v podstatnej miere sa skladá z produktov efuzívnej aktivity, ktorá je dominantná. V opisovanom území ju zastupujú lávové prúdy strednoporfýrického až hruboporfýrického andezitu a nekmi amfibolicko-pyroxénického andezitu.

### **21 lávové prúdy strednoporfýrického až hruboporfýrického pyroxénického andezitu**

Lávové prúdy tohto typu vystupujú na vulkanických produktoch formácie Popriečny v oblasti kóty Holica (984 m n. m.) a sú charakteristické najmä doskovitou odlučnosťou. Výrastlice zastupuje plagioklas ( $An_{65-80}$ , veľkosť 1,0 až 2,5 mm; obsah 20 až 25 %), augit (1,0 – 3,5 mm; obsah 10 %), hypersten (0,5 až 1,5 mm; obsah 5 %) a ojedinele magnetit. Prítomné sú glomeroporfýrické zhluky veľké 4,0 mm. Základná hmota býva pilotaxitická až intergranulárna.

Vek staršieho panónu efuzívnej vulkanickej aktivity (10,1 až  $10,7 \pm 0,4$  mil. r.) je doložený rádiometrickým datovaním (in Žec et al., 1997) z andezitu lávového prúdu vystupujúceho na JZ od obce Husák a na S od Petroviec (mimo regiónu).

### **20 neky amfibolicko-pyroxénického andezitu**

Nek amfibolicko-pyroxénického andezitu vystupuje v oblasti kóty Hôrka (661,0 m n. m.) a rozmermi 100 x 50 m je vypeparovaný nad okolie cca 50 až 75 m. Vo vrcholovej časti je blokovitá odlučnosť orientovaná podľa smeru 225/35°. Andezit je porfýrický, s výrastlicami plagioklasu veľkými do 1 mm, ojedinele do 2,2 mm (obsah cca 20 %), amfibolu veľkými 1,1 mm a hyperstenu do 0,5 mm (obsah cca 1 – 2 %). Základná hmota je pilotaxitická a tvoria ju lišty plagioklasu veľké 0,4 – 0,6 mm a zrnká pyroxénu, plagioklasu a magnetitu. Ďalší nek rovnakého charakteru, ale podstatne menších rozmerov vystupuje asi 500 m smerom na V od kóty Hôrka.

## 6.6. KVARTÉR

Kvartérne sedimenty Nízkych Beskýd – Ondavskej a Laboreckej vrchoviny – v porovnaní s ostatnými územiaми Slovenska majú špecifický ráz. Príčinou je predovšetkým jednotvárná geologická stavba podložía, ktoré tvoria flyšové sekvencie hornín, málo a stredne odolných proti erózií. Špecifiká sa prejavujú hlavne v jednotvárnosti petrografického zloženia fluviálnych kvartérnych akumulácií a pri neotektonickej mobilite územia (cyklickom opakovaní fáz erózie akumulácie v kvartéri), čo podmieňuje rozsah a objem kvartérnych sedimentov a tým aj možnosti ich ďalšieho zachovania (obr. 15).

Pre kvartérne sedimenty južnej časti regiónu Nízkych Beskýd – na rozdiel od severnej – sú v oblasti Humenného, Sniny, Remetských Hámrov a Uble charakteristické nápadné odlišnosti, ktoré sú výsledkom rozdielov v geologickej stavbe a v neotektonickom a geomorfologickom vývoji. Geomorfologicky je územie pozdĺžnou zníženinou (žľab) na rozhraní vulkanitov Vihorlatských vrchov, bradlového pásma a duklianskej jednotky. Z hľadiska reliéfu ide o zníženinu peripieninského pásma, ktorou bol predisponovaný priebeh a usporiadanie riečnej siete, paleogeografický vývoj a sedimentácia v kvartéri.

Od flyšového pásma sa nápadne odlišuje severné úpäťové pásmo Vihorlatských vrchov, pre ktoré je charakteristický výraznejší (oproti J) zdvih a vykľonovanie pohoria. To ešte viac zvýšilo primárnu energiu reliéfu a tým prevahu prolúviálnej sedimentácie a intenzívnej svahovej modelácie.

V geologickej stavbe územia majú výraznejšie postavenie strednopleistocénne prolúviálne sedimenty náplavových kužeľov a fluviálnych sedimentov riečnych terás s dominantným postavením sedimentov vrchného pleistocénu a holocénu. Stratigraficky a morfológicky menej jasná je pozícia prolúviálnych sedimentov spodného pleistocénu. Dominantné postavenie majú aj delúviálne sedimenty. Pre ne je na flyšových súvrstviach charakteristická prevaha ílovitej hliny, ktorá spolu s charakterom podložía a so značnou energiou reliéfu podmieňuje rozsah svahových procesov, medzi ktorými dominuje plošný zmyv, soliflukcia a zosúvanie. Stratifikovateľným genetickým typom (popri prolúviálnych) sú fluviálne sedimenty terás Ondavy, Laborca, Cirochy, Ublianky a ich väčších prítokov. Ďalším významným a stratifikovateľným genetickým typom sú fluviálne, čiastočne prolúviálne sedimenty terás Ondavy, Laborca a ich väčších prítokov. Pre už skôr uvedené fakty sa v súčasnej geologickej stavbe územia len sporadicky zachovali staršie fluviálne a prolúviálne sedimenty riek a potokov s dominantným postavením sedimentov vrchného pleistocénu a holocénu.

Na aktívované tektonické línie zlomov najmä smeru SV – JZ, ako aj na lito-faciálne rozhrania flyšových súvrství sa viažu výskyty penovca (ojedinele až travertínu) a sintra roztrúseného po celom území.

Kvartérne sedimenty podľa morfolologickej pozície fluviaálnych a proluviaálnych sedimentov a ojedinelých výskytov fosilnej pôdy v pokryvoch polygenetickej hliny sprašového charakteru zaradujeme do staršieho, stredného a mladšieho pleistocénu a holocénu.

## **Pleistocén**

### **Starší pleistocén**

#### **Donau**

#### **19b proluviaálne sedimenty: štrk, rezíduá štrku najvyšších kvartérnych úrovní**

Morfologická a stratigrafická pozícia proluviaálneho štrku všeobecne patrí skôr do sústavy poriečnej rovne, no podľa formy výskytov a materiálu usudzujeme, že ide o rozsiahle náplavové kužele väčších potokov s rozsiahlou zbernou oblasťou a značnou energiou reliéfu. V študovanom území ide predovšetkým o potok Barnov, Dalkov, Veľký Tarnovský potok, Malá Bystrá, Kružina, Kolonička, Ladomirovský a Strihovský potok. Vo väčšine prípadov sú to zvyšky akumulácií zachované vo forme ostrovčekov s náznakom a formou ich patričnosti k jednotlivým tokom.

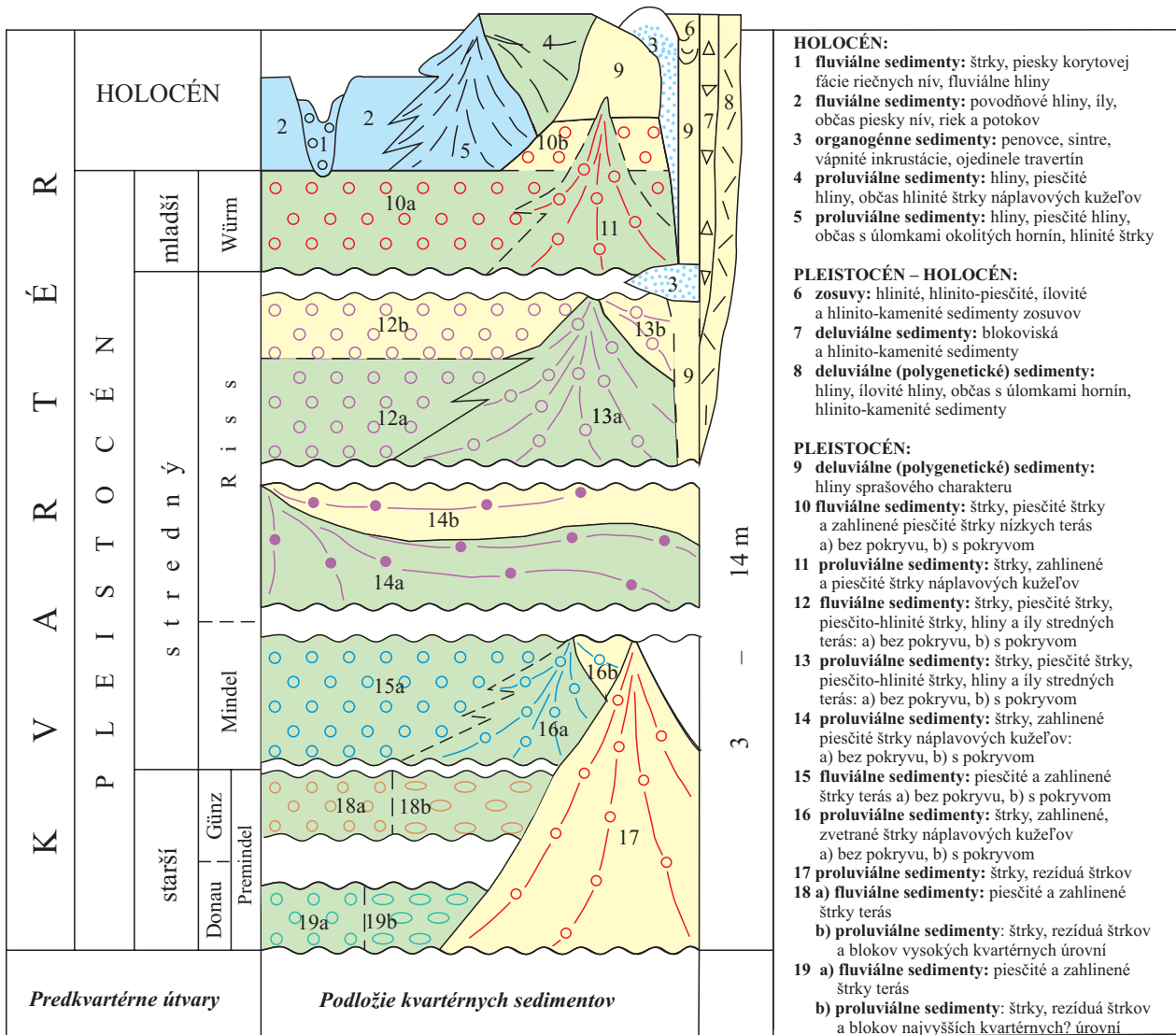
Najrozsiahlejší náplavový kužeľ si vytvorili potoky Barnov a Dalkov, ktorý je veľarovito rozšírený na S od Zemplínskych Hámrov (z väčšej časti sa nachádza mimo študovaného územia). Ostrovčekovite sa zachoval v okolí kóty Krušina (396 m n. m.). Rozsiahlejšie výskyt veľkých plošín s postupným spádom do doliny Širokého potoka sa dajú pozorovať medzi kótou Príslop a obcou Ladomirov (Roveň), ako aj rozsiahle plošiny s rezíduami andezitových balvanov v širšom okolí Strihoviec.

Kvartérne sedimenty náplavových kužeľov sú zastúpené rezíduami dobre opracovaných roztrúsených obliakov, ojedinele aj blokov zložených prevažne z andezitu. Ich viditeľná hrúbka je miestami 3 – 5 m. Obliakový materiál je spravidla zahlinený. Podľa morfolologickej pozície ho začleňujeme do staršieho pleistocénu (donau).

#### **19a fluviaálne sedimenty: piesčité a zahlinený štrk terás**

Sedimenty staršieho pleistocénu sa rudimentárne zachovali najmä v doline Ondavy, Oľky, sčasti Laborca a morfologicky vystupujú v dvoch výškových pozíciách, v relatívnej výške 90 – 110 m a 70 – 80 m nad Ondavou.

Podľa Harčára (1995) stratigrafická pozícia vyššej úrovne patrí skôr do sústavy poriečnej rovne, ale podľa lineárneho priebehu výskytov v rámci dolín usudzujeme, že ide o dolinný terasový systém formovaný a vložený pod úroveň zarovnaného povrchu poriečnej rovne. Na základe porovnania výškovej pozície



Obr. 15. Litostratigrafická tabuľka kvartéru Nízke Beskydy-stredná časť (Pristaš a Žec, 2005).

týchto sedimentov susednej podvihorlatskej oblasti, kde sú tieto sedimenty ešte vo vyššej morfolologickej pozícii, sa nazdávame, že ide o jednu z prvých akumulácií po separácii dolín v staršom pleistocéne, aj keď podľa Harčára (l. c.) zjavnejšie nepatrí ku konkrétnemu toku. Súvislejšie sa táto úroveň zachovala v okolí Stropkova a ďalej pokračuje po vodnú nádrž Domaša. Sporadicky ju možno pozorovať v doline Oľky v okolí Lukačoviec a Košaroviec. Korelujúce sedimenty tejto úrovne sú zastúpené rezíduami dobre opracovaných obliakov, zložených výlučne z pieskovca s priemerom od 10 – 15 a viac cm. Materiál je patinovaný a značne zvetraný.

## **Günz**

### **18b proluviálne sedimenty: štrk, reziduá štrku a blokov vysokých kvartérnych úrovní**

Na úpätí Vihorlatských vrchov pod najstaršou kvartérou úrovňou v relatívnej výške asi 140 m nad nivou Cirochy sa sporadicky vo forme ostrovov zachovali sedimenty mladšieho obdobia staršieho pleistocénu (günz). Súdobými sú pravdepodobne zarovnané plošiny na flyšových sedimentoch na rozvodí Laborca, Cirochy, Udavy a v doline Ublianky, ale tie vystupujú v nižšej morfolologickej pozícii. Nie je vylúčené, že v okolí Strihoviec a Lodomirova prekrývajú staršie pleistocénne proluviálne náplavy. Pozične a sedimentačne sa zreteľnejšie vyvinuli na kóte Štefkovo, Hrb a Dielec.

Uvedená akumulácia a úroveň, podobne ako predchádzajúca, patrí do spomínaných dolín severného a sv. úpätia Vihorlatských vrchov. Proluviálne sedimenty výplavov tvorí materiál vulkanoklastík s prevahou andezitu. Pre náplavy je charakteristická väčšia opracovanosť, nevytriedenosť a výskyt väčších blokov, ktoré sa mohli transportovať v hmote murových prúdov. Viditeľná hrúbka akumulácií je 2 – 3 m a maximálna 5 m. Podľa morfolologickej pozície ich začleňujeme do mladšieho obdobia staršieho pleistocénu (günz), no odpoveď na túto otázku by mohol dať iba podrobnejší kvartérny výskum.

### **18a fluviaálne sedimenty: piesčité štrk a zahlinený štrk terás**

V dolinnom systéme Ondavy a Oľky výraznejšie vystupuje spodnejšia terasová úroveň, zachovaná na ľavom brehu Ondavy medzi Stropkovom a Breznicom, sporadicky medzi Novou Kelčou a Jasenovcami, ako aj v doline Oľky na oboch brehoch na J od Košaroviec. Táto terasa, podobne ako predchádzajúca, patrí do dolinného systému a zachovala sa vo forme erozívnych plošín s nepatrným reziduálnym pokryvom hlinitých štrkov a opracovaných obliakov roztrúsených na plošine. Materiálom je výlučne pieskovec, a to veľmi dobre opracovaný. Zachoval sa prevažne bazálny hrubý štrk fluviaálnej akumulácie terasy.

## Stredný pleistocén

V morfológicky nižšej pozícii vystupujú dve-tri strednopleistocénne terasy, ktoré sa, na rozdiel od spodnopleistocénnych, vyvinuli súvislejšie, majú značný stupeň zachovania a sú hrubšie ako fluvialné sedimenty. Terasy sa súvisle zachovali na ľavom brehu Ondavy, v širšom okolí Stropkova a sporadicky torzovite od Stropkova po vodnú nádrž Domaša, v sútokových častiach Ol'ky, pri Nižnej Sitnici a Košaroveciach. Ešte lepšie sa zachovala najmä spodná (hlavná), strednopleistocénna terasa, ktorá je naj súvislejšia na ľavom brehu Laborca. Súvisle sa zachovali aj na ľavom brehu Cirochy, Sniny, v doline Ublianky medzi Klenovom a Ubľou. Náplavové kužele a terasy stredného pleistocénu zaraďujeme do premindelu, staršieho a mladšieho obdobia stredného pleistocénu.

V morfológicky nižšej pozícii vystupujú dva-tri terasovité náplavové kužele a strednopleistocénne terasy. V porovnaní so spodnopleistocénnymi sedimentmi sú súvislejšie, majú vysoký stupeň zachovania a sú hrubšie.

## Staršie obdobie

### Premindel

#### 17 proluviálne sedimenty: štrk a jeho rezíduá

Osobitné postavenie majú už charakterizované proluviálne sedimenty, zložené prevažne z obliakov a opracovaných blokov roztrúsených po sv. úpätí Vihorlatských vrchov medzi Kolonicou a Ladomirovom, ako aj v širšom okolí Strihoviec. Rozsiahle teleso náplavového kužela sa ako výsledok vejárovitej migrácie Ladomirovského potoka (vzhľadom na jeho kontinuálny priebeh – spád) mohlo formovať aj v mladších obdobiach pleistocénu. Odpoveď na otázku môže dať iba podrobnejší kvartérnogeologický výskum.

### Mindel

#### 16 proluviálne sedimenty: štrk, zahlinený zvetraný štrk náplavových kuželov: a) bez pokryvu, b) s pokryvom hliny

Náplavové kužele staršieho obdobia stredného pleistocénu miestami tvoria najrozsiahlejšie akumulácie a vystupujú v relatívnej výške cca 35 – 75 m nad nivami tokov. Najzachovanejší je náplavový kužel potokov Barnov a Dalkov, ktoré pri sťahovaní svojich koryt na Z vytvorili rozsiahlu plošinu na J od Sniny. Smerom na V sa staršie strednopleistocénne náplavové kužele zmenšujú a v doline Ublianky sa už vyskytujú iba sporadicky.

Na geologickej stavbe náplavových kuželov úpätia Vihorlatských vrchov sa zúčastňujú polohy štrku zakryté polygenetickou hlinou. Obliakový materiál je dobre opracovaný, nevytriedený, zvetraný a zahlinený. Dominujú vulkanoklas-



tiká s prevahou andezitu. Hrúbka proluviálneho súvrstvia je 3 – 6 m a skrývky hliny 6 – 12 m. Menšia hrúbka je charakteristická pre výplavy potokov „flyšových Beskýd“ s prevahou pieskovcových obliakov.

### **15 fluviálne sedimenty: piesčité a zahlinené štrk terás: a) bez pokryvu, b) s pokryvom**

Vrchná strednopleistocénna terasa (podľa interpretácie Harčára, 1995) vystupuje v relatívnej výške 50 – 65 m nad Ondavou. Najlepšie je zachovaná na ľavom brehu Ondavy v Stropkove a torzovite v doline Oľky. Jej fluviálna akumulácia hrubá 2 – 3 m je pomerne dobre zachovaná a tvoria ju najmä obliaky, zložené hlavne z pieskovca a ílovca. Materiál je zahlinený a prekrytý tenkým pokryvom polygenetickej hnedej až sivohnedoškvrnitéj ílovitej hliny. Z väčšej časti tvorí reziduálne zvyšky bazálnych hrubších, dobre opracovaných obliakov bazálnej korytovej fácie. Hlinitý pokryv terasy stratigraficky tvorí nečleniteľná hlina bez stôp staršej kôry zvetrávania – fosílnaj pôdy. Terasu podľa morfolologickej pozície zaradíme do mindelu.

## **Mladšie obdobie**

Pre sedimenty mladšieho obdobia stredného pleistocénu (riss), na rozdiel od spodného pleistocénu a staršieho obdobia stredného pleistocénu, je charakteristický rozsiahlejší a zachovanejší vývoj. Zastupujú ich fluviálne sedimenty terás a sporadicky zachované proluviálne sedimenty prítokov hlavných riek.

## **Starší riss**

### **14 proluviálne sedimenty: štrk, zahlinený piesčité štrk náplavových kužeľov**

Strednopleistocénne proluviálne sedimenty tvoria zvyšky náplavov zachovaných v doline Ondavy, Oľky, Laborca, Cirochy a Ublianky. Vystupuje len v úst'ových častiach väčších prítokov s výrazným vkladom do ich dolín, a to v relatívnej výške 15 – 35 m nad nivami tokov. Tvorja ich silne zahlinené polo-opracované, chaoticky uložené a nevytriedené obliaky s hojnou hlinitou zložkou. Sedimentácia je hrubá maximálne 2 – 4 m. Obliakový materiál vystupuje na povrchu, ale zväčša má iba nepatrný pokryv sprašovitej polygenetickej hliny.

## **Mladší riss**

### **13 proluviálne sedimenty: štrk, zahlinený piesčité štrk náplavových kužeľov: a) bez pokryvu, b) s pokryvom hliny**

Kužeľ je široko rozvinutý na J od Belej nad Cirochou a na J od Sniny. Budujú ho obliaky, ojedinele balvany neovulkanitov. Celé súvrstvie je zahlinené.

Kužel' má najväčšiu hrúbku (12 m) v centrálnej časti. V hĺbke 8,0 – 8,20 m je prerušený hlinito-ílovitým horizontom. Jeho povrch pokrýva polygenetická hlina sprašovej povahy hrubá 4 m.

Rozsiahly a vejárovito rozvinutý je kužel' potoka Kamenica v obci toho istého mena. Končí sa na okraji nivy Cirochy. Budujú ho úlomky, obliaky a andezitové balvany, v povrchovej časti s prímiesou hliny. V hĺbke 4,70 – 5,0 m je poloha ílovej hliny humózneho charakteru. Hrúbka kužel'ovej akumulácie neprekračuje 8 m.

## **12 fluviálne sedimenty: štrk, piesčitý štrk, piesčito-hlinitý štrk, hlina a íl stredných terás: a) bez pokryvu, b) s pokryvom hliny**

Významné postavenie medzi fluviálnymi sedimentmi stredného pleistocénu má mladšia, hlavná risská terasa. Súvisle sa vyvinula predovšetkým na ľavom brehu Cirochy v Snine (sninská terasa) a okrajovo zasahuje na študované územie na Z od Hažina a na J od Humenného. Veľmi dobre sa zachovala v doline Ublianky (ublianska terasa). Má nápadnú terasovú hranu, ktorá ju oddeľuje od riečnych nív a sporadicky od mladšej nízkej terasy. Povrch terasy, nachádzajúci sa v relatívnej výške 12 – 18 m, je prakticky vodorovný, len s miernym sklonom na riečne nivy tokov. Terasa je súvisle vyvinutá aj na ľavom brehu Laborca, medzi Radvaňou nad Laborcom a Brestovom, miestami v doline Oľky, na J od Pakostova a Nižnej Sitnice, ako aj v doline Ondavy a v širšom okolí Stropkova.

Fluviálne súvrstvie terasy (báza 3 – 6 m nad nivou) tvoria polohy piesčitého, často zahľineného a ílovitého štrku, ktorý smerom k podložíu prechádza do vytriedenejšieho a zvrstvenejšieho piesčitého štrku a do povodňovej hliny a ílu. Obliakový materiál je dobre opracovaný, dominujú v ňom ploché obliaky, niekedy aj veľmi veľké. Petrografické zloženie akumulácie je dosť monotónne. Prevalu ma pieskovec a andezit, ílovec, prachovec a miestami rohovec.

Pre nivnú fáciu terasy je charakteristický svetlosivý až vybielený íl, piesčitý íl s hrubšími zrnami kremeňa až so štrčíkom. Íl je uľahnutý, tuhej konzistencie a vizuálne pripomína kaolinizovaný íl s polohami žltohnedého limonitizovaného ílu. Terasu prekrýva polygenetická sprašová hlina s recentnou hnedozemnou pôdou v hrúbke 5 – 7 m.

## **Mladší pleistocén**

### **Würm**

## **11 proluviálne sedimenty: štrk, zahľinený a piesčitý štrk nízkych náplavových kužel'ov**

V nízkej morfolologickej pozícii na úrovni sedimentov nízkej terasy alebo pod ňou zo severného úpätia Vihorlatu na študované územie zasahujú proluviálne

sedimenty už do sformovaných terás alebo nízkych náplavových kužeľov, miestami tvoriacich terasy. Tieto kužele lemujú riečnu nivu Cirochy medzi Belou nad Cirochou a Hažinom. Významnejšie na územie zasahuje náplavový kužeľ potoka Barnov a Kamenica. Podľa Baňackého (in Žec et al., 1997) sa kužele zaraďujú do risského glaciálu, ale ich pozícia a väzba na ostatné sedimenty na severnom úpätí Vihorlatu skôr svedčí o ich würmskom veku, čo je na niektorých miestach aj zvýraznené (Žec et al., 1997). Kužele sú zo zahlinených úlomkov, obliakov a andezitových balvanov. Na rozdiel od starších pleistocénnych prolúvií sú andezity čerstvejšie, slabšie zvetrané. Z ťažkých minerálov sú zastúpené pyroxény, a najmä hypersten, čo potvrdzuje mladý pleistocénny vek prolúviálnych náplavov. Hrúbka prolúvií je 5 – 7 metrov.

## **10 fluviaálne sedimenty: štrk, piesčitý štrk a zahlinený piesčitý štrk nízkych terás**

Nízka terasa v regióne sa zachovala len v doline Laborca. Mimo študovaného územia v okolí Stropkova je lepšie vyvinutá v južnej časti na území listu Humenné medzi Udavským a Hažinom nad Cirochou. O samostatnosti vývojového cyklu terasy nie sú celkom jasné predstavy, a to najmä preto, že je v mnohých prípadoch prekrytá výplavmi ronových a výmŕňových kužeľov, s ktorými občas splýva. Podľa niektorých predstáv predstavuje samostatný cyklus humenskej terasy.

Podľa Harčára (1995) ide o sekundárny jav spôsobený laterálnou eróziou tokov v období po vzniku terasy. Sú to plošne obmedzené zvyšky, oddelené od riečnej nivy morfológicky zreteľným stupňom vo výške 5 – 7 m nad nivou. Fluviaálnu akumuláciu terasy na báze tvorí štrk, v horných častiach tokov hrubý, slabovo vytriedený, južne dobre opracovaný a vytriedený. Štrk je výlučne z obliakov flyšových hornín, hlavne z pieskovca, ílovca, v menšej miere rohovca. Štrk v nadloží pozvoľna prechádza do piesku, hlinitého piesku až piesčitej hliny. Poloha je hrubá 1 – 2, najviac 4 m. Maximálna hrúbka pokryvu vďaka výplavom recentných výmŕňových kužeľov rastie.

## **9 deluviaálne (polygenetické) sedimenty: hlina sprašovej povahy**

Polygenetické sedimenty zakryté sprašovou hlinou sa vyskytujú v dolinách, viažu sa na ne, pokrývajú strednopleistocénne až mladopleistocénne terasy Ondavy, Laborca, sčasti Oľky a občas presahujú na pahorkatinnú časť dolín.

V študovanom území je v prevahe ílovitá nevápnitá hlina. Ílovitá zložka prevažuje nad prachovitou, piesčitou a hruboklastickejšou. Typická eolická spraš chýba. Morfoštruktúrne sa hlina sprašového charakteru od typickej spraše výrazne odlišuje. Dominuje v nej hrudkovitá, niekedy prizmatická štruktúra, miestami s polohami bridličnatej s lastúnatým lomom, čo je pre hlinité sedimenty s prevahou ílovitej zložky charakteristické.

V širšom okolí Stropkova bezprostredne na ílovitých sedimentoch nivnej fácie vystupuje prachovito-piesčitá až ílovitá preplavená hlina, v jej nadloží hlina

nápadne hnedej farby, humóznejšia, prachovitá až ílovitá, tuhšej konzistencie, s menej výraznou hrudkovitou štruktúrou, s výraznými sivými ílovitými zátekmi do podložia a s čiernymi železito-mangánovými škvrnami. Ide o bazálnu interglaciálnu rissko-würmskú fosílnu hnedozemnú pôdu a na jej základe sa terasa začlenila do risského glaciálu.

V nadloží fosílny pôdy v hĺbke 3,0 – 3,8 m vystupuje žltohnedá ílovitejšia preplavená hlina a v jej nadloží sa vyvinula tmavšia prachovito-piesčitá až ílovitá, slabo muskovitická hlina s bridličnatou štruktúrou a lastúrnatým lomom, ktorá tvorí vrchnú, menej výraznú fosílnu hnedozemnú pôdu.

Geneticky a litofaciálne je pestrejšie nadložie pokryvu do hĺbky troch metrov. Charakterizuje ho žltosivá ílovitá až prachovito-piesčitá hlina s listovitou a na povrchu hrudkovitou štruktúrou, v ktorej sa výrazne prejavuje plošný zmyv a v hlbšej časti soliflukcia. Celková hrúbka pokryvov je 5 – 8, najviac 10 m.

## **Pleistocén – holocén**

### **8 deluviálne (polygenetické) sedimenty: a) hlina, ílovitá hlina, miestami s úlomkami hornín, b) hlinito-kamenitá až kamenitá hlina**

Deluviálne hlinité, niekedy hlinito-kamenité sedimenty tvoria plošne najrozsiahlejšiu genetickú skupinu pokryvov študovaného územia. Budujú rozvodia a svahy rozvodí medziriečí Ondavy, Olky a Laborca. Vzhľadom na veľkú energiu reliéfu majú nepatrnú hrúbku (2 – 3 m). Maximálna hrúbka (6 – 7 m) sa viaže hlavne na úpätia svahov, ktoré majú formu deluviálnych plášťov s uplatnením širšieho okruhu svahových procesov.

Litologická povaha a skladba delúvií priamo závisí od geologickej stavby flyšových sekvencií v bezprostrednej blízkosti ich depozície. Dominantné postavenie majú prevažne hlinité deluviálne sedimenty so zriedkavými úlomkami pieskovca a ílovca. Litologicky často pripomínajú polygenetickú hlinu sprašového charakteru (Harčár, 1995). Je to väčšinou žltohnedá, svetložltá ílovitá a prachovito-piesčitá hlina s úlomkami, niekedy aj blokmi paleogénneho pieskovca.

S exponovanými časťami rozvodí tvorenými flyšovými súvrstviami sú väčšmi späté hlinito-kamenité až kamenité deluviálne sedimenty. Medzi obidvomi skupinami deluviálnych sedimentov je plynulý prechod v horizontálnom aj vertikálnom smere (Harčár, l. c.). Pre obmedzené rozšírenie ich osobitne nevyčleňujeme.

### **7 deluviálne sedimenty: blokoviská a hlinito-kamenité sedimenty**

Sú rozšírené najmä na severnom predhorí Vihorlatských vrchov. Tvorili sa prevažne v pleistocéne a v menšej miere v holocéne. Ich charakteristickým znakom je minimálna opracovanosť úlomkov uložených v hlinitej mase. Terajšie rozšírenie delúvií nezodpovedá pôvodnej rozlohe a hrúbke ich akumulácie.

## **6 zosuvy: hlinité, hlinito-piesčité, ílovité a hlinito-kamenité sedimenty zosuvov**

Veľmi významným prvkom v reliéfe paleogénnych flyšových sekvencií študovaného územia sú zosuvy. Pre ich značné rozšírenie, ale najmä negatívny vplyv na životné prostredie by sa im mala venovať osobitná pozornosť.

Medzi stále a primárne podmienky vzniku zosuvov patrí stavba flyšového pásma, jeho litologický a petrografický charakter, faciálny vývoj a povaha dezintegrácie (Harčár, l. c.), ale príčinou ich vzniku vo významnej miere býva aj človek a jeho činnosť.

Z doterajších poznatkov o zosuvoch v Nízkych Beskydách-strednej časti (l. c.), a najmä z ich typológie vyplýva, že v území možno identifikovať plazivé podpovrchové poruchy zasahujúce hlboko do podložných súvrství. Väčšinu zosuvov v sledovanom regióne predstavujú plazivé povrchové poruchy zasahujúce iba na rozhranie deluviálnych sedimentov a nepriepustného flyšového podkladu tvoreného polohami nepriepustného ílovca.

Podľa veku (Harčár, l. c.) ide o staré fosílné, mladé a recentné zosuvy. Z recentných možno vyčleniť stabilizované a aktívne zosuvy. Typologicky sú rozšírené kryhové, prúdové a frontálne zosuvy, zemné prúdy a pod., ale jednotlivé typy sa v regióne nevyčleňovali.

### **Holocén**

Holocénne sedimenty sú najmladšia, plošne najrozsiahlejšia a zachovaná etapa sedimentácie. V holocéne sa korytá riek nepatrne prehĺbili do piesčitého štrku dnovej akumulácie, nastala rozsiahla fluvialna akumulácia jemnopiesčitého, ílovitého a hlinitého materiálu nív a hlinitého, občas štrkovitého materiálu nívnych náplavových kužeľov.

Intenzívne zarezávanie korýt tokov a ich laterálna erózia podmienili stupňovitosť riečnych nív hlavných tokov, v ktorej dominuje vyšší stupeň nivy s fluvialnymi sedimentmi nívnej fácie a proluviálnymi sedimentmi náplavových kužeľov bočných potokov, ako aj ronových kužeľov.

Nižší stupeň nivy tvoria sedimenty recentnej agradácie, do ktorej sa zarezali korytá súčasných tokov so značnými plochami agradácie divočiacich riek zastúpených korytovými fáciami, tzv. kamencami.

Na aktivizovaných zlomoch (najmä), ako aj na rozhraní flyšových súvrství s výstupmi podzemnej vody bohatej na karbonáty sa sformovali penovcové, ojedinele až travertínové kopy. Typické sú aj sintrovité prejavy vystupujúce na mnohých miestach regiónu.

## **5 proluviálne sedimenty: hlina a piesčitá hlina, miestami s úlomkami okolitých hornín, hlinitý štrk (ronových a výmoľových kužeľov)**

Proluviálne sedimenty v ronových a výmoľových kužeľoch tvoria osobitný typ sporadicky činných recentných výplavov výmoľovej erózie. Sú tesne späté so svahovou modeláciou a deluviálnymi procesmi. Vyvinuli sa najmä na vrchno-pleistocénnych terasách a v horných častiach tokov na styku s riečnymi nivami. Zastupujú ich ploché vejáre výplavov, zložené prevažne z deluviálnych sedimentov, najmä hliny s pieskovcovými a siltovcovými úlomkami. Hrúbka týchto sedimentov je 3 – 4, najviac 6 m.

## **4 proluviálne sedimenty: hlina a piesčitá hlina, miestami hlinitý štrk náplavových kužeľov**

Proluviálne sedimenty náplavových kužeľov tvoria kategóriu nívnych kužeľov zachovaných v úst'ových častiach väčších prítokov hlavných riek. Tieto kužeľe tvoria ploché vejáre značnej rozlohy, zachované na riečnych nivách Ondavy, Oľky a Laborca. Vyvinuli sa na nívnych sedimentoch alebo sa vkliaňujú do povrchovej stavby holocénneho nívneho krytu. Tvorí ich piesčitá a ílovitá hlina, miestami s úlomkami a obliakmi resedimentovaného štrku pleistocénnych terás a úlomkov okolitých hornín. Hrúbka súvrstvia neprekračuje 5 m.

## **3 organogénne sedimenty: penovec, sinter, vápnité inkrustácie, ojedinele travertín**

Na oživených tektonických líniiach, zvlášť na rozhraní flyšových súvrství, ako aj na dezintegrovaných flyšových komplexoch, kde vystupujú drobné pramene vody bohatej na uhličitan vápenatý, sa sformovali malé kopy holocénneho travertínu (starší, pleistocénny travertín sa v študovanom území nezachoval alebo neidentifikoval). Travertínové kopy zastupuje kyprý penovec, sinter a karbonátové inkrustácie. Vystupujú najmä v račianskej a bystrickej jednotke a často sú tam sústredené na jednotlivých tektonických líniiach, napr. v oblasti Oľky, Nižnej Sítнице, Hrubova, ako aj inde v študovanom regióne. Jednotlivé penovcové kopy sú v priemere veľké 2 x 3 m a vystupujú 0,5 až 1 m nad terénom. Veľmi zaujímavé erozívne zvyšky travertínovo-penovcovej kopy vystupujú na J od Valkova neďaleko od zatopenej obce Trepec. Má rozmery 3 x 4 m a vystupuje do výšky 2,5 – 3,5 m nad terénom (foto 26).

## **2 fluviaálne sedimenty: povodňová piesčitá a ílovitá hlina, piesok a hlinitý štrk riečnych nív**

V stavbe fluviaálnych sedimentov nív na niektorých tokoch, najmä na prítokoch Laborca – na Udave, Výrave, Ciroche a miestami aj Ublianke – sú pozorovateľné dve úrovne nivy – vyšší a nižší stupeň. Vyšší stupeň tvoria fluviaálne



Foto 26. Východ travertínovo-penovcového bloku v doline potoka na Z od pôvodnej obce Trepec na JV od kóty Grófňa (foto B. Žec).

sedimenty povodňovej hliny a ílu ležiace na dnovej akumulácii a sú hrubé od 2,5 do 4 m. Na ílových a hlinených polohách sa niekde sformovala humózna hlina, tmavšia humózna hlina a na nich sa vyvinulo litologicky pestrejšie súvrstvie hliny, piesčitej hliny, ako aj spláchnutých deluviálnych a proluviálnych sedimentov.

### **1 fluviálne sedimenty: a) štrk a piesok korytovej fácie riečnych nív, b) fluviálna hlina**

Fluviálne sedimenty korytovej fácie tvoria najnižšiu pozíciu v dolinách Laborca, Ondavy a ich prítokov – Oľky, Udavy a Výravý. Vystupujú hlavne v korytách riek a v rozšírených úsekoch korýt divočiacich tokov. Reprezentujú ich opracované obliaky piesčitého, prevažne hrubozrnného plochého štrku, zloženého výlučne z pieskovca a siltovca. V rozšírených úsekoch korýt tokov sa sporadicky zachovali segmenty piesku fácie priokorytových plynčín.

## 7. CHAKTERISTIKA TEKTONICKÝCH POMEROV

### Metodika štruktúrneho výskumu a postupnosť pri vyhodnocovaní tektonických meraní

Na základe pozorovania v teréne sa na dostupných odkryvoch charakterizovali mezoskopické štruktúry, ako sú vrásky, pukliny, striácie a lineácie, s cieľom určiť charakter deformácie (krehký, resp. krehkoplastický), ako aj zmysel pohybu (pravostranný, ľavostranný, pokles, násun ap.). Tieto štruktúry poskytli základné údaje na konečný výpočet a určenie paleonapätia v danom regióne, ale využili sa aj na dynamickú rekonštrukciu deformácií zúčastňujúcich sa na tvorbe a sedimentácii veľkých bazénov. Východiskom geodynamickkej rekonštrukcie regionálnych deformačných štruktúr bola rekonštrukcia regionálnych napätových polí jednotlivých období.

Krehkoplastické podmienky sa dokumentovali vrásami (veľmi otvorenými až otvorenými, cylindrickými a necylindrickými, zalomenými a izoklinálne prevrásenými), krehké zlomami, puklinami, Riedelovými strihmi, tektonickými zrkadlami a striáciami, ako aj inými indikátormi (fibrami ap.). Na rekonštrukciu paleonapätia bolo nevyhnutné zhodnotiť mezomerania podľa inverznej metódy (Angelier, 1984).

Na výpočet a potom na grafickú interpretáciu sa použil tektonický softvér Tectonics FP (Reiter a Acs podľa Ortnera, 2003).

### 7.1. KVARTÉR

#### Charakteristika kvartérnej tektoniky

Študované územie je na neotektonickom rozhraní morfotektonických štruktúr Nízkyh Beskýd – Ondavskej, a najmä Laboreckej vrchoviny, bradlového pásma a okrajov stratovulkanickej stavby Vihorlatských vrchov.

Pre prevažnú časť regiónu boli vo vrchnom pliocéne a v kvartéri charakteristické nerovnomerné pohyby na pozadí celkového zdvihu územia pozdĺž hlavných zlomov prebiehajúcich kolmo alebo šikmo na pôvodné alpske štruktúry.

Podľa Harčára (1995) najmladší systém zlomov vznikal po skončení vrásnivých pohybov a mal rozhodujúci podiel na segmentácii územia flyšového pásma na bloky a čiastkové kryhy, a teda na formovanie dnešného morfoštruktúrneho plánu rozvodia Ondavy, Laborca, Čirochy a Ublianky.

Neotektonické pohyby prebiehali pozdĺž dvoch hlavných systémov zlomov, a to smeru SV – JZ a S – J, iba zriedka na konformných dislokáciách flyšového pásma smeru V – Z (dolina Ublianky, Čirochy a časti Laborca).



Dôsledkom vertikálnych pohybov bola dezintegrácia územia a priestorová distribúcia základných foriem reliéfu, resp. priebehu a rozsahu kvartérnej sedimentácie. Pohyby, najmä vertikálne, spôsobili nerovnomernú horizontálnu a vertikálnu disekciu reliéfu, čo sa markantne prejavilo v deštrukcii stredohorskej, ale najmä poriečnej rovne, ktorá sa na jednotlivých blokoch dostala do rôznej výškovej pozície.

Významnú úlohu v tomto procese mala nerovnaká odolnosť hornín flyšového pásma a odrazila sa najmä v detailoch neotektonickej stavby územia. V konečnom dôsledku v záverečnej etape neotektonického vývoja v kvartéri pokračovala dezintegrácia častí študovaného územia. Nastali paleogeografické zmeny a zvýraznila sa neotektonická odlišnosť jednotlivých častí územia.

Ešte silnejšie sa nerovnomernosť neotektonických pohybov prejavila v južnej časti regiónu na styku humenského mezozoika, bradlového pásma, a najmä oblúka neovulkanitov Vihorlatských vrchov.

Južný okraj flyšu tvorí rozsiahlejšie znížené pribradlové (peripieninské) pásmo smeru V – Z. Na južnom okraji v neotektonickej etape nastala čiastočná reštrukturalizácia zlomového systému a ten sa napojil na štruktúrny plán klenbovohrasťovej štruktúry oblúka Vihorlatských vrchov.

Pribradlové pásmo má charakter pozdĺžnej zníženej, žľabu, so zlomovým ohraničením zo S (zlomové pásmo Humenné – Ubľa) a s menej jasným (zakrytým) ohraničením z J. Na tomto pásme sa sformovala Humenská a Ublianska kotlina, rozdelená kolonickým rozvodím. Výplňou kotlín sú prolúviálne sedimenty náplavových kužeľov a fluviaálne sedimenty terás.

Okrajovú južnú časť regiónu tvorí značne zdvihnutý okraj neovulkanického oblúka klenbovej hrasti Vihorlatských vrchov s excentrickým usporiadaním zlomov.

## 7.2. NEOGÉN

### Charakteristika tektonických pomerov

V neogéne sú evidentné prejavy troch zlomových systémov – pozdĺžnych (smeru SZ – JV), priečných (smeru SV – JZ) a kosých (smeru S – J). Najnápadnejšie sú pozdĺžne zlomy sprostredkujúce tektonický styk paleogénu a neogénu. Podľa hrúbky egenburgu a karpátu môže pokles na okrajovom zlome neogénu byť až 1 000 m a mal pravdepodobnejšie strmší sklon (cca 70° na JZ).

Priečný systém zlomov je sústava protiklonných zlomov segmentujúcich územie, ktoré tvorí neogénna molasa, na niekoľko čiastkových hrast'ovopredalinových štruktúr. Sklony sú zhruba 60° a pokles na nich asi 100 – 500 m.

Kosé zlomy sú najmladšie a najvýraznejšie, ale možno majú väčšiu frekvenciu. Poklesy v nich neprekročili 100 m. Priečne zlomy epigeneticky porušujú súvrstvia karpátu a morského bádenu a vymedzujú pozdĺžne kryhy, ktorých po-

zdĺžne tektonické ohraničenie uskakuje v súlade s tým, či ide o hrast' alebo prepadlinu. Hoci nemožno vylúčiť neskorší horizontálny posun pri otváraní panvy typu *pull-apart*, podľa nášho názoru pravdepodobnejšie je, že pozdĺžne zlomy sú staršie, pravdepodobne založené egenbursky, a priečne zlomy sa prejavujú od mladšieho bádenu.

Zlom smeru S – J v západnej časti územia ohraničuje mierne sa dvíhajúcu podhorskú štruktúru Slanských vrchov od subsidenčnej poriečnej nivy Tople a roviny Ondavy a je vlastne pokračovaním zlomovej poruchy tiahnucej sa od Michalka na J, ktorá sa od Vranova nad Topľou delí na dve vetvy. Bol založený v predwürmskom období a formuje sa na ňom dolina Čičavky s nivou vyplnenou polohami piesčitého štrku, ale najmä piesku würmského glaciálu. Nápadný mladý zlom sleduje dolinu Ondavky.

Priečnu tektoniku reprezentujú hlavne zlomy. Jeden prechádza Ruským Kazimírom a Slovenskou Kajňou, druhý Benkovicami a Jasenovcami a obidva porušujú aj južné tektonické jednotky – neogén a humenské mezozoikum. Tieto zlomy sú prejavom mladých pohybov koncom sarmatu a v pliocéne sa prejavili v spätných pohyboch a v priečnej tektonike. Vo vrte MO-7 (Molnár et al., 1990) pri Lieskovi sa v hĺbke 55,2 m pod vrstvami vrchnokriedového vápenca objavili tmavé ílovité polohy vnútrokarpatského paleogénu, ale ani mezozoikum, ani paleogénne sedimenty neniesli stopy po pohyboch v smere na JZ. Morfológický priebeh severného a južného okraja bradlového pásma a jeho depresný charakter na J potvrdzujú príkrovovú štruktúru bradlového pásma, ktorú na niektorých miestach mohli neskoršie pohyby deštruovať na jednotlivé hrast'ové segmenty prevrátené na JZ.

### 7.3. VNÚTROKARPATSKÝ PALEOGÉN

V tejto kapitole komentujeme základné znaky stavebných celkov a niektoré podstatné zistené stavebné prvky.

Ako je známe už z predchádzajúcich údajov, na stavbe oblasti sa zúčastňujú dva základné stavebné celky Západných Karpát – vonkajšie a vnútorné Západné Karpaty. Vnútorné tu zastupuje iba paleogénna podtatranská skupina s. l. ako bližšie nerozčlenené sedimenty vnútrokarpatského paleogénu. Podľa nemnohých meraní sú jeho vrstvy ako celok divergentné k bradlovému pásmu, aj keď smerne rovnobežné. V hĺbke predpokladáme rozlamané mezozoické podložie a v tej súvislosti bude zrejme prevrásnené aj zuberecké súvrstvie.

Vonkajšie Západné Karpaty zastupuje bradlové a flyšové pásmo – krynická čiastková tektonicko-faciálna jednotka. Bradlové pásmo na základe jeho neoalpinskeho prepracovania pokladáme za súčasť vonkajších Západných Karpát (pozri tiež Biely et al., 1996).

Vzťah bradlového pásma k vnútorným Západným Karpatom je pre nedostačujúce odhalenie v tejto oblasti prakticky neriešiteľný. Z okolitých terénov možno

uplatniť niektoré poznatky o tomto styku a definovať ho jednoznačne ako tektonický, s pravdepodobným výrazným bočným posunom. Pokusy dešifrovať povahu kontaktnej zóny geofyzikálnymi metódami sa skončili neúspešne – bradlové pásmo sa vo vzťahu k flyšovým celkom neprejavuje výraznejšie ani odporovo, ani magneticky, ani tiažovo. Aj vzhľadom na jeho pomerne strmý priebeh neprišli rozuzlenie ani seizmické metódy.

#### 7.4. BRADLOVÉ PÁSMO

Do vlastného bradlového pásma patrí pruh, v ktorom sú prevrásnené vrstvy púchovského slieňa a slieňovca s jarmutskými flyšovými vrstvami a paleogénne vrstvy súľovského zlepenca a červeného ílovca žilinského súvrstvia (Potfaj in Janočko et al., 2000). Styk tohto pruhu s pročským súvrstvom na S je pomerne priamy, s priebehom smeru SZ – JV. Podľa úložných pomerov, priebehu v teréne a niekoľkých vrtoch (Molnár et al., 1990) možno stanoviť hĺbkový priebeh bradlového pásma ako takmer vertikálny najmenej do hĺbky 200 m. Ak sa vezme do úvahy aj profil vrtu Hanušovce-1 asi 15 km ďalej na SZ (Leško et al., 1983), potom strmý priebeh bradlovej zóny aj s príslušným pruhom pročského súvrstvia siaha aspoň do hĺbky 4 – 5 km. Interná štruktúra bradlového pásma je v zásade smerne konformná s priebehom celej zóny. Lokálne sa pri južnom okraji dajú interpretovať mierne spätné prešmyky na J.

Na rozdiel od iných interpretácií, pročské vrstvy tu pokladáme za súčasť magurskej jednotky – príkrovu, a to kvôli ich prepojeniu so strihovským súvrstvom (Potfaj in Žec et al., 1997). Vnútna štruktúra zóny pročského súvrstvia je mierne divergentná vo vzťahu k priebehu vlastného bradlového pásma, stončená o niekoľko stupňov dextrálne, čo mohlo vyvolať laterálny pravostranný posun pozdĺž bradlovej zóny. Podobná divergencia je pozorovateľná aj na rozhraní medzi pročským a jasenovským, resp. strihovským súvrstvom na V od Jasenoviec.

Severnejšie položené strihovské súvrstvie tvorí nepravidelne zvrásnený odtrhnutý príkrov. Jednotlivé vrásky majú vlnovú dĺžku aj niekoľko sto metrov. Nie celkom jasný je vzťah malcovského súvrstvia k strihovskému, pretože po obvode (ako sa javí z povrchového merania) je pravdepodobne v tektonickom kontakte, čo v istej miere mohla spôsobiť rozdielna kompetencia oboch súvrství. V plytkých vrtoch na Z od Ohradzian je doložený sklon vrstiev asi 40°, kým v Karnej iba okolo 10° (Varcholová, 1992). Celé územie porušujú viac-menej výrazné zlomy zväčša smeru JZ – SV s doplnkovými zlomami smeru JV – SZ, napr. pri Domaši.

## 7.5. VONKAJŠIE FLYŠOVÉ PÁSMO

### Magurská jednotka (príkrov) a jej základná tektonická charakteristika

Členenie magurského príkrovu na tri čiastkové jednotky je doložené opakováním litostratigrafických sekvencií v rámci každej z nich (Matějka a Roth, 1950). Príkrov v severnej časti územia (oblasť Vyšného a Nižného Komárnika aj Príkrej) tvoria systémy antiklinálnych a synklinálnych pásiem tiahnucich sa v smere SZ – JV s redukovanými a miestami prevrátenými ramenami vrás. Signifikantné pomery sú sledovateľné aj v južnej časti územia (oblasť Dobrá – Sopotkovec – Strihovce – Inovce), kde sa systémom stlačených antiklinál a synklinál spätne na seba nasúvajú všetky tri jednotky.

Tektonický charakter územia tvorí systém troch jednotiek (račianskej, bystrickej a krynickej; Matějka a Roth, 1950). Ich hranice sme identifikovali na základe štruktúrnych meraní a litologického zloženia priamo v teréne. Smerom bližšie k násunu magurskej jednotky na dukliansku jednotku líniu sprevádza rastúca frekvencia výskytu krehkých až cylindrických vrás a rast počtu antiklinálnych a synklinálnych pásiem (obr. 16). Podobná situácia je aj v južnej časti územia (obr. 16). Hranice jednotiek sú násunovo-transpresného charakteru, miestami so vztýčenými až prevrátenými ramenami vrás. Veľké zlomové štruktúry smeru SZ – JV, SV – JZ a miestami aj S – J dotvárajú celkovú náplň štruktúrneho inventára strižných posunov, predovšetkým s dextrálnym a sinistrálnym zmyslom. Násunovo-príkrovové hranice sa často transponujú do krehkých zón smeru SZ – JV s prevládajúcim dextrálnym pohybom. Kladieme ich do plastickejších ílovcových polôh, ale najprevrásnenejšie sú pestré súvrstvia belovežských vrstiev v každej jednotke. Iba v nich sme makroskopicky pozorovali krehké aj prevrátené vrásky *in situ* (napr. oblasť Novej Kelče, Ladomirova a Michajlova). V ostatných prípadoch sa identifikovali na základe zmien sklonu vrstevovitosti s navzájom opačne sklonenými ramenami.

### Styk račianskej a bystrickej jednotky

V najzápadnejšej časti skúmaného územia (oblasť Novej Kelče) má hranica násunovo-transpresný charakter. Na styku je vyvinutá poloha pestrého ílovca (v odkryvoch a ryhách; Križáni, 1977) so sklonom na S až SV (v prevrátenej pozícii), ale severnejšie od línie násunu (vo vrtoch), teda už v račianskej jednotke, je sklon na J.

Násunová plocha je široká 30 až 100 m a sprevádza ju tektonická brekcia z úlomkov až blokov litofácií obidvoch jednotiek (systém puklín cm charakteru tvorí konjugovaný systém k plochám vrstevovitosti). Sklon línie overili vrty a ryhy, a to 60 – 70° na S. Styk sprevádzajú vývery H<sub>2</sub>S minerálnej vody v oblasti Novej Kelče a doliny Ondalíka. Tieto minerálne pramene sprevádzajú zlomový systém smeru SZ – JV a SV – JZ. Na výraznom zlome smeru SSZ – JJV (ondav-

skom) hranica „odskakuje“ na JJV. Priečnymi zlomami sa medzi Novou Kelčou a Ďapalovcami zlínske súvrstvie stráca, na povrchu vystupujú len spodnejšie časti belovežského súvrstvia v pestrom, zlepenčovom a drobnorytmickom vývoji. Zlínske súvrstvie sa objavuje aj na V od diagonálnej poruchy prechádzajúcej južným okrajom Lukačoviec.

V oblasti Snina – Vyšný Hrušov – Dlhé nad Cirochou je styk nedostatočne odkrytý, resp. ho prekrývajú delúviálne sedimenty.

V úseku Ubl'a – Ladomirov má styk generálny smer SZ – JV, v oblasti Sniny V – Z a potom sa opäť stáča do smeru SZ – JV (oblasť Dlhej nad Cirochou). V Brusnom potoku na J od Uble ju prekrývajú alúviálne sedimenty, v oblasti Ladomirova a Michajlova (potok Ladomirka a Savkov potok) sme pozorovali spätné násuny račianskej jednotky na bystrickú smerom z JZ. Pestré vrstvy belovežského súvrstvia bystrickej jednotky boli pôvodne nasunuté od J na S na zlínske súvrstvie račianskej jednotky v plochom sklone a potom spätné dosunuté na zlínske súvrstvie bystrickej jednotky. Násunová hranica sa transformovala do transpresnej štruktúry (asi s pravostranným pohybom). Pestré vrstvy belovežského súvrstvia sú detailne prevrásnené do poloovorených až zovretých vrás (s osami b smeru V – Z a s ponáraním na V) a na mnohých miestach v prevrátenej pozícii (odkryvy pri škole a OÚC v Ladomirove).

### **Styk bystrickej a krynickej jednotky**

Násunovo-transpresná línia prebieha od Dobrej nad Ondavou po Nižné Ladičkovce smerom V – Z a smerom na Ubl'u rotuje do smeru SZ – JV. Miestami je strmo vztýčená, so sklonom na obidve strany (Rafajovce – Košarovce). Pri násunovej línii sú časté penovcové kopy, ako aj vývery dooranžova sfarbenej vody. Veľmi často možno pozorovať kalcitové žilky, ktoré miestami tvoria až pieskoccovú brekciu. Oblasť medzi Rafajovcami a Košarovcami je blok zdvihnutý systémom zlomov smeru SV – JZ (Lukačovce – Pakostov) a smeru SZ – JV (Nová Kelča – Veľká Domaša), pretože vyššie členy bystrickej jednotky (zlínske súvrstvie, ktoré sa objavuje v jadre synklinály na J od Černiny) sa tu nezachovali. Objavujú sa spodnejšie členy, a to v dvoch, resp. troch čiastkových antiklinálach spolu s bazálnymi zlepencami („ďapalovský typ“). Oblasť je známa aj výskytom Hg zrudnenia, ktoré bolo v minulosti predmetom vyhľadávania (Križani, 1977). V oblasti Ľubiše, Veľkopolia, Rovného a Dlhého nad Cirochou má priebeh SZ – JV. Styk má melanžový charakter, kde je pestré súvrstvie v tektonickom kontakte s drobnorytmickým flyšom a so sklonom na J až JZ. Na J od Sniny je prekrytý delúviami andezitu a v oblasti Strihoviec a Šmigovca sa stáča zo smeru V – Z do smeru SZ – JV, ktorý sa už až do oblasti Ruského Hrabovca nemení. Hranicu pri Dlhom nad Cirochou sme identifikovali len na základe výskytu pestrých vrstiev v alúviu.

V oblasti na S od Šmigoviec sa styk so strmo sklonenou hranicou overil aj geofyzikálne (Syčev et al. in Žec, 2005b). Pestré vrstvy belovežského súvrstvia

bystrickej jednotky sa späť nasúvajú na drobnorytmický flyš krynickej jednotky, ale v oblasti na J od Dúbravy sa stáča do smeru SSZ – JJV, pričom sa v oblasti Ruského Hrabovca spája do stlačenej synklinály. Jej spodné rameno prechádza do oblasti Zásedného potoka a potom až na Ukrajinu.

Vrt LV-3 (Križáni a Džubera, 1972) na J od Ladomirova zastihol kontakt pestrých vrstiev so slieňom z Lacka v hĺbke cca 450 m pod povrchom vo veľmi strmom sklone. Násuny boli založené hlbšie. Svedčia o tom aj intrúzie drobných vulkanických teliesok v oblasti Ladomirova (Leško a Slávik, 1966). Leško a Slávik (l. c.) považujú tento kontakt za styk bystrickej a krynickej jednotky. Naše názory sa prikláňajú k interpretácii, že ide o styk čiastkových šupín bystrickej jednotky. Belovežské súvrstvie v drobnorytmickom a pestrom vývoji je prevrátené do mezoskopických vrás s osami b smeru V – Z a s miernym (do 10°), ale aj strmým sklonom (do 80°). Spodné ramená izoklinálnych vrás sú amputované a s vergenciou predovšetkým na S až SSV.

### **Antiklinálne a synklinálne pásma**

Tektonické nasunutia sprevádza výskyt pestrých vrstiev belovežského súvrstvia a zároveň sú osovou časťou jadier antiklinál a násunovou plochou čiastkových prešmykov v rámci čiastkových jednotiek. Tektonicky sú silno deformované a zvrásnené, segmentované. Tvoria utrnuté ramená spodných častí antiklinál prevažne v sv. vergencii, kým zlínske, resp. malcovské súvrstvie, naopak, osové časti synklinál. Sú to výrazné, diagonálne uložené súvrstvia s amplitúdou niekoľko sto metrov.

### ***Račianska jednotka***

V severnej časti (obr. 16) sme postupne vyčlenili nasledujúce antiklinálne a synklinálne pásma (pôvodné názvy sme prevzali z prác Matějku a Kodyma, 1952, ako aj Matějku et al., 1964:

*Javorinské antiklinálne pásmo* (obr. 16). Tiahne sa kótou 529 m n. m, kde v smere na Javorinu (624 m n. m.) vystupuje poloha belovežských vrstiev spolu s drobnozrnným zlepencom so sklonom na JZ. Vrstvy nevystupujú v odkryvoch. Poloha je na S od kóty 624 m n. m. posunutá priečnym zlomom južným smerom.

*Komárnické antiklinálne pásmo*. Tiahne sa smerom na JV od Vyšného Komárnika. V jadre vystupujú „inoceramové vrstvy“ v prevrátenej pozícii so silno imbrikovanou stavbou so smerom vrásovej osi SZ – JV ako izoklinálne stlačená vrása s vergenciou na SV (so sklonom vrstiev do 45°). Na V od kóty Šivarná násunovú plochu segmentuje systém poklesových zlomov a je „odskočená“ na JZ.

*Prikranské antiklinálne pásmo* (Matějka a Kodým, 1952), pomenované podľa obce Příkra, sa tiahne v smere SZ – JV od kóty 491 m n. m. severne od Krajnej Bystrej cez oblasť Matovky (kóta 519 m n. m.) a južný okraj Příkřej. Pestré vrst-

vy belovežského súvrstvia sú miestami detailne prevrásnené do izoklinálnych krehkých vrás (odkryvy v doline) s vergenciou na SV. Sú prešmyknuté cez zlínske vrstvy antiklinálneho pásma Slatvinca. Sklon vrstiev je od 70 do 80° v jz. ramene a 40° v sv. ramene. Severovýchodné krídlo je miestami redukované, niekde až uťaté. Líniu nasunutia sprevádzajú vývery dooranžova sfarbenej vody, a to najmä v doline vystupujúcej na S od Krajnej Bystrej a v Prikrej.

*Lysohorské antiklinálne pásmo* (Pesl, 1959), pôvodne označované ako *antiklinálne pásmo Kamjanca*, je nazvané podľa Lysého vrchu. Belovežské vrstvy sa našli v náplavoch. Vystupujú v nich len v malých bočných ronových ryhách spolu s vrstvami hrubozrnného pieskovca až zlepenca. Pásmo pokračuje na S od kóty Záruby (544 m n. m.), na S do oblasti Grúňa (578 m n. m.) a v smere SZ – JV do oblasti Suchej. Sú prešmyknuté na papínske vrstvy krajnobystrianskej synklinály. Vrstvy v normálnej pozícii prechádzajú do prechodných zlínskych vrstiev a tie do papínskych vrstiev v oblasti Pstrinej a Mirole. Tvoria tam jadro synklinály sklonenej na SV s prevráteným jz. ramenom. Násunovú plochu sprevádzajú vývery olejovej vody, penovcové kopy, ako aj H<sub>2</sub>S voda.

Medzi chotčianskou a lysohorskou antiklinálou (*antiklinálou Kamjanca*) je *hunkovské synklinórium* (Matějka a Kodym, 1952) a tam sme vyčlenili viac nepomenovaných antiklinál a synklinál. Násunom pieskovcového pruhu tiahnuceho sa cez kóty Mäsiarske a Kasperov sa synklinálne pásmo idúce dolinou Bodružalíka dostáva do stlačenej synklinály s vytiahnutým južným ramenom do prevrátenej pozície.

*Chotčianske antiklinálne pásmo* (pomenované podľa obce Chotča). Na kri-voľčianskej poruche na S od Stropkova sa cez Chotču, Brezničku a Potôčky tiahne antiklinálne pásmo nepestrého belovežského súvrstvia, tektonicky sa vyklinujúceho v oblasti Potôčkov, kde je severné rameno redukované a v prevrátenej pozícii vyvlečené na pieskovcový pruh Vysokej a Radového. Os antiklinály sa ponára na JV. V oblasti doliny vedúcej z Brezničky do Veľkokropu je systémom porúch smeru SV – JZ (tisinský a krušínský zlom) „odsokočená“ a rotovaná v pravostrannom pohybe (pozri geofyzikálne rozhrania). Obidve ramená sú v normálnej pozícii a tvoria ich spodné pieskovcové zlínske vrstvy. Zónu sprevádza aj početnejší výskyt kalcitových žiliek a miestami výskyt penovcov. Pieskovcový pruh Radového (431 m) je na S od Brezničky sigmoidálne ohnutý a segmentovaný systémom priečných zlomov smeru SV – JZ.

*Muchovohorské antiklinálne pásmo* (Pesl, 1958; Pesl a Menčík, 1959), pomenované podľa Muchovej hory, zasahuje len okrajovo vo vymedzenom území v oblasti Mrázoviec. Smer pásma je SZ – JV a končí sa pri kóte Čierťaž (401 m n. m.). Tvorí na JV sklonenú antiklinálu s vrstvami bazálneho zlepenca vystupujúcimi spod belovežského súvrstvia. Skutočný antiklinálny charakter určujú belovežské vrstvy, ktoré postupne do nadložia prechádzajú do spodných pieskovcových vrstiev zlínskeho súvrstvia. Súvrstvie je detailne zvrásnené a silno strečované. Synklinálne pásma boli vyčlenené na základe výstupu zlínskych, resp. papínskych vrstiev (obr. 16).

Najvýraznejšie je krajnobystrianske pásmo a lysohorská synklinála (*synklinála Kamjanca*) (obr. 16). Polohy sú zväčša v normálnej pozícii, s miernym sklonom na JZ, iba na S od Krajnej Bystrej sú vplyvom lysohorskej antiklinály (Kamjanca) sklonené na SV. Vrstvy sú značne segmentované a budinované.

*Hunkovské synklinálne pásmo.* Je to oblasť výskytu zlínkových a papínskych vrstiev, obmedzená zo S antiklinálnym lysohorským pásmom a z J krivoolčianskou líniou. Synklinály tvoria zlínske súvrstvie, miestami plynulo prechádzajúce do menilitových vrstiev (v oblasti Veľkokropu a Korunkovej sú aj polohy pelosideritov a karbonátov). Pásmo je prevrásnené do poloootvorených necylindrických vrás s vlnovite sa ohýbajúcou vrásovou osou. Na mnohých miestach sme zistili kalcitové žilky a brekciu. Miestami sú menšie prešmyky sprevádzané penovcovými kopami.

*Ruskokajnianske synklinálne pásmo* (motivované názvom Ruská Kajňa) je na JZ ohraničené zbojnianskym a na SZ priečnym duplínskym zlomom (mimo územia). Patrí do vnútornej račianskej jednotky. Zo S ho ohraničuje krivoolčianska línia a z J prešmyková línia. Na J od Pritulian sa spája s miňovským synklinálnym pásmom.

*Miňovské synklinálne pásmo* zasahuje do sz. časti územia, na S sa stýka s nižnopolianskym synklinálnym pásmom v tektonicky prešmykovej hranici so sklonom na S. Južné obmedzenie je na prešmykovom muchovohorskom pásmo.

V oblasti Sniny a Ladomirova pásma pokračujú zo severnej časti, ale zaradiť ich do už opísaných pásiem nemožno, lebo táto oblasť je v silne komprimovanom pásmo, a navyše, v tesnom kontakte s duklianskou jednotkou.

## **Bystrická jednotka**

*Hankovské antiklinálne pásmo* (Plička, 1956; obr. 16). Belovežské vrstvy vystupujú po oboch stranách Laborca. Sú detailne prevrásnené, so sklonom najmä na S a SZ, pričom v oblasti Baškoviec až Vyšných Ladičkoviec sú v pozícii synklinály sklonenej na J s jadrom zlínkových vrstiev tzv. ladičkovskej synklinály (Pesl, 1959; Pesl a Menčík, 1959; obr. 16). Sú toho istého smeru ako synklinálne pásma. Sprevádza ich silné prevrásnenie, kalcifikácia a karbonátová brekcia. Častý je výskyt penovcov, sintra, výverov H<sub>2</sub>S minerálnej vody a prameňov.

*Čiernohorské a dielske antiklinálne pásmo* (predtým synklinálne pásmo; Pesl, 1957; obr. 16) budujú vrstvy pieskovca a bazálneho zlepenca, zo S ohraničené spätným násunom račianskej jednotky a z J postupne prechádzajúce do pestrých vrstiev belovežského súvrstvia a so sklonom na J.

Smer *synklinálnych pásiem* sa mení zo smeru SSZ – JJV v oblasti Novej Kelče do smeru V – Z v území medzi Novou Kelčou a Vyšnými Ladičkovcami a tam sa opäť ohýba do smeru SZ – JV. V oblasti Čopanky (kóta 311 m n. m., resp. *čopanské synklinálne pásmo*, Pesl, 1958; Pesl a Menčík, 1959) ho v jadre tvorí „zlínsky“ glaukonitický pieskovec so slieňovcovými vložkami. Pruh po



prerušení pokračuje v oblasti Černiny do Hankoviec a tam sa na priečnom zlome končí. Ramená stlačenej synklinály sú z pestrých belovežských vrstiev (oblasť Novej Keľče – Ďapaloviec, na J od Jankoviec a Turcoviec) a bazálneho zlepenca v oblasti Ďapalovce – Nižná Sitnica – Turcovce – Hankovce.

*Ladičkovské synklinálne pásmo* (Pesl, 1957; Pesl a Menčík, 1959, obr. 16) tvorí pretiahnutú synklinálu smeru V – Z širokú do 800 m, na Z skončenú na priečnom zlome smeru SV – JZ. Vrstvy sú miestami silno stlačené a prevrátené na J.

V jv. časti bystrickej jednotky je najvýznamnejšia ladomirovská synklinála (obr. 16) s mohutnejšou polohou pieskovca, s Hg mineralizáciou a slieňom z Lacka v jej jadre, na čo sú nasunuté pestré belovežské vrstvy dúbavského antiklinálneho pásma (Leško a Slávik, 1969). Niektorí autori (Leško a Slávik, 1. c.; Džubera, 1966; Križáni a Džubera, 1972) ho považujú za násunovú štruktúru kochanovskej jednotky na bystrickú, podľa iných (Menčík a Pesl, 1955), ako aj podľa našej interpretácie je jednou z čiastkových šupín bystrickej jednotky.

*Dúbavské antiklinálne pásmo* je násunovou plochou čiastkového prešmyku bystrickej jednotky. Dominujú v ňom plastické vrstvy belovežského súvrstvia, silne deformované a prevrásnené. Dúbavské antiklinálne pásmo má os sklonenú na Z, a tak vo východnom smere zostáva len súvrstvie detailne prevrásnených vrstiev belovežskej bridlice. Výnimkou je len chrbát kóty Čirov vrch (441,6 m n. m.) s pieskovcovou polohou na SV od Ruského Hrabovca (šírka 500 m, dĺžka asi 1 km).

*Synklinálu Savkovho potoka* buduje mohutnejšia poloha pieskovca s glaukonitom a s postupným prechodom do slieňovcov. Predstavuje kompetentný, tesne stlačený synklinálny blok zlínskeho súvrstvia dlhý asi 5 km a široký maximálne 600 m. Začína sa v obci Dúbrava a končí sa na Z od Ladomirova na násunovej ploche čiastkovej šupiny. Os synklinály prebieha údolím Savkovho potoka na S od Grúňa (390,2 m n. m.) a vybieha do oblasti kóty 371,0 m n. m. Synklinála je so sklonom severného krídla antiklinály na S. Maximálna osová depresia je na SZ od kóty 276,0 m n. m. v doline Savkovho potoka.

## Krynická jednotka

*Holčíkovská antiklinála* sa tiahne cez Dobrú nad Ondavou, severným okrajom Holčíkoviec a postupne sa stáča do oblasti Vít'azoviec. Na povrchu ju správa výskyt pestrých vrstiev krynickej jednotky, ktoré v oblasti Dobrej tvoria stlačené jadro antiklinály sklonenej na J a pri Holčíkovciach je v prevrátenej pozícii nasunutá(?) na malcovské vrstvy tej istej jednotky.

Na S od nej sa tiahnu dve *čiastkové synklinály* vzdialené 2 km od seba prechádzajúce cez kótu Sedliačky, južným okrajom Rafajoviec a Košaroviec, Lukačovcami a smerom na V sa postupne vyklinujú v oblasti Vít'azoviec. Oddeľuje sa silno stlačené pásmo tvoriace úzku antiklinálu s východmi konglomerátov a pestrých bridlíc (obr. 16). Tektonické nasunutia správa výskyt pestrých vrstiev

belovežského súvrstvia a zároveň sú osovou časťou jadier antiklinál a násunovou plochou čiastkových prešmykov v rámci čiastkových jednotiek. Sú tektonicky silno deformované a zvrásnené, segmentované.

Slávik et al. (1966) v jv. časti krynickej jednotky v smere zo S na J (obr. 16) vyčlenil šmigovskú antiklinálu, strihovskú synklinálu, roztocko-hrabovskú antiklinálu, hrabovoroztockú synklinálu, antiklinálu Javorového vrchu, križanovskú synklinálu, ruskobystrianske antiklinálne pásmo, ruskobystriansku synklinálu a antiklinálu Mliečnej. Naše pozorovania potvrdili správnosť tohto členenia, ale pri detailnejšom výskume a vďaka určeniu pozícií vrstiev sme dospeli k názoru, že drobnorytmický vývoj strihovského súvrstvia, ktorý autori (l. c.) pokladali za bázu, je prešmyknutý na pieskovcový spätným pohybom s utrnutým spodným ramenom.

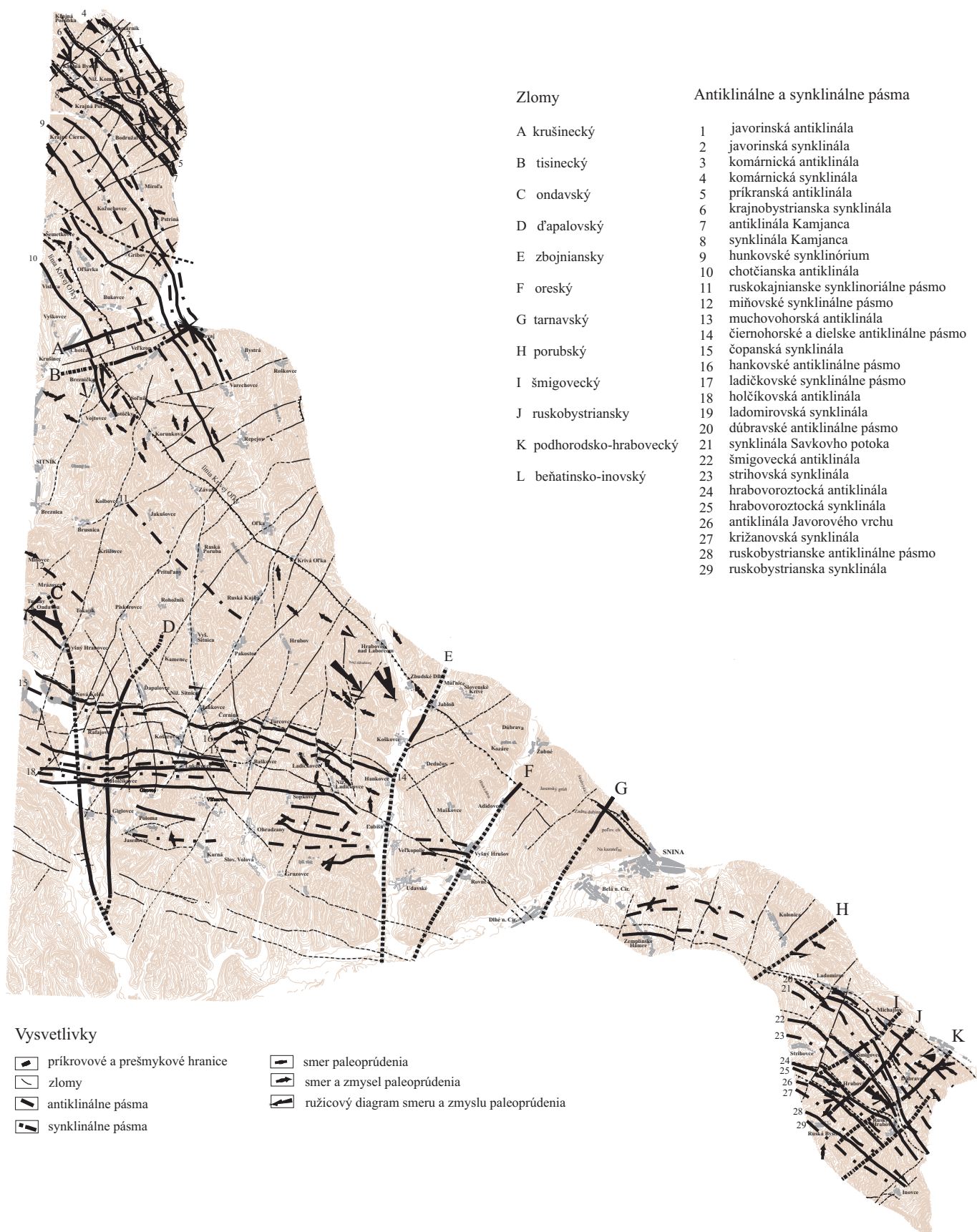
*Šmigovská antiklinála* prebieha medzi Dúbravou a Šmigovcom, dolinou potoka Rovný a ďalej na Z sa náhle rozširuje. Na V od Dúbravy sa stráca a končí sa v jadre dúbravského antiklinálneho pásma. Antiklinála má viditeľnú dĺžku asi 10 km a šírku 600 – 1 000 m. Jej vnútorná štruktúra je vcelku jednoduchá, lebo mohutná pieskovcová poloha je v normálnej pozícii. V sz. časti sa antiklinála rozširuje do úzkeho antiklinória so zachovanými úzkymi synklinálkami (1 km x 100 – 150 m) vrchnej časti belovežských vrstiev.

*Strihovská synklinála* tvorí prechod medzi drobnorytmickým flyšom s plávajúcimi pieskovcovými blokmi. Jej viditeľná dĺžka je 10 km a maximálna šírka asi 1 500 m. Východná časť synklinály po Strihovce je asymetrická, s redukovaným južným a mohutným severným krídlom. Južné krídlo je obmedzené tektonicky. Vnútornú štruktúru synklinály dopĺňa niekoľko menších antiklinál nižšieho radu. Zdá sa, že synklinála pri Strihovciach obsahuje najmohutnejší komplex pieskovcovej fácie strihovského súvrstvia (vyššie 1 000 m).

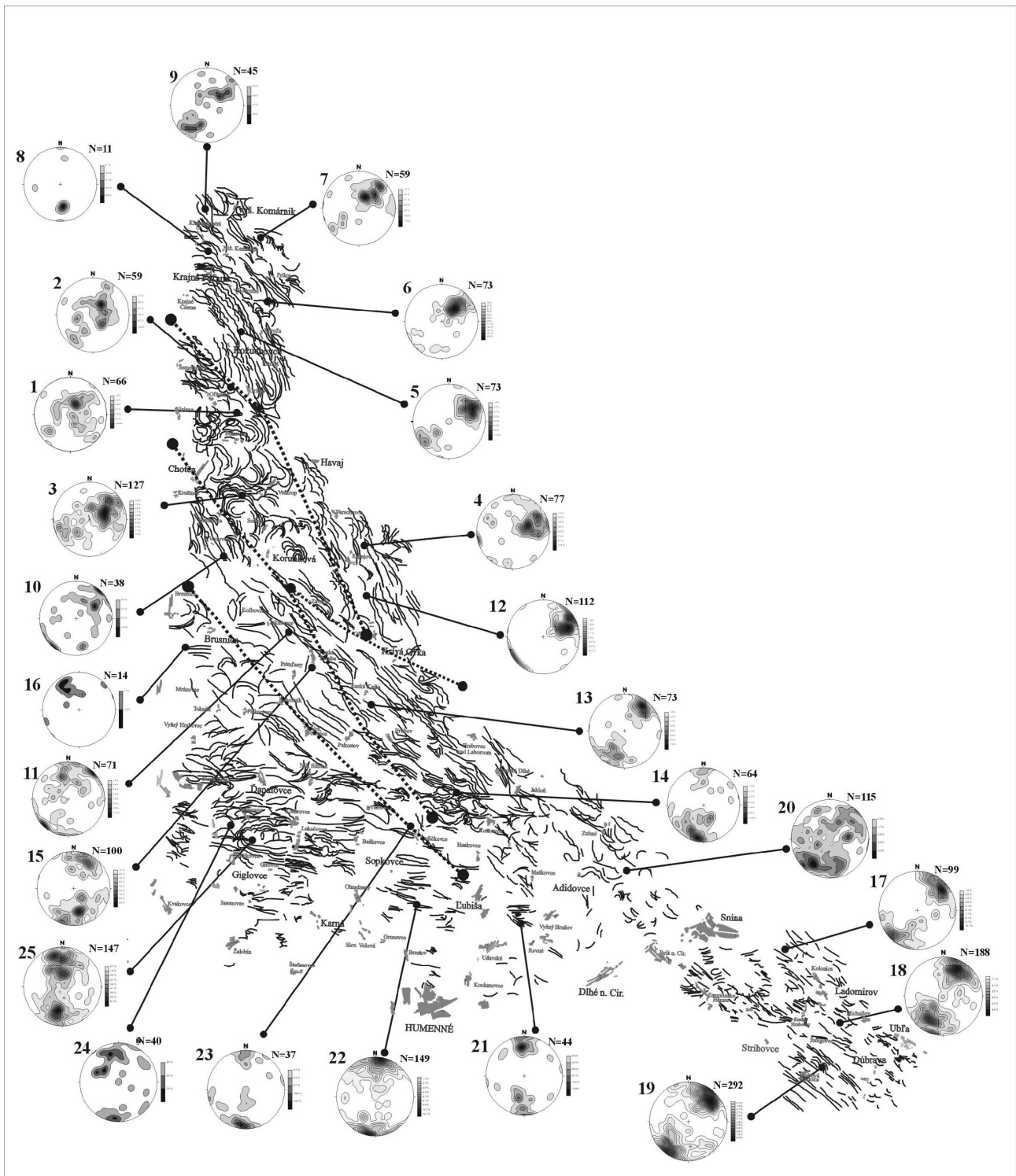
*Hrabovoroztocká antiklinála.* Jej západný koniec je sledovateľný ešte v oblasti na J od Strihoviec. Západnejšie – na úpätí Vihorlatských vrchov – splýva so strihovskou synklinálou a dá sa sledovať len štruktúrnym meraním. Jej maximálna šírka je 700 m a jej východný koniec je komplikovaný na významných priečných štruktúrach.

*Hrabovoroztocké synklinálne pásmo* (pomenované podľa obce Hrabová Roztoka) predstavuje najsevernejšiu časť zvrásneného strihovského súvrstvia. Kým v predchádzajúcich prípadoch predeľujúce antiklinály boli rozmermi ekvivalentné synklinálam, na J od *hrabovoroztockej* antiklinály kompletne strihovské súvrstvie vtláčilo nekompetentným podložným plastickým súvrstviam svoj tektonický štýl, charakteristický širokými synklinálami a úzkymi strmými antiklinálami s jadrom plastických belovežských vrstiev, ktoré len miestami vystupujú na povrch. Hrabovoroztocká synklinála má 1 000 – 1 300 m, je asymetrická, s osovou plochou strmo sklonenou na J.

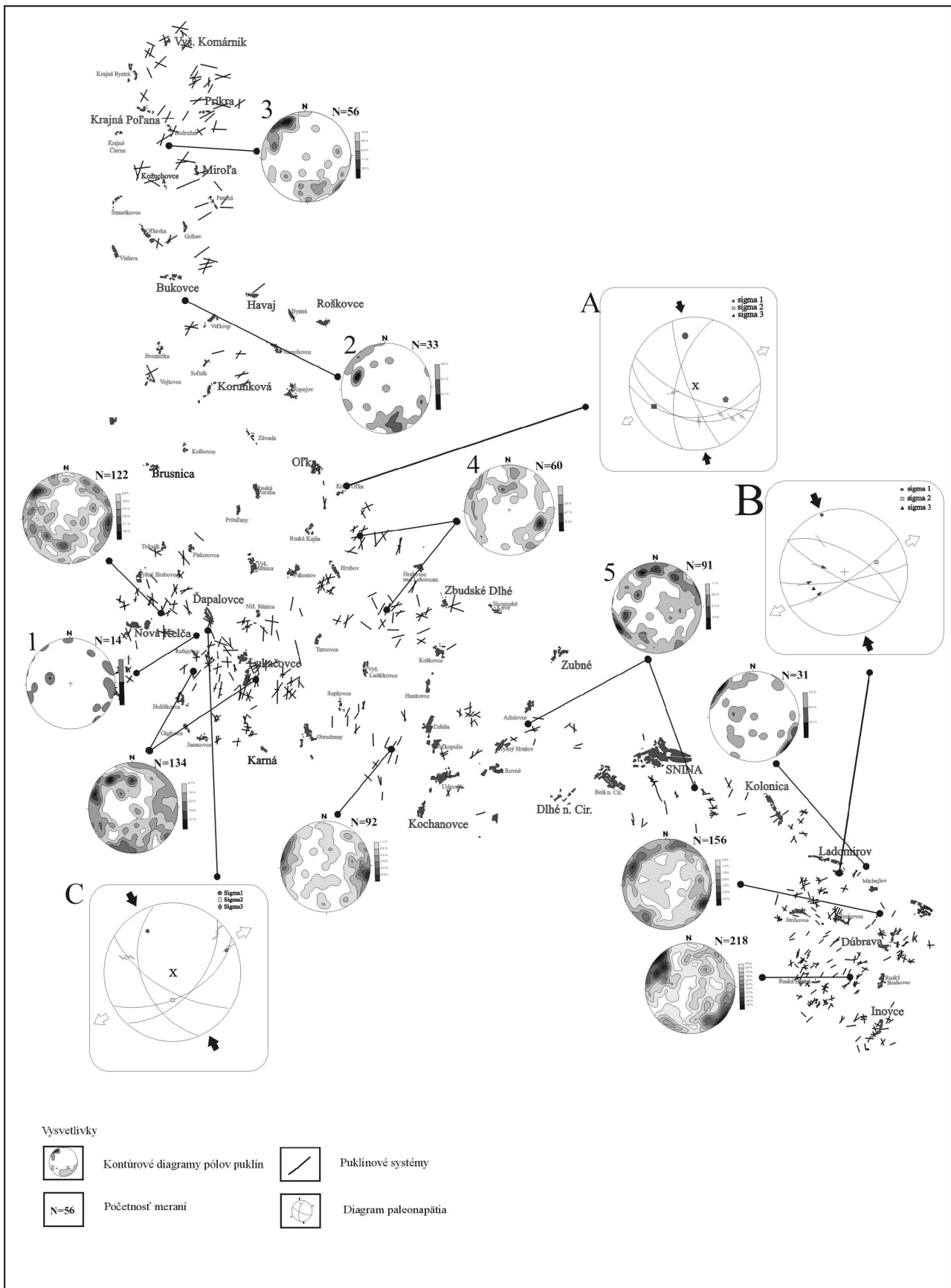
*Antiklinála Javorovej* je dlhá vyše 3 km a možno ju sledovať až do doliny potoka Stežná a znovu od potoka Hrabovčiek po štátnu hranicu s Ukrajinou. Jej ma-



Obr. 16. Priebeh antiklinálnych a synklinálnych pásiem (č. 1 – 29 označujú pásma zo severu na juh) a zlomov (označené ako A – L).



Obr. 17. Priebeg vrstvitosti so znázornením strmo sa ukláňajúcich zón vrstvitosti, ktoré predstavujú s najväčšou pravdepodobnosťou krehké strižné zóny transparentného charakteru. (1 – 25 predstavujú kontúrové diagramy pólů vrstvitosti, asi 2 173 meraní) (Gazdačko et al. in Žec et al. 2005c).



Obr. 18. Kontúrové diagramy pólů puklinových systémů v skúmanom území a paleonapätové diagramy (Gazdačko et al. in Žec et al. 2005c).

ximálna šírka je 100 m. Vytvára úzku diapirickú štruktúru medzi synklinálnymi blokmi.

*Križanovská synklinála* je paralelná s antiklinálou a dĺžkou je ekvivalentná (šírka okolo 500 – 600 m). Dobre odkrytá je len v potokoch okolo Ruskej Bystrej, ale prítomnosť úzkeho, len niekoľko desiatok metrov širokého antiklinálneho pásma pri úpätí Vihorlatu a na západných svahoch kóty Holiča umožňuje jej spoľahlivú interpretáciu.

*Ruskobystrianska antiklinála* sa väčšinou dá identifikovať len štruktúrnymi meraniami. Výnimkou sú elevačné oblasti na východnej a západnej časti, kde sa prejavuje prítomnosťou úzkeho, sotva niekoľko 10 m širokého pásma belovežských vrstiev. Na nej možno veľmi dobre sledovať diagonálnosť vrásových štruktúr oproti násunovým.

*Ruskobystrianska synklinála* je 1 km široké synklinálne pásmo s niekoľkými neurčitými drobnými antiklinálami nižšieho radu. Je zreteľne asymetrická, prevrátená na J, s osovou plochou sklonenou príkro na S. V oblasti doliny Stežnej diagonálne nabieha na bradlové pásmo a na násune pieninského bradlového pásma mizne.

*Antiklinála Mliečnej* tvorí do 50 m úzky pás prechodného belovežského súvrstvia, disharmonicky zvrásneného oproti okolitým pieskovcovým vrstvám. Vynára sa spod vulkanitov na kóte 636,5 m n. m. a diagonálne nabieha na bradlové pásmo, kde sa stráca.

## **Vrstvovitosť**

Vrstvovitosť prebieha v niekoľkých výrazných smerov (obr. 17). Kým v severnej časti dominuje smer SZ – JV až SSZ – JJV (oblasť Vyšný Komárnik – Chotča – Krivá Oľka), v strednej (oblasť Breznica – Tokajik – Pakostov – Adidovce – Hrabová Roztoka – Ladomirov – Oľka) prevláda smer SV – JZ (s tendenciou smeru V – Z k južnejšej časti). V oblasti Vyšný Hrabovec – Hankovce dominuje smer V – Z (po oblasť Sopkovce – Ľubiša). V každom z regiónov býva aj podradnejší smer, ktorý je zasa v susedom regióne prvoradý. Kým v južnej a severnej časti prevláda viac strmo vztýčených zón vrstvovitosti, stredná (najmä oblasť Bukoviec, Chotče a Brezničky) je na ne chudobnejšia. Možno povedať, že strmo vztýčená vrstvovitosť predstavuje komprimovanejšie zóny súvisiace s transpresiou. V nich vystupuje na povrch aj silnejšie prevrásnený komplex vrstiev pestrého ílovca, a to priamoúmerne.

Významnejšia zmena je v oblasti Ľubiša – Rovné – Dlhé nad Cirochou, druhej je na JZ od Sniny v oblasti Krušínskeho potoka a tretia je na S od Šmigoviec.

Chaotický smer vrstvovitosti sme pozorovali medzi Sninou, Dlhým nad Cirochou, Rovným a dolinou Iľovnice. V tejto oblasti prevažuje ílovitá zložka nad pieskovcovou, a preto je možné aj to, že tektonické pohyby sa akumulovali práve v nich. Vylúčiť nemožno ani rotáciu podľa systému zlomov smeru SV – JZ obmedzujúcich práve túto oblasť.

V krynickej jednotke v jv. časti zmapovaného územia prevláda smer SZ – JV s prevažujúcou strmo sklonenou vrstvomitosťou, v ostatných rovnaký smer ako v krynickej jednotke, ale so sklonom strednej hodnoty najmä v ílovitých polohách. Podľa kontúrových diagramov trochu prekvapuje, že priebeh vrstvomitosti v račianskej a bystrickej jednotke vykazuje zhodu, ale v bystrickej je rotovaný proti smeru hodinových ručičiek o 20 – 25° (oblasť Ladomirov – Hrabová Roztoka). Na obr. 17 vidno, že vrstvomitosť najlineárnejšie prebieha v krynickej jednotke (predovšetkým SZ – JV), ale aj s najväčšími vztýčenými plochami. Maximálny rozptyl je, naopak, pozorovateľný v bystrickej jednotke, no najmä v plastickejších ílovcových plochách.

## **Puklinové systémy a zlomy**

Z celkového pohľadu sa zdá, že medzi priebehom puklinových systémov a zlomov sú veľmi úzke vzťahy (obr. 16 a 18). Na obrázku sú pozorovateľné vzájomné vzťahy medzi vrstvomitosťou a priebehom puklinových zón. Kým v južnej časti (oblasť Dobrá – Lukačovce – Koškovce) má vrstvomitosť najmä smer V – Z, v centrálnej (Pakostov – Hrubov – Závada, ako aj v oblasti Veľké Bukovce – Šemetkovce) smer SZ – JV a SSZ – JJV prevláda aj na S od krivoočičianskej línie.

V mnohých prípadoch tvoria pukliny konjugovaný systém orientovaný pod veľkým uhlom na vrstvomitosť. Kým v západnej a strednej časti územia má osový priebeh puklinových systémov smer SZ – JV a SV – JZ, miestami S – J, v jv. časti prevláda smer SV – JZ (hranicou sa zdá Krušínský potok).

Puklinové systémy majú sklon na obidve strany a blízko strmo vztýčených plôch vrstvomitosti možno na nich pozorovať striácie najmä v subhorizontálnej pozícii. Je pravdepodobné, že vznikali ako výsledok kompresie smeru SSZ – JJV (obr. 16).

Zlomy vskutku kopírujú puklinové systémy a niekedy ich nemožno od seba oddeliť. Keďže často prebiehajú hlavnými korytami väčších riek a dolín, s nimi súvisiace odkryvy sú pomerne vzácne. V severnej časti za najdôležitejší pokladáme tisinský a krušínský, v južnej ondavský, d'apalovský a zbojniansky a v jv. oreský a šmigovský. V jv. časti sa ako morfológicky najvýznamnejšie javia v oblasti Kochanoviec až Veľopolia, Adidoviec a Vyšného Hrušova, Dlhého nad Cirochou a Humenného, v oblasti Krušínskeho potoka, ako aj Ruského Hrabovca a Dúbravy.

(Všetky názvy korešponujú s názvami zlomov Slávika z roku 1969. Výnimkou je bystriansko-hôrčiansky a šmigovský – odvodený od názvu Šmigovec. Predtým sa označovali termínom *kulisa*; obr. 16).

Kalcitové žilky hrubé do 1 cm tvoria výplň puklinového systému najmä v silno tektonicky namáhaných oblastiach, čiže na styku jednotiek. Kalcitová výplň má charakter vlákien, resp. strižných fibrov skôr klasickej dilatácie s orientáciou

kolmo na steny pukliny. Sú mladšie a podľa smeru vrstvovitosti a hlavnej kompresnej zložky  $\sigma_1$  sú strižným konjugovaným systémom puklín.

### **Strihy R (resp. strižné pásy)**

Okrem párového systému opísaných strihov R sme pozorovali aj ďalší párový systém, kolmý na vrstvy a sklonený na V alebo Z. Boli to poklesy a násuny evidentne posúvajúce vrstvé plochy. V mnohých prípadoch sú pozorovateľné na strmo sklonenej vrstvovitosti a v opačnej pozícii, a preto nie je vylúčené, že pri priemete do subhorizontálnej pozície tvorili konjugovaný systém, ale smernostrižného charakteru, t. j. boli smernými posunmi. V ílovcových polohách tieto štruktúry nie sú, resp. nie sú pozorovateľné voľným okom. Častejšími štruktúrami v ílovitých polohách sú detailne prevrásnené až budinované vrásky krehkého charakteru. Sú deformované plastickejšie a podľa pozorovania v teréne priamo v odkryvoch absorbovali maximum napätia práve ony.

Najviac strihov R, resp. strižných pásov (určenie závisí od uhla sklonu k vrstvovitosti) je orientovaných paralelne s priebehom vrstvovitosti a koniec koncov aj s priebehom osí b vrás. To potvrdzuje fakt, že vznikli súčasne so skracovaním a presúvaním vrstiev. Dokumentujú to merania v telesách strihovského pieskovca v oblasti Jasenoviec, Košaroviec, Dobrej, Strihoviec a Tichého potoka (na Z od Ruského Hrabovca), kde sa namerali so sklonom na J a protiklonne oproti meranej vrstvovitosti smeru V – Z. V niektorých oblastiach sú strižné pásy, resp. konjugovaný systém strihov R orientovaný pod väčším sklonom ako samotná vrstvovitosť v tom istom sklone. Aj pri vrstvách v obrátenej pozícii vidno strihy R v strmšom sklone, ako má samotná vrstvovitosť. To skôr nabáda na interpretáciu strihov R pri násunoch a prešmykoch a v konečnom štádiu ich dezorientáciu vznikom izoklinálnych vrás.

### **Paleonapät'ová analýza**

Paleonapät'ová analýza bola spracovaná na základe údajov z troch lokalít (Ďapalovce, Krivá Oľka, Ladomirov – račianska jednotka), pretože iné terénne pozorovania neposkytli hodnoverný systém troch puklinových systémov so striáciami z jednej lokality (obr. 18).

Aplikáciou inverznej metódy (Angelier, 1984) sa zistilo, že všetky tektonické zrkadlá so striáciami tvorili homogénnu populáciu, teda vznikli pri jedinej tektonickej udalosti v paleonapät'ovom poli so subhorizontálne sklonenou hodnotou  $\sigma_1$  a s veľmi podobnými hodnotami. Rotácia napätia ani zmena smeru sa nezistila, a preto konštatujeme, že pri rovnakom silovom pôsobení pravdepodobne vznikali iné tektonické štruktúry. Kým v Ďapalovciach je hlavné napätie orientované kolmo na vrstvovitosť, v Krivej Oľke a v Ladomirove pod ostrým uhlom  $40^\circ$ , a tak jeho pôsobením v Ďapalovciach vznikali násuny a prešmyky, ale v ostatných dvoch malo charakter jednoduchého strihu s bočným posunom a vznikom transpresnej zóny.



## Krivooččianska línia

Na existenciu krivooččianskej línie (obr. 16) prvýkrát upozornili Menčík, Pešl a Plička (1955), podobne aj Menčík a Pešl (1959) a Pešl (1960). Prebieha ako štruktúra smeru SZ – JV v smere Vyšná Radvaň – Krivá Oľka – Závada – Korunková – Breznička – Oľšavka – Vislava. Podľa Pešla (l. c.) je mladšia ako tektonické línie oddeľujúce čiastkové magurské jednotky, ale staršia ako spätné tektonické pohyby. Podľa našich zistení má transpresno-násunový charakter v dextrálnom pohybe. Na jej vyčlenenie sú nasledujúce dôvody:

- Pozdĺž tejto línie sa náhle mení smer vrstvovitosti, t. j. smer SZ – JV do SSZ – JJV. V račianskej jednotke oddeľuje vonkajšie a vnútorné pásmo, diferencované litologicky. Vo vonkajšom pásme chýbajú tzv. spodné zlínske pieskovcové vrstvy, ale naše pozorovania to nepotvrdili (porovnaj s geologickou mapou).
- Líniu sprevádzajú penovcové kopy, ako aj vývery oranžovo-červeno-hnedej vody.
- Ílovcové súvrstvia sú deformované do izoklinálnych vrás a sprevádzané striáciami na strižných plochách.
- Vrstvy sú kolmo vztýčené, pričom v prednej aj v tylovej strane násunu je vrstvovitosť uložená plocho (oblasť na S od Brezničky a Ruskej Poruby, obr. 17).
- Pôsobením severovergentného násunu sa vrstvy v predpolí dostávajú do prevrátenej pozície.
- Systémy priečných zlomov (najmä oblasť Brezničky – kóta Radivý – Veľkrop) ju porušujú a posúvajú.
- Náhle sa mení priebeh doliny Oľka zo smeru SV – JZ do smeru SZ – J.
- Zbojniansky zlom ju neposúva v dextrálnom zmysle do oblasti Hankoviec, ale pokračuje na JV v smere do Adidoviec (potok Iľovnica).
- Na geofyzikálnej mape podložia tvorí výrazné geofyzikálne rozhranie smeru magurského nasunutia

Je zaujímavé, že kým v oblasti Krivej Oľky, Závady a Korunkovej pretína smery vrstvovitosti a kopíruje starší smer, v oblasti Brezničky a Chotče je paralelná so smerom vrstvovitosti, ktorý je už identický so smerom magurského nasunutia. Možno teda hovoriť o polycyklickosti línie alebo o mladšom kopírovaní pôvodných smerov vrstvovitosti.

V území medzi Krivou Oľkou a Vyšnou Radvaňou sú zlínske vrstvy intenzívne zvrásnené a strečované, čo možno pozorovať v odkryve na J od Krivej Oľky. Vrstvy sú kolmo postavené a nasunuté v krehkom režime navzájom oproti sebe, pričom sa zlínske vrstvy dostávajú do prevrátenej pozície so sklonom na SV. Vzájomný pomer pieskovcových a ílovcových vrstiev, resp. rozdiel v prechodnom horizonte spodných zlínskych vrstiev sa nepotvrdil (pozri geologickú mapu).

## Zhrnutie tektonických poznatkov

1. Za najstarší pokladáme smer vrstvovitosti V – Z, a to vo všetkých troch jednotkách. Kompresia smeru SSZ – JJV spôsobila paralelné skracovanie vrstiev so vznikom antitietických a syntetických strihov R orientovaných pod väčším uhlom, ako má samotná vrstvovitosť, a to spravidla bez kalcitovej výplne a striácií.

2. Konjugovaný párový systém puklín sa tvoril v tom istom kinematickom režime, čo vyplýva aj z paleonapätovej analýzy. Pukliny majú povahu strižných posunov so striáciami na plochách a mali subhorizontálnu orientáciu s dextrálnym, resp. sinistrálnym zmyslom. Sú sledovateľné v celom území. Po vyvrásnení sa tento systém miestami stal poklesovo-násunovým.

3. Zmena orientácie vrstvovitosti zo smeru V – Z do smeru SSZ – JJV je výsledkom postupného skracovania sedimentačného priestoru smerom od bradlového pásma k násunu magurskej jednotky na dukliansku. Zmena režimu čistého strihu na jednoduchý je asi príčinou vzniku transpresných zón smeru SZ – JV s možnosťou spätných násunov.

4. Transpresný režim vytvoril vejárovú štruktúru s osovou časťou v račianskej jednotke a so spätnonásunovou tektonikou v južných častiach územia (hranica bradlového pásma, krynickej, ako aj bystrickej a račianskej jednotky) a tiež v prstykovej zóne s duklianskou jednotkou.

5. Smerom na J (zakorenenie magurského príkrovu) dominuje stavba izoklinálnych disharmonických vrás s prevládajúcou vergenciou na J a s vrásovými osami paralelnými s násunovými líniami (predovšetkým v krynickej jednotke). Vrásový štýl stavby sa interpretoval na základe superpozície súvrství a orientácie ich sklonu na S alebo J.

6. Pokračovanie krivoľčianskej línie je v tomto priestore problematické. Za jej možné pokračovanie považujeme dolinu Iľovnica na V od Adidoviec. Geofyzikálne sa línia v tejto oblasti stráca, resp. sa končí na geofyzikálnom rozhraní smeru SV – JZ.

7. Spodnomiocénnu až strednomiocénnu subdukciu sprevádza presun flyšových a molasových sedimentov a formovanie ohybu bazéna vo vzťahu ku karpatskému frontu. V staršom až mladšom miocéne efekt zaťaženia následkom zhrubnutia akrečnej prizmy v predhlbni bol príčinou progresívneho nárastu subsidencie. Subsidenciu bazéna kontrolovala nielen sedimentácia, ale aj zaťaženie ako dôsledok násunovej tektoniky. Pri subsidencii bol najdôležitejším hybným procesom násunový mechanizmus (*roll back effect*) pri subdukcii.

8. Vek vrásnenia bol v rozličných subjednotkách magurského príkrovu odlišný, migrujúci od staršieho do stredného eocénu. Asociované strižné pukliny a zlomy rotovali v závislosti od zmeny subdukčných podmienok. Pásmo vonkajších Západných Karpát sa formovalo ako akrečná prizma vznikajúca pri juhovergentnej subdukcii európskej platne pod Alcapu vytvárajúca severovergentné vrásky a násuny s nasledujúcou rotáciou samotných komplexov vznikajúcich regionálnym kolapsom a vznikom zlomov a puklinových systémov.

## 8. HODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV

Prejav zmapovaného územia vo fyzikálnych poliach možno dokumentovať údajmi získanými geofyzikálnymi metódami, ktoré sa aplikovali takmer päťdesiat rokov, čo potvrdzuje celospoločenský záujem o túto časť Slovenska. Oblasť sa v prvom rade hodnotila ako nádejná z hľadiska výskytu uhl'ovodíkov, a preto sa v nej vykonal veľký objem refrakčných seizmických prác a okrem základného geofyzikálneho mapovania v mierke 1 : 200 000 (s využitím gravimetrie a leteckej magnetometrie) sa neskôr využili aj práce v podrobnejšej mierke.

Z hľadiska pokrytia územia boli detailnejšie čiastkové práce veľmi nepravidelné a prevažne orientované na inžinierskogeologickú a hydrogeologickú problematiku, základné geofyzikálne mapovanie alebo na faktory životného prostredia.

### 8.1. STRUČNÝ PREHĽAD PRESKÚMANOSTI

#### *Seizmický prieskum*

Prvotné seizmické merania v pomerne veľkom rozsahu sa v oblasti vykonal formou refrakčných profilov. Ich podstatnú časť zhrnuli Adamovský et al. (1972), ale ich praktická využiteľnosť z hľadiska komplikovaného seizmického záznamu bola pomerne nízka, a preto sa neskôr dvakrát nezávisle prepracovali (Plíva, 1976; Wojas et al., 1977). V tom období sa metóda aplikovala ťažko, výsledky sa museli korelovať s údajmi z vrtov z úseku východného flyšu a centrálnokarpatského paleogénu (Zborov, Smilno, Lipany), ale boli veľmi rozporuplné a údaje z hlbokého vrtu Zboj-1 neboli v relácii s nameraným seizmickým signálom. Postupnou analýzou seizmických profilov sa dospelo k záveru, že základné rozhranie – hranica paleogénna výplň/podložie – môže reprezentovať rýchlostné rozhranie okolo 6 000 – 6 250 m/s, ktoré sa prirad'ovalo k hĺbke 8 – 10 km. Celkovo sa potvrdilo, že seizmicko-geologické podmienky v danom, intenzívne zvrásnenom prostredí sú veľmi zložité a komplikujú identifikáciu a koreláciu jednotlivých vln. Pre trvajúce ťažkosti v interpretácii túto metódu postupne úplne nahradilo reflexné seizmické meranie.

Z mnohých reflexných seizmických profilov na východnom Slovensku sa na zmapovanej ploche urobil iba profil 107/87 – 107/88 (Mořkovský et al., 1977). Tento profil sa reprocesoval multikanálovou dekonvolúciou, potlačením minimálneho šumu so stopercentnou účinnosťou a s dynamickým vyrovnaním amplitúd. Reinterpretáciu seizmických meraní na celom východnom Slovensku sa zaoberali Hrušecký et al. (2003). Reflexy získané vo zvrásnenom flyši boli vyvo-

lané vrstvomými plochami a tektonickými zónami. Zaujímavá je charakteristika podložia flyšu, ktoré sa pokladá za imbrickované a v seizmických záznamoch sa prejavuje relatívne pokojným uložením reflexných elementov (Leško et al., 1979).

V roku 2000 sa vykonalo refrakčné meranie v rámci medzinárodného projektu Celebration. Výsledky projektu obsahujú údaje o hlbokjej geologickej stavbe (Vozár et al., 2003).

## **Gravimetria**

Rovnako ako celé územie Slovenska bol základným gravimetrickým mapovaním v mierke 1 : 200 000 (Ibrmajer, 1963) a aerorádiometrickým prieskumom v rovnakej mierke pokrytý aj zmapovaný región (Mašin a Jelen, 1963). Databáza z týchto meraní nie je v súčasnosti na Slovensku, no aj tak ich považujeme za prekonané meranie v mierke 1 : 25 000. Tieto údaje sú naďalej súčasťou máp malej mierky, napr. gravimetrickej mapy Európy.

Neskôr sa Slovensko vrátane regiónu, ktorý sme geologicky zmapovali, pokrylo tiažovým mapovaním v mierke 1 : 25 000. Gravimetrické mapovanie v rovnakej mierke sa v Nízkyh Beskydách začalo v roku 1970 a trvalo do roku 1977. Tiažové meranie s pravidelnou hustotou 3 až 6 bodov na 1 km<sup>2</sup> sa urobilo na celom Slovensku. Meranie v mierke 1 : 25 000 sa vykonávalo podľa jednotných metodických pokynov n. p. Geofyzika Brno a výsledky publikovali Klačková a Mořkovský (1970), Klačková et al. (1972), Pospíšil a Hančinová (1974), Pospíšil (1977) a i.

Prehľad meraní v mierke 1 : 25 000 sa prvý raz urobil v roku 1987 (Šefara et al., 1987). Tieto merania tvoria základnú tiažovú databázu Slovenska. V roku 2001 sa gravimetrická databáza v rámci úlohy *Atlas geofyzikálnych máp a profilov* reambulovala upravenou metodikou výpočtu topokorekcií. Vznikla aj nová mapa úplných Bouguerových anomálií a odvodené mapy (reziduálnych anomálií a horizontálnych gradientov) v mierke 1 : 50 000 (Grant et al. in Kubeš et al., 2001).

Z najnovších prác je dôležitá predbežná interpretácia pozdĺž tiažového profilu 1 gm (Szalaiová et al., 2001) vedeného územím Domaša – Ofka – štátna hranica s Poľskom, ktorý je takmer paralelný so seizmickým profilom 107/88 – 107/89 (pozri obr. 19).

## **Magnetometria**

Najstaršou datovateľnou prácou v oblasti je regionálne geomagnetické meranie v priestore Medzilaboriec a Humenného s hustotou 1bod/2 – 3km<sup>2</sup>. Merala sa vertikálna zložka celkového vektora zemského magnetického poľa magnetickými váhami typu Askania (Hadamovský, 1956, in Šutor a Čekan, 1962). Konštatoval sa nevýrazný regionálny a lokálny účinok magnetického poľa, ale merania sa nezačovali a v súčasnosti toto územie pokladáme za magneticky „nedotknuté“.

V závere 50. rokov 20. stor. sa v mapovanom území vykonali aeromagnetické merania v mierke 1 : 200 000. Mapa izolínií vznikla na základe profilových meraní celkovej intenzity magnetického poľa strednej výšky letu 100 m nad reliéfom terénu pri vzdialenosti profilov 2 km. Pre veľkú nepresnosť merania (stredná chyba  $\pm 25$  nT), použitý krok izanomál, ale aj vzdialenosť meraných profilov mapy nie sú vhodné na ďalšie použitie. Namerané údaje nie sú v digitálnej forme (Mašín et al., 1963).

Profilové merania sa uskutočnili len na dvoch regionálnych profiloch v rámci úlohy *Štruktúrne-geologické pomery stavby Západných Karpát v prihraničnom území severného Slovenska a ich interpretácia na základe geofyzikálnych meraní* (Szalaiová et al., 2001). V roku 1971 sa skončila úloha *Letecké meranie vo východoslovenských neovulkanitoch* (Beneš, 1971) a v jej rámci sa zamerala oblasť stratovulkánu Vihorlatských vrchov. Výsledky sú spracované v digitálnej forme.

V trase ťažového profilu 1 gm sa urobil magnetický prieskum, ktorý priniesol nové fakty zásadného významu o relatívne plytkom flyšovom horninovom prostredí (nešlo o prejav podložia), ktoré naznačujú nové možnosti metódy. Magnetická hmota sa modelovala metódou 2D (Kubeš in Szalaiová, 2002).

V roku 2005 sa začal regionálny magnetický prieskum s hustotou bodov 2 – 3 body/1km<sup>2</sup> v rámci úlohy *Magnetická mapa Slovenska* (Kubeš et al., 2004). Namerané údaje sú kompletne spracované v záverečnej správe (Kubeš et al. 2008).

### ***Geoelektrické a ostatné metódy plytkého dosahu***

V rokoch 2003 – 2004 sa v zmapovanej oblasti vykonali magnetotelurické merania (PBG Warszawa na profiloch projektu Celebration), ale v tomto čase bez známych výsledkov.

Geoelektrické práce sa prevažne zamerali na hydrogeologickú problematiku, v menšej miere na prieskum súvisiaci s výstavbou vodných nádrží alebo so základným geofyzikálnym mapovaním. Flyš, geologická jednotka s pomerne malou zásobou podzemnej vody, bol predmetom hľadania zdrojov pitnej a úžitkovej vody. Na zmapovanom území alebo v jeho blízkosti sme zaznamenali práce, v ktorých dominujú geoelektrické metódy, hlavne vertikálna elektrická sondáž (VES) s plytkým i hlbším dosahom, ako aj symetrické, kombinované alebo dipólové odporové profilovanie (SOP, KOP a DOP).

Medzi prvými sa vykonal geoelektrický prieskum lokality Veľká Domaša. Jablonický (1961) tam pri priehradnom múre urobil geofyzikálne práce na zistenie hĺbky skalného podložia. V neskoršom období sa v súvislosti s vodnou nádržou Stropkov (Janůvka a Speváková, 1988) okrem geoelektrických prác využila aj plytká refrakčná seizmika.

Zmapovaného územia sa okrajovo týkajú aj hydrogeologicky orientované práce súvisiace s úlohou *Geofyzikálny prieskum Ondavskej vrchoviny* (Tkáčová, 1977, 1978), pričom sa využila najmä vertikálna elektrická sondáž a okrem

komplexu geoelektrických prác aj termometria a ortuťometria. Výsledky pomohli pri hľadaní vhodných miest na situovanie hydrogeologických vrtov.

Džuppa v roku 1981 vykonal geoelektrický prieskum v širšom okolí údolia Chotčianky a Ondavy. Cieľom bolo zistiť štruktúrno-tektonické pomery na hydrogeologické účely.

Na lokalite Slovenská Kajňa (Filo a Tkáčová, 1987) sa urobil geofyzikálny prieskum do hĺbky 200 – 300 m zameraný na hľadanie vhodných štruktúr ako zdrojov pitnej vody. Zistila sa hrúbka jednotlivých litologických typov a pripravili sa geoelektrické rezy s geologickou interpretáciou.

Geoelektrické meranie sa využilo aj pri základnom (inžinierskogeologickom) geofyzikálnom mapovaní v roku 1987 (Syčev, 1988) a jeho cieľom bolo lokalizovať styk bradlového pásma s magurským flyšom a vnútrokarpatským paleogénom. Základné geofyzikálne mapovanie sa v rámci spomenutej úlohy vykonalo aj v širšej oblasti Radvane nad Laborcom. Cieľom prieskumu bolo spresniť priebeh a charakter kontaktu sedimentov bystrickej jednotky s horninami krynickej a račianskej jednotky.

Úloha rovnakého typu *Základné geofyzikálne mapovanie SR-východ* (Syčev, 1988, 1990) sa týkala južnej časti územia medzi Jasenovcami a Udavským a jej cieľom bolo spresniť litologické a štruktúrno-tektonické pomery bradlového pásma. Hľadanie vhodných miest na situovanie hydrogeologických vrtov bolo hlavným cieľom aj prác s hĺbkovým dosahom do 100 m v okolí Kochanoviec a Lubiše (Valušiaková, 1989).

Kontakt krynickej a bystrickej jednotky sa spresnil pri zisťovaní puklinovej priepustnosti na lokalite Vyšné Ladičkovce, Nižné Ladičkovce a Lubiša (Zeman et al., 1990). V tom istom období prebiehali práce v okolí Uble (Strihovce – Šmigovec), pri ktorých sa mali zistiť tektonické prvky a vymedziť geologické rozhrania v dvoch hĺbkových úrovniach (Tkáčová a Boldiš, 1990).

V rámci úlohy *Geologická mapa Nizke Beskydy-stredná časť* v mierke 1 : 50 000 sa uskutočnilo profilové geoelektrické meranie na lokalite Vyšný Komárnik, Nižný Komárnik, Repejov, Breznička a Ladomirov (Syčev, 2004, in Žec et al., 2005, príl. 18) a jeho hlavnou úlohou bolo spresniť geologickú stavbu zmapovaného plošného rozsahu rôznych litologických typov a ich rozčlenenie do hĺbky 200 – 300 m. Výsledky sú spracované v podobe geologicko-geofyzikálnych rezov (Syčev, 2004, in Žec et al., 2005, príl. 18).

Všeobecne možno konštatovať, že sa v zmapovanom regióne vykonalo pomerne veľa geoelektrických meraní, ale iba na vybraných lokalitách a viac-menej bez situačnej alebo metodickej nadväznosti, a preto pri interpretácii štruktúrno-tektonickej a litologickej stavby regiónu bude v budúcnosti nevyhnutné urobiť nové merania s väčším hĺbkovým dosahom. Okrem toho je nesporné, že sa efektom odporovej anizotropie pri interpretácii dát zaoberalo iba málo z prác. Tento aspekt je v zmapovanom geologickom prostredí veľmi aktuálny a medzi výsledkami možno nájsť aj také, pri ktorých sa odporová anizotropia interpretovala ako

ďalší geoelektrický súbor, pričom išlo len o iný smer šírenia prúdových línií ako výsledok zmeny azimutu rozvinutia sýtiacich elektród.

### **Rádiometrické práce**

Rádioaktivita sa v rámci celého východoslovenského flyšu a príľahlých oblastí sledovala iba z hľadiska regionálnej distribúcie rádioaktívnych prvkov. Išlo o práce v rámci projektu *Geochemický atlas SR*, pri ktorom sa v mierke 1 : 200 000 vykonali merania terénnej gamaspektrometrie (Daniel et al., 1997). Pretože takéto merania majú veľmi plytký dosah (1, v priaznivých prípadoch 2 m), nemajú úroveň informácií z tiažových meraní, navyše, keď je litologická náplň územia monotónna. Verne to odzrkadľuje prírodná rádioaktivita.

Okrem toho sa celé územie Slovenska v rovnakej mierke hodnotilo z hľadiska Rn rizika (Čížek et al., 1992), ktorým sa pri obciach nad 10 000 obyvateľov zaoberali Bezák (1977).

Detailnejšie gamaspektrometrické práce sa vykonali v priestore Humenné – Strážske – Vranov nad Topľou (Hojnoš et al. in Vrana et al., 2003). Letecké meranie gamaspektrometrie a magnetometrie v mierke 1 : 25 000 (Gnojek a Janák, 1986) zasiahlo do zmapovaného územia iba okrajovo, a to do jeho južnej časti pri nalietavaní na Vihorlatské vrchy.

### **Diaľkový prieskum Zeme (DPZ)**

Napriek celosvetovému rozmachu v závere 20. stor. sa diaľkový prieskum Zeme v zmapovanom regióne použil iba v rámci širšej práce Pospíšila et al. (1986). Na jeho západnom okraji sa interpretovala kruhová štruktúra v najvýchodnejšej časti zborovského antiklinória (mimo regiónu) v priestore Svidník – Stropkov. Autori ju interpretovali ako odraz domovej štruktúry v podloží flyšu alebo ako výsledok horizontálnych pohybov pozdĺž hlboko založených zlomov pri rotácii ich okrajových častí. Štruktúre sa pripísal význam z hľadiska možného výskytu uhl'ovodíkov.

Z uvedeného prehľadu by sa mohlo zdať, že v zmapovanom regióne je dostatok prác na jeho objektívnu fyzikálnu charakteristiku, no práce sú alebo veľmi detailné, alebo sporadicky regionálne, a tak jedinou metódou, ktorou možno v súčasnosti získať informácie na požadovanej úrovni pri mierke 1 : 50 000, je gravimetria.

## **8.2. POZÍCIA ZMAPOVANÉHO ÚZEMIA INTERPRETOVANÁ Z ÚDAJOV HLBINNÉHO A HLBŠIEHO CHARAKTERU**

Údaje o hĺbke litosféry, ako aj kôrových diskontinuití zhŕňajú širšie práce Šefaru et al. (1997) a Bielika et al. (1998). Z nich je zrejmé, že zmapované územie je v kolíznej zóne medzi karpatsko-panónskou doskou a európskou platfor-

mou, čo sa prejavuje relatívne výrazným gradientom v raste hĺbky základných fyzikálnych inhomogenít (obr. 19).

V zmapovanom území rastie hĺbka astenosféry z 80 (oblasť bradlového pásma) na takmer 140 km na hranici s Poľskom. Podobný charakter sa zistil aj v reliéfe Moho. Jeho hĺbka rastie od bradlového pásma smerom na S z 27,5 km na 35 km na štátnej hranici s Poľskom (Šefara et al., 1997). Niektoré staršie interpretácie založené na refrakčnom seizmickom prieskume posúvajú hranicu Moho na bradlovom pásme na 40 km (Beránek a Zounková, 1979). Podľa ďalších autorov (Majcin et al., 1988) je stupeň skoku v Moho ďalej na J od bradlového pásma. Nijaká z uvedených predstáv však nebola uspokojivo vysvetlená. Interpretáčnej predstavy spomenutých autorov uvádza obr. 19.

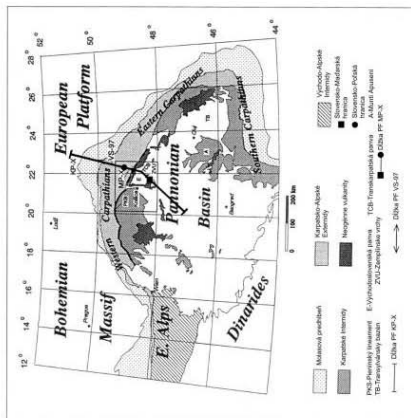
Pri ostatných nameraných fyzikálnych poliach je podstatné, že z hľadiska tepelného toku je zmapované územie pod relatívnym fónom Západných Karpát. Vyniká to najmä v porovnaní s teplotne anomálnym transkarpatským bazénom (východoslovenským neogénom). Tento aspekt dokumentuje aj to, že teplota vody známych minerálnych prameňov v magurskom flyši ani v jednom prípade neprekračuje 15 °C (Fendek, et al., 2002). V súlade s tým sa interpretuje aj priebeh Curieho teploty, stavu, pri ktorom horniny strácajú magnetické vlastnosti.

Veľmi dôležitý rozdiel vidíme vo vertikálnom pohybe blokov. Kým európska platforma prejavuje len slabú tendenciu klesať (menej ako 1 mm/rok), karpatsko-panónska doska ročne klesá takmer o 2 mm. Tento rozdiel najpravdepodobnejšie vedie k občasným zemetraseniam, ktoré sú vlastne „ventilátorom“ nahromadenej energie generovanej týmto pohybom a ktoré sme v zmapovanom území alebo v jeho tesnej blízkosti zaznamenali (pozri ďalej). Hranica medzi spomenutými blokmi sa interpretuje ako „kvetná štruktúra“ (*flower structure*). Súhrnnú interpretáciu geologických a geofyzikálnych poznatkov a definíciu podložia flyšových príkrovov podali Leško a Mořkovský (1975) a Leško et al. (1979).

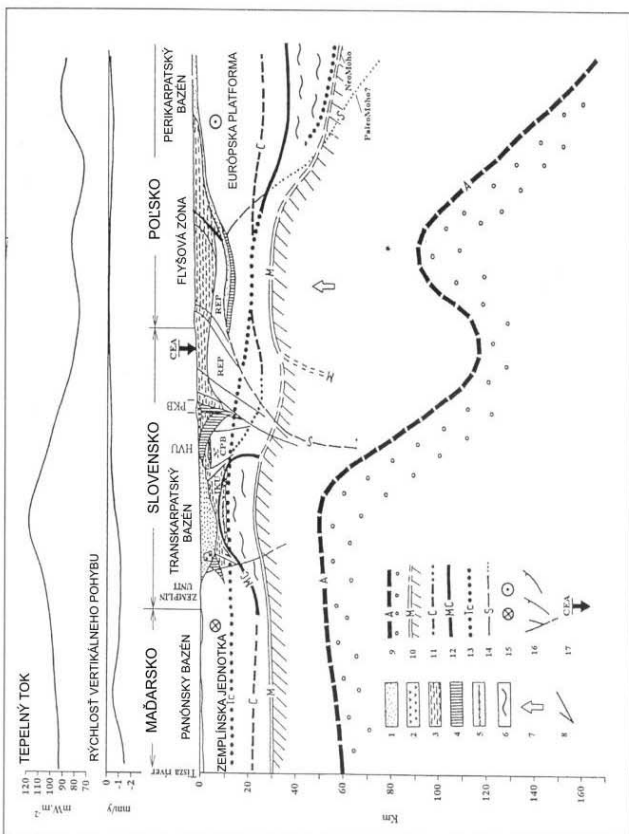
Podložie flyšu s príhlahou časťou karpatsko-panónskej dosky interpretovali Hrušecký et al. (2003). Seizmický profil 107/87 – 107/88 predstavuje obr. 20, na ktorom je bradlové pásmo s pieninským lineamentom znázornené ako pomerne hlboko zakorenený prvok budovaný sústavou ohraničených dekomponovaných reflexov. Pokles európskej platformy na tejto hranici je markantný, podľa odhadu rýchlosti viac ako 10 km, a povrch platformy (pod flyšom) smerom na S pozvoľna stúpa. Vnútri magurskej aj krosnianskej zóny sa interpretuje pomerne hustá sústava severovergentných reflexov. Tie sa hodnotia ako násunové a prešmykové zlomy, a to aj v rámci vyčlenených čiastkových jednotiek. Vertikálne zobrazenie profilu pre nedostatočné poznanie skutočných rýchlostných pomerov (chýbanie hlbších vrstev a údajov seizmokatáže) je len v časovom reze.

Z najnovších prác je hodnotená predbežná tiažová interpretácia (model 2D) profilu 1 gm (Szalaiová et al., 2001), ktorý sa vedie v smere Domaša – Olka a je takmer paralelný so seizmickým profilom 107/87 – 107/88. Hĺbka flyšových sekvencií je zrejماً z obr. 21, v ktorom sa interpretuje hrúbka takmer 18 km s oddeleným blokom európskej platformy v podloží. Upozorňujeme na to, že





Lokalizácia profilu VS - 97



Obr. 19. Schéma hlbínnej stavby východného Slovenska (podľa Šeňaru et al., 1997).

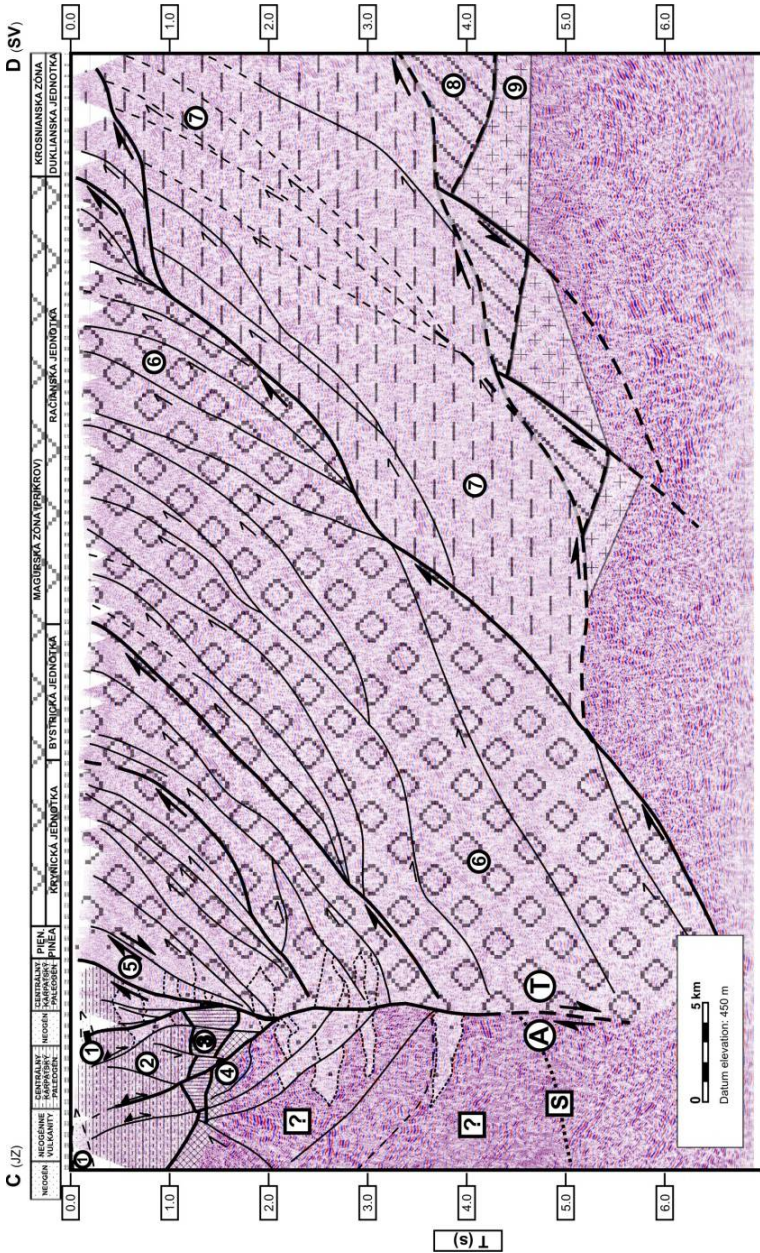
1 – neogén; 2 – neovulkanity; 3 – flyš; 4 – mezozoikum; 5 – vysokohustotné anomálne teleso; 6 – spodná kôra s vlastnosťami pláštia; 7 – *updoming*; 8 – *unroofing*; 9 – astenosféra; 10 – Moho, resp. paleo-Moho; 11 – hranica medzi spodnou a vrchnou kôrou; 12 – hranica medzi spodnou a vrchnou kôrou s vlastnosťami vrchného pláštia; 13 – Currieho izograda; 14 – predpokladaná subdukčná zóna; 15 – pohyb v smere kolmom na profil; 16 – zlomy typu *flower structure*; 17 – karpatská vodivá zóna; 18 – Humenské vrchy; PKB – pieninský lineament; REP – riftová európska platforma; CPB – karpatsko-panónsky blok; IKU – iňačovsko-kričevská jednotka.

pieninský lineament s bradlovým pásmom v tiažovom obraze sa nespráva anomálne, a tak z hľadiska rozdielov hustoty nie je hranicou takého významu, aká sa mu stále pripisuje (tým nemáme na mysli jeho povrchovú, ale hlbinnú funkciu – nad 5 km). Podobnú črtu peripieninského lineamentu sme zistili modelovaním magnetometrie na Z od zmapovaného územia v profile Popradská kotlina – Spišská Magura – Pieniny, v ktorom pieninský lineament plynulé pokračovanie hlbokých magnetických hmôt (viac ako 3 km) v smere z vnútrokarpatského paleogénu do flyšu ovplyvnil „nulovým spôsobom“ (Kucharič in Kubeš et al., 2001).

Z grafu tiažovej krivky vidieť, že hustotný kontrast na sledovanej línii nie je nápadne extrémny. Relevantnú hustotnú hranicu indikujeme oveľa severnejšie (cca 15 km), a to približne na rozhraní povrchovej hranice bystrickej a račianskej jednotky. Z toho rezultuje, že by krynická a bystrická jednotka mali v hlbších častiach obsahovať objemný súbor ťažkých hornín (zatiaľ neznámeho pôvodu), ktoré sa v doterajších interpretáciách neberú do úvahy, lebo narážajú na „*historickým opakovaním získanú axiómu*“ funkcie pieninského lineamentu. Ak by sa predpoklad výskytu ťažkých hornín na S od bradlového pásma zamietol, muselo by sa pracovať s ťažším podložím flyšu, ktoré by si v takom prípade vyžadovalo niekoľkokilometrový zdvih. Tak isto sa ponúka možnosť riešiť otázku „akrečným klinom“ ťažších hornín obdukovaných z platformy, ako aj južnou vergenciou pieninského lineamentu. Uvedený nesúlad sa v obrázku rieši vsunutím „*vnútorného karpatského(?) bloku*“ medzi tatroveporické kryštalinikum a spodnú kôru. Či ide o „kozmetickú“ záležitosť, alebo sú aj iné možnosti na zistenie tejto nesporne dôležitej hlbinej hranice, by si vyžadovalo ďalšie variantné modelovanie, a to aj magnetometrických výsledkov a priľahlých neogénnych seizmických profilov. Podľa nášho názoru sú reálnejšie interpretácie predpokladajúce subdukciu eurázijskej dosky pod vnútorné Západné Karpaty v tomto priestore, čo poskytuje ďalšie varianty výkladu (napr. Birkenmajer, 1976; Książkiewicz, 1977; Ádám a Pospíšil, 1984; Bojdyš a Lemberger, 1986 a i.).

V tomto prípade sa nám zdá, že celková hrúbka magurského a duklianskeho príkrovu 18 km (obr. 20) je trochu preexponovaná. Ak sa táto hranica preniesie do obr. 18 (seizmický profil v paralelnom smere posunutý o niekoľko km), podľa približného odhadu rýchlosti ( $4\,500\text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ , Hrušecký, ústna informácia) vzhľadom na registrovaný čas (cca 6 s) by ako adekvátna a únosná hrúbka bola 8 až 9 km. Na podporu tohto tvrdenia dokladáme, že podľa výsledkov tiažového a magnetotelurického modelovania maximálna hrúbka flyšovej sekvencie smerom do Poľska (v pokračovaní profilu 1 gm) neprekračuje 11 km (Krolikowski a Peteckí, 2001). Aj v práci Leška et al. (1979) je variácia hrúbky flyšu v intervale 4 500 až 12 000 m. Rozhranie bystrickej a račianskej jednotky je ale v každom prípade *najvýraznejšou tiažovou anomáliou* (gradientom, teda zmenou) v rámci zmapovaného územia.

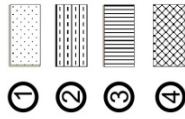
Potvrďuje to aj krivka magnetometrie, pri ktorej okrem stúpajúceho trendu (technická záležitosť magnetického poľa – treba ho opraviť o regionálny šírkový gradient zemského magnetického poľa) veľmi prekvapuje existencia niekoľkých



Vysvetlivky vid' nasledujúca strana

Vysvetlivky k reflexnoseizmicnému profilu 107/87 – 107/88

### ZÁPADOKARPATSKÁ DOSKA



- ① neogénne sedimenty a vulkanity
- ② šambronské vrstvy (paleogén)
- ③ bazálny paleogén
- ④ predterciérne podložie

### AKREČNÝ KLIN

- ⑤ piennské bradlové pásmo (v hĺbke ide o tektonickú koláž jednotiek v okolí bradlového pásma)
- ⑥ flyšové pásmo, magurská zóna (krynická, bystrická a račianska jednotka)
- ⑦ flyšové pásmo, krosnianska zóna (jednotky: duklianska, grybovská, Obidowej-Slopnic, sileske jednotky)

### SEVEROEURÓPSKA PLATFORMA



- ⑧ sedimentárny obal platformy
- ⑨ basement platformy
- ⑩ neznáme jednotky
- ⑪ násuny alebo prešmykové zlomy: a) menej významné, b) významné
- ⑫ poktesové zlomy: a) menej významné, b) významné
- ⑬ pôvodne prešmykový zlom reaktivovaný ako pokles
- ⑭ horizontálny posun s dominantne dextrálnym zmyslom pohybu
- ⑮ zvyšok kolíznej sutúry medzi vnútornými a vonkajšími Západnými Karpatmi
- ⑯ hlboký vrt situovaný blízko seizmickeho profilu alebo priamo na ňom

Obr. 20. Reinterpretácia reflexnoseizmickeho profilu 107/87 – 107/88 (podľa Hrušického et al., 2003).

anomálii s rôznou vlnovou dĺžkou a amplitúdou do 100 nT, čo je v tomto území úplná novinka. Podľa predbežného modelovania je zrejmé, že najsevernejšie anomálie sú prakticky na povrchu. Ich intenzita smerom na J klesá, čo dokumentuje postupné ponáranie sa magnetického zdroja (Kubeš in Szalaiová et al., 2001). Pomerne nízku anomáliu (amplitúdu) indikujeme aj v priestore, ktorý na povrchu buduje magurský flyš a to naznačuje možnú spätosť magnetických hornín s podložnou duklianskou jednotkou. Podľa doterajších poznatkov o petrofyzikálnych vlastnostiach flyšu sa tento flyš považoval za úplne nemagnetický útvar a dokazovalo sa to aj experimentálne (Klašková et al., 1973). Čiastočné zvýšenie magnetickej susceptibility sa zistilo len v pelitoch lupkovských vrstiev vo vrte Zboj-1 v hĺbke 1 600 – 2 800 m (Leško et al., 1979).

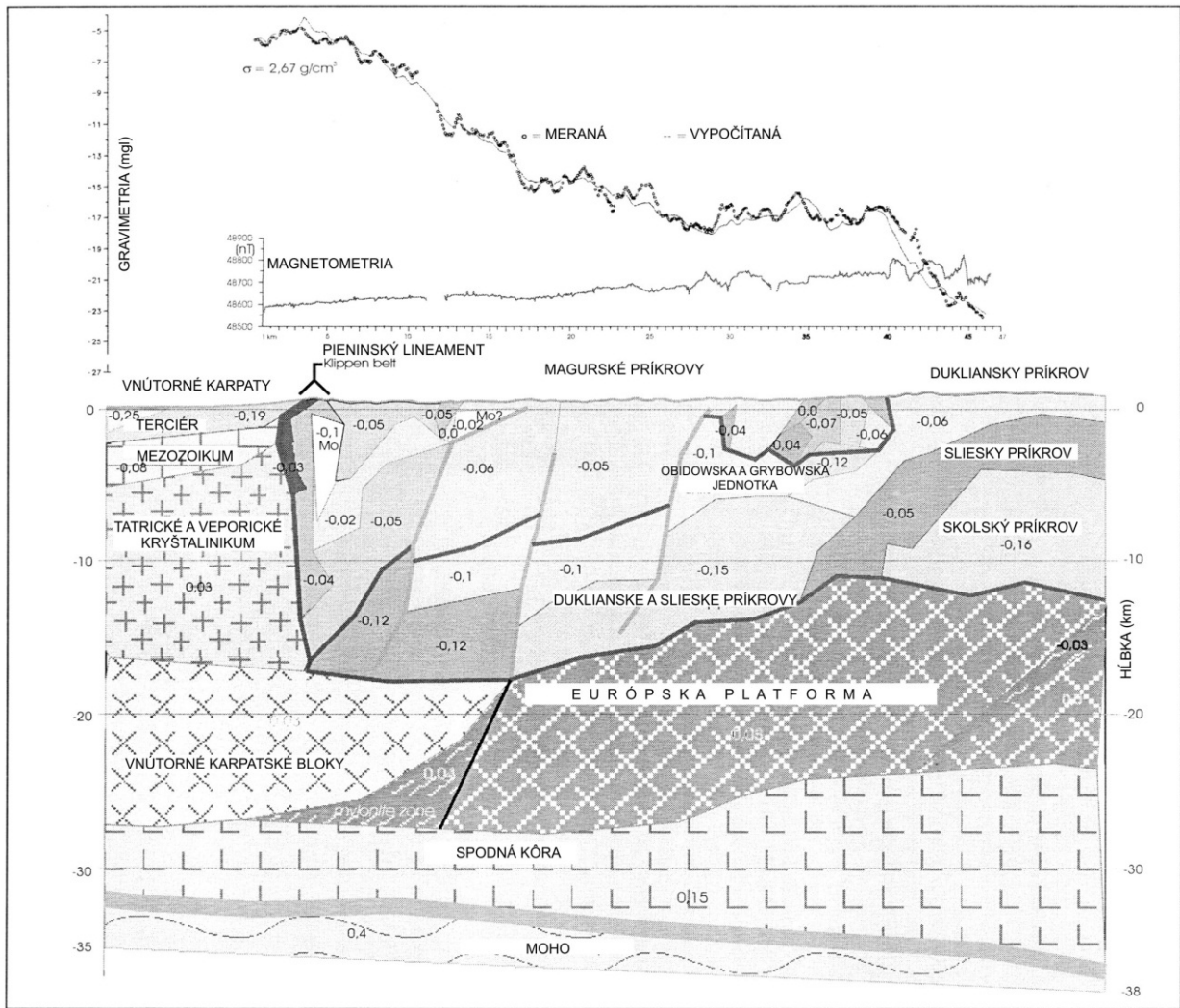
Doteraz všetky magnetické anomálie detegované v priestore tiažového profilu 1 gm sa spájali so zdrojmi situovanými v jeho podloží. Povaha anomálií na uvedenom profile tento postulát jednoznačne vylučuje a naznačuje potenciálnu existenciu magnetických zdrojov vo flyšovej výplni s postupným poklesávaním stropu rušivých telies smerom na J, čo je v súlade s celkovou makrostavbou územia. Zrejme je otázkou do budúcnosti, aký geologický fenomén spôsobuje túto anomáliu, ktorá môže mať kľúčový význam nielen zo štruktúrnogeologického, ale možno aj zo surovinového hľadiska územia. Anomálne pole je na S od Oľky a jeho presnejšie vykreslenie je v projektovanej magnetickej mape (Kubeš, 2004), ktorá sa z tohto územia pripravila v roku 2008 (Kubeš, 2008). Je zrejmé, že jej interpretácia môže podstatne zmeniť názor na litostratigrafiu a tektonické prvky v tejto oblasti (anomálie majú hĺbku priemerne od stoviek m po 2 – 3 km od povrchu). V súvislosti s tým je dôležitý výsledok Krutikovskej et al. (1971) z ukrajinskej časti flyšu, kde sa čelo magurského príkrovu prejavuje magnetickým anomálnym pásomom.

Profil je zaujímavý aj tým, že je južným predĺžením poľského magnetotelurického profilu č. 16 (Stefaniuk a Klitynski, 2000).

### ***Seizmologické údaje***

Podľa Labáka et al. (2002) zmapované územie z hľadiska ohrozenia makroseizmickou intenzitou nepatrí medzi výrazne anomálne, a preto sa prevažne zaraďuje do 5. až 6. stupňa (škály MSK-64). Toto ohrozenie sa vypočítalo pre deväťdesiatpercentnú pravdepodobnosť neprekročenia udanej hodnoty počas 50 rokov (pri perióde návratnosti 475 rokov). V zmapovanej ploche je z dvanástich seizmických staníc národnej siete Slovenska len jedna – v Kolonickom sedle na JV od Sniny.

Podobne aj špičkové zrýchlenie ( $m/s^2$ ) na skalnom podloží sa stanovilo v hodnote od 0,8 do 1,3. Na druhej strane, epicentrá známych (zaznamenaných) zemetrasení poskytujú pomerne pestrý obraz, sú síce mimo skúmaného územia, ale predsa len v jeho blízkosti (na J od spojnice Vranov nad Topľou – Humenné). Zaregistrovalo sa viac ako 10 epicentier a tri z nich dosiahli až 7. stupeň stupni-



Obr. 21. Interpretácia hĺbnej stavby pozdĺž tiažového profilu 1 gm (podľa Szalaiovej, et al., 2001).

ce MSK-64. Priamo na zmapovanej ploche sú známe epicentrá z priestoru Stropkov – Havaj, ako aj na SV od Humenného v oblasti Ruskej Kajne. Výrazné epicentrum je v okolí Ruskej Vole (na Z od severného výbežku Domaše), tesne vedľa zmapovaného územia. Celkove možno oblasť Stropkov – Vranov nad Topľou – Humenné – Sobrance pokladať za aktívnu seizmickú zónu. Potvrďuje to aj posledné zemetrasenie medzi Humenným a Sobrancami (v máji 2003), ktorého účinok pocítili obyvatelia Jasenova (na JZ od Humenného). Bolo pri ňom poškodených 90 % zo 130 domov. Väčšinou išlo o popraskané steny, zrútené komíny a vážne bola narušená statika miestneho gréckokatolíckeho kostola. Podľa účinkov sa magnitúda zemetrasenia stanovila na 4,2 Richterovej stupnice, čo v jej zmysle predstavuje slabé zemetrasenie.

Z pohľadu hlbšej geologickej náplne územia je takáto relatívne aktívna seizmická činnosť pochopiteľná, pretože podľa izostázie je stála tendencia poklesu karpatsko-panónskeho bloku oproti východnej časti priľahlého flyšu. Spomenuté epicentrá zemetrasení celkom dobre korešpondujú s hustotnými rozhraniami na mape úplných Bouguerových anomálií (obr. 22).

### 8.3. NAJMARKANTNEJŠIE FYZIKÁLNE ČRTY ÚZEMIA

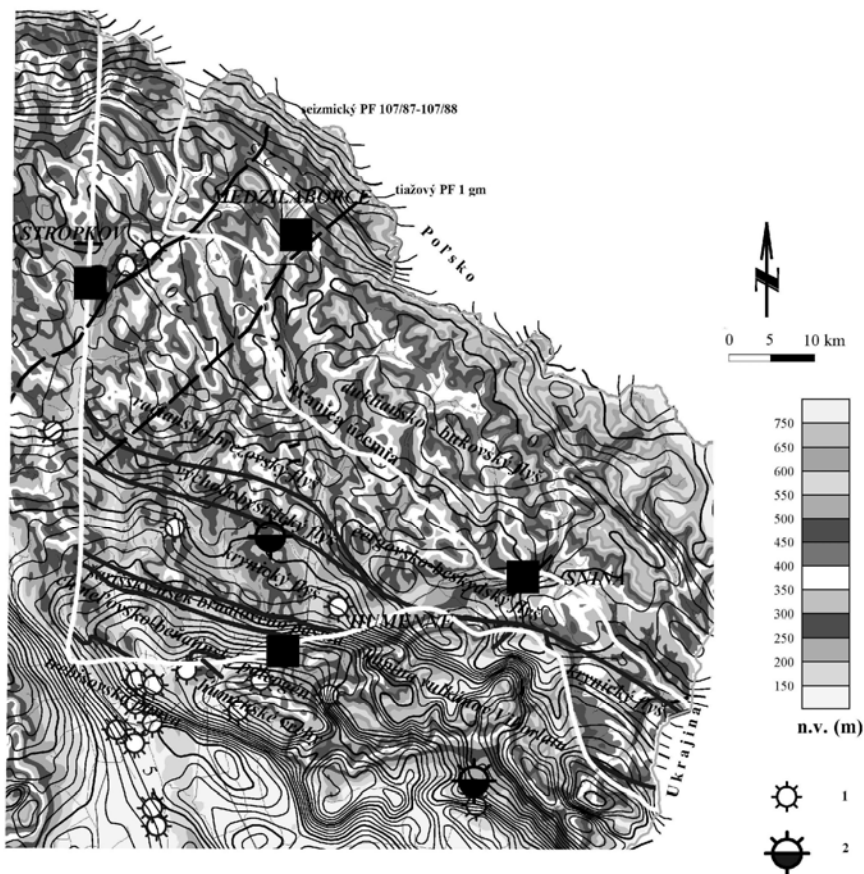
Už sme konštatovali, že najcelistvejší obraz poskytuje mapa úplných Bouguerových anomálií. Ponúka veľmi pestrý a variabilný obraz tiažového poľa, ale napriek jeho základnej čрте – postupnému poklesu tiaže smerom na S (reflex regionálneho fónu Karpát) – možno v zmapovanom priestore registrovať niekoľko veľmi zaujímavých štruktúr.

Ako doplnok interpretácie tiažových anomálií sme použili mapu digitálneho modelu reliéfu terénu (všetky významné fyzikálne prvky územia sú na obr. 22).

Považujeme za nevyhnutné zdôrazniť, že sa anomálne črty tiažového poľa spájali výlučne s tiažovými účinkami flyšového podložia už od najstarších tiažových interpretácií (Scheffer, 1960; Ibrmajer a Doležal, 1962; Menčík, 1963, a i). Podobne aj Leško a Mořkovský (1975) konštatovali, že výrazné tiažové gradienty súvisia skôr s významnými rigidnými poruchami podkladu flyšových príkrovov než s inhomogenitami vnútri príkrovov. Rozdiely v mineralogickej hustote medzi psamitami a pelitmi sú také nepatrné, že sa podľa tiažových meraní nedá vo východoslovenskom flyši vyčleniť ani jedna anomálna jednotka. Preto je veľmi pravdepodobné, že pri vzniku nevýrazných tiažových anomálií vo flyšových komplexoch je určujúcim faktorom rôzna pórovitosť hornín (Leško et al., 1979). Pri súčasnom terénnom mapovaní sa zistilo, že smery detegované v podloží sú preukázateľne merateľné na odkryvoch. Z toho vychodí, že interpretácia geofyzikálnych výsledkov nie je vyčerpávajúca, lebo detailný reprint podložia cez flyšovú výplň hrubú 4 – 6 km ťažko predpokladať.

Z obrázka 22 vidno, že dominuje smer SZ – JV, ekvatoriálne a meridionálne smery, kým štruktúry „karpatského“ smeru sú zriedkavejšie. Smer V – Z sa v do-





Obr. 22. Mapa úplných Bouguerových anomálií (interval 1mgl) s digitálnym reliéfom terénu (upravené podľa Granda et al., 2001). 1 – epicentrá zemetrasenia (podľa Labáka et al., 2002), 2 – vysoké radónové riziko (podľa Čížeka et al., 1992).

terajších geologických mapách nezobrazuje. Je zjavné, že ide o hlbšie a hlboké štruktúry (staršie?), z povrchu nie veľmi zreteľné, ktoré detegujú, že môžu byť fundamentálnymi stavebnými prvkami územia. Relatívne maximum prekračuje deliacu štruktúru na V (naprieč priebehom horninových súborov) iba v jednom prípade a je vysunuté pozdĺž zlomov smeru SV – JZ do priestoru medzi Sninou a Svetlicami, v ktorom indikujeme gradient v smere Stakčín – Radvaň nad Laborcom, indikujúci severnú hranicu račianskej jednotky s duklianskou. Podľa konfigurácie izanomál však možno predpokladať pokračovanie kladnej anomálie ďalej do duklianskej jednotky, kde sa na sz. gradiente takmer na štátnej hranici s Poľskom končí. V zmysle Hruščekého et al. (2001) sa tento smer charakterizuje ako extenzný typ zlomovej tektoniky. Okrem toho možno z mapy vyčítať aj



hustotné rozhrania smeru S – J (napr. hranicu Vihorlatských vrchov, v okolí Stropkova a pod.). Juhovýchodná časť plochy má veľmi kontrastné pole, ktoré od gradientu smeru V – Z na J od Sniny z výrazného minima rapídne stúpa až do maxima pri Beňatine. Opäť je to oblasť vyžadujúca na objektívnejšiu charakteristiku multivariantný modelovací prístup, pretože v tomto priestore by mali byť pod čelom magurského flyšu pochované sedimenty duklianskej jednotky prejavujúce aktívne štádium zrelosti s výskytom najkvalitnejšieho morského kerogénu (Hruščeký, et al., 2003).

V oblastiach vyznačujúcich sa monotónnym litologickým obsahom a nedostatkom prirodzených či umelých odkryvov hornín (práve také je aj zmapované územie) bude potrebné využiť aj menej tradičné prístupy, ktoré by geologickej mape poskytli relevantné vstupné údaje. Podľa nášho názoru je na to vhodná analýza mapy digitálneho modelu reliéfu terénu. Preto na tomto mieste pokladáme za nevyhnutné zdôrazniť význam morfoštruktúry ako elementu georeliéfu vznikajúceho činnosťou endogénnych – tých v prvom rade – a exogénnych činiteľov (Lacika a Urbánek, 1998).

Lineárnym morfológickým prejavom zlomov sú najmä lineárne údolia a hrebene, ako aj prerušenia ich priebehu. Hlavnou charakteristikou takýchto jednoduchých línií je ich orientácia, dĺžka a zakrivenie. Lineárne stopy zlomov sú najviditeľnejšie v prípadoch, ktoré sa v literatúre písanej po anglicky označujú ako *high dip faults* alebo *strike slip faults* zlomy, kým *thrust faults* spôsobujú nepravidelnosti v topografii (Prost, 1994; Ahnert, 1996; Goldsworthy a Jackson, 2001). Pozdĺž zlomov sa mohli vyvinúť aj planárne črty (napr. rovnaké vlastnosti svahov). Charakteristické sú depresie, tlakové nadureniny, naklonené zlomové kryhy a ploché polohy. Na druhej strane sa musí brať zreteľ na to, že sa exogénne procesy najlepšie uplatňujú tam, kde terén pripravili endogénne procesy, čiže stopy po nich pomáhajú pri dešifrovaní geologických javov.

Podľa nášho názoru je novým prvkom veľké množstvo ekvatoriálnych štruktúr (smeru V – Z), ktoré by mohli reprezentovať staršie(?), rejuvenizované tektonické procesy. Na tieto smery sme upozornili aj pri mape úplných Bouguerových anomálií.

Bezvýznamné nie sú ani meridiálne štruktúry, resp. im blízke smery, ktoré paletu lineárnych tektonických prvkov fakticky uzatvárajú. Aby bol obr. 22 prehľadný, spomenuté línie sme doň nezakomponovali, ale – hoci ide o schému – sú identifikovateľné.

Je možné, že preceňujeme tektonický aspekt a že geomorfologická povaha mapy je väčšmi ovplyvnená litologickým faktorom, lebo podstatnú časť zmapovaného územia – hlavne v sv. časti – buduje račianska jednotka a v nej prevaha pieskovcových horninových súborov s dominujúcim obsahom exogénneho rezistentného kremeňa podmienila rast nadmorských výšok reliéfu terénu. Upozorňujeme na to, že pri rovnobežnosti štruktúr z tiažovej mapy a z mapy na digitálnom modeli terénu (ak sa predpokladá rovnaká štruktúra) možno odvodiť sklon línie (tiažová línia má hlbšie založenie a spája sa s nehomogenitami podložia).

Mapa epicentier zemetrasení je nespochybniteľná, aj s istým stupňom voľnosti v presnejšom situovaní, a zhŕňa údaje za posledných 500 rokov. Lokalizácia epicentier je v dobrom súlade s anomálnymi hustotnými objektmi. Zo vzájomnej interpretácie epicentier vychodí, že v podloží zmapovanej oblasti je regionálna hranica európskeho významu – rozhranie medzi európskou platformou a karpatsko-panónskym blokom, ktoré sa prejavuje aj seizmickou aktivitou (do 7. stupňa MSK-64). Hĺbka rozhrania siaha až po úroveň astenosféry. Pomerne dobrú priestorovú afinitu k epicentrám vyjadruje výskyt vysokého Rn rizika, ktoré sa viaže na zóny zvýšenej koncentrácie U (Vyšná Rybnica, mimo skúmaného územia.) Vzťah medzi vyššou koncentráciou Rn a zemetrasením sa sledoval už pred zemetrasením v Taškente v 60. rokoch 20. stor. (Ulmov a Mavashev, 1967). Tento jav je významnejší najmä pri monitoringu Rn vo vode (King, 1980; Fleischer, 1981; Woith a Pekdeger, 1992, a i.).

Rádioaktivita paleogénu a flyšu v súhrnnej správe (Čížek et al. in Kubeš et al., 2001) je monotónna, bez extrémov. Výnimkou sú iba menilitové vrstvy, tie sa v zmapovanom území na povrchu – okrem ojedinelého výskytu pri Domaši – nevyskytujú.

Súčasný stav sčasti odzrkadľuje okrajový záujem výskumných a prieskumných organizácií o prehĺbenie poznatkov o geologickej stavbe či surovinovom potenciáli zmapovanej oblasti. Je to dosť prekvapujúce, lebo okrem významnej hranice medzi európskou platformou a karpatsko-panónskym blokom sú tu indície výskytu uhl'ovodíkov, a to najmä vzhľadom na očakávaný výskyt menilitových vrstiev duklianskej jednotky v podloží magurskej. Zdá sa, že po negatívnych skúsenostiach s využívaním výsledkov refrakčnoseizmických meraní prieskumná činnosť na zmapovanom území sa zablokovala. Je nesporné, že príčinou boli iné makroekonomické priority v zmenenom ekonomickom systéme. Ale výsledky zo severnejších častí flyšu (v Poľsku) ukazujú, že významným prínosom môžu byť aj magnetotelurické merania.

Konštatovaný nepriaznivý stav v zmapovanom priestore by z hľadiska geofyziky a geológie vôbec nemal byť trvalý, a to aj preto, že ide o aktívnu seizmotektonickú zónu (v rámci Západných Karpát).

Mapu negatívne ovplyvnilo aj chýbanie plošných magnetických meraní, ktorých výsledky, ako sme už konštatovali, môžu byť cenné pri zostavovaní štruktúrnych a tektonických elementov v plytších a hlbších úrovniach flyšového bazéna (aj jeho podložia?).

Konštatujeme, že v zmapovanej oblasti je celý rad otvorených problémov týkajúcich sa plytšej, hlbšej aj hlbkej geologickej stavby. Ich objasnenie je dôležité tak pre zmapovaný región, ako aj pre celý východoslovenský flyš ako oblasť s nedostatočnou zásobou podzemnej vody v plytších úrovniach flyšovej výplne, ako aj prostredie potenciálneho výskytu uhl'ovodíkov v jej hlbších častiach.

## 9. GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA

Charakteristiku geologického vývoja regiónu Nízke Beskydy-stredná časť sťažuje rôznorodosť jednotiek a kontakt vnútorných a vonkajších Karpát. Každá z jednotiek vystupujúcich v regióne mala odlišné podmienky vývoja a sedimentácie.

Najstarším komplexom v regióne sú stredotriasové sedimenty gutenstein-ských vápencov a ramsauských dolomitov fatrika krížňanského príkrovu. Predstavujú sedimenty vznikajúce v prostredí karbonátovej platformy. Kriedové sedimenty porubského súvrstvia, pre ktoré sú charakteristické vápnité pieskovce až piesčité vápence, mali rovnaké podmienky sedimentácie. Vzhľadom na to, že fatrikum krížňanského príkrovu je v tomto regióne zachované len sporadicky, môžeme sa iba domnievať, aké boli geologické podmienky sedimentácie, resp. môžeme ich porovnávať s podmienkami sedimentácie mezozoika Humenských vrchov.

Bradlové jednotky a sekvencie (v dnešnom ponímaní) v mezozoiku ešte neboli diferencované. Na ich vývoj existuje celý rad názorov (na pozíciu a tektonickú príslušnosť). Je možné charakterizovať ho v niekoľkých etapách. Prvou je triasová etapa spojená so vznikom sedimentačného priestoru s plytkovodnými sedimentmi. Jursko-spodnokriedovú etapu charakterizuje rozčlenenie sedimentačného priestoru prevažne s karbonátovou sedimentáciou. Obdobie od spodnej kriedy po oligocén je možné nazvať kordilérovým štádiom. Vtedy v bradlovom priestore od albu pozdĺž južného okraja existoval aktívny prah (na predpolí s akrečným komplexom) lemovaný vencom rifov. Sedimentačný priestor sa pomaly zužoval. Tektonicky aktívna zóna dodávala klastický materiál do bazéna. Z južných vnútrokarpatských priestorov sa vtláča blok vnútorných Západných Karpát. Neogénnu etapu charakterizuje vyvrásnenie bradlového pásma do takého stavu, ako ho poznáme dnes. Jednotlivé súvrstvia šarišskej časti bradlového pásma v tomto priestore sú veľmi slabo odkryté, preto charakterizovať postupnosť procesov v tomto priestore je dosť zložitá. Dynamika priestoru sa neustále zvyšovala a flyšové súvrstvia možno definovať skôr ako sedimenty uložené v sedimentačných pasciach. Sedimentárny záznam sa skončil v bradlovom pásme v období stredného eocénu.

V strednom eocéne sa už začala morská sedimentácia aj v oblasti vnútrokarpatského bazéna. Prvé známky morskej sedimentácie lemujú južný okraj bradlového pásma. Najstaršie sedimenty pochádzajú z obdobia stredného eocénu a indikujú počiatočnú fázu sedimentácie (borovské súvrstvie). V období mladšieho eocénu až staršieho oligocénu sedimentovali fácie zubereckého súvrstvia. Môžu byť distálnym ekvivalentom sedimentov, ktoré sedimentovali v prostredí

vonkajšieho šelfu a podmorského svahu. Kalovce sa navzájom prelínajú s pieskovecami.

Vývoj magurského priestoru je možné sledovať v tomto priestore od mladšieho paleocénu po starší oligocén. Staršie sedimenty nie sú zachované. Magurský sedimentačný priestor sa postupne zaplňal viac-menej flyšovými sedimentmi (belovežské a zlínske súvrstvie) s rôznou modifikáciou. Pri deformovaní plochy magurského nasunutia dochádzalo k spätným prešmykom a jeho internému zošupinateniu. Vytvorili sa jednotlivé tektonické jednotky (krynická, bystrická a račianska). Vnútorňú časť bazéna tvoria relatívne hrubozrnné sedimenty krynickej jednotky (prevažne stredno- až hrubozrnné pieskovce a zlepence). Tieto fácie vznikali depozíciou z koncentrovaných gravitačných prúdov (sensu Mulder a Alexander, 2001) v proximálnom hlbokomorskom prostredí lemujúcim svah juhomagurskej kordiléry. Tá bola zdrojom sedimentárnej náplne súvrstvia a ohraničovala magurský bazén z juhu (Mišík et al., 1991). Vrstvový sled bystrickej a račianskej jednotky má diferencovanejší charakter. Paleocén až spodný eocén je zastúpený hrubozrnným vývojom spodnej časti belovežského súvrstvia. Hrubozrnné pieskovce a zlepenca sa ukladali v podmorských kanáloch. Smerom do nadložia postupne získavajú prevahu jemnozrnné pieskovce s ílovcami, ktoré sedimentovali v prechodných zónach medzi kanálmi a agradačnými valmi alebo v samotných agradačných valoch. Spodný až stredný eocén oboch jednotiek tvoria tenké vrstvy jemnozrnných pieskovcov a ílovcov prechodných belovežských vrstiev. Tieto fácie vznikli v distálnom prostredí bazénovej planiny alebo spodnej časti svahu. Pestré ílovce majú hemipelagický až pelagický charakter a predstavujú kondenzovaný horizont indikujúci prehlbenie bazénu pod CCD. To súviselo s výraznou subsidenciou a rastom morskej hladiny s kulmináciou v strednom eocéne. Pre mladší eocén je charakteristický výrazný výzdvih bazéna (Oszczypko et al., 2003). To podmienilo vznik depozičných systémov podmorských vejárov zlínskeho súvrstvia v jednotlivých častiach bystrickej a račianskej jednotky. Gravitačné prúdy (prevažne turbiditné) transportujúce materiál z okraja bazéna boli často obmedzené a ich tok bol usmerný pozdĺž zlomov paralelných s osou bazéna sz.-jv. smeru. Paleoprúdenie malo dominantný smer z JV na SZ. Pre najmladší eocén až starší oligocén sú charakteristické anoxické podmienky (Golonka a Slaczka, 2003), počas ktorých sedimentovali jemnozrnné pieskovce a tmavosivé, sivé až hnedosivé kalovce papinských vrstiev (zlínske súvrstvie) a malcovského súvrstvia.

Na okraji s bradlovým pásmom prebiehala tektonizácia priestoru. Nedostatok mladších sedimentov v tomto regióne nedovoľuje odlišiť účinky jednotlivých vrásnení (pyrenejského a sávského). Mladšie, miocénne vrásnenie je priradené k štajerskému vrásneniu. Na základe štruktúrnych poznatkov za najstarší smer vrstvovitosti považujeme smer V – Z, a to vo všetkých troch jednotkách. Kompresia smeru SSZ – JJV, vypočítaná z paleonapäťových analýz, spôsobila paralelné skracovanie vrstiev so vznikom súklonných a protiklonných strihov R orientovaných pod ostrým uhlom k vrstvovitosti. Konjugovaný párový systém

puklín sa tvoril v tom istom kinematickom režime, pričom mal charakter strižných posunov so striáciami na plochách. Akumulácia napätia sa presúvala do plastickejších polôh. To malo za následok presúvanie komplexov cez seba a tvorbu prešmykov a príkrovov. Za zónu odlepenia (*décollement*) považujeme pestré vrstvy vo všetkých jednotkách, pretože sú najviac plasticky prevrásnené. Aj akumulácia prešmykov je geneticky spätá s akumuláciou pestrých súvrství (pozri geologickú mapu). V týchto častiach územia je súčasne aj najviac antiklinálnych a synklinálnych pásiem. Zmena orientácie vrstvovitosti zo smeru V – Z na SSZ – JJV až SZ – JV je výsledkom postupného skracovania sedimentačného priestoru smerom od bradlového pásma k násunu magurskej jednotky na dukliansku. Postupné nakopovanie jednotlivých šupín viedlo k zmene kompresného režimu na transpresný a úniku komplexov do strán. Transpresný režim vytvoril vejárovú štruktúru s osovou časťou v račianskej jednotke, s prevažne poloopeným až otvoreným typom vrás a so spätnonasunovou tektonikou v južných častiach územia, predovšetkým pri hranici bradlového pásma s magurskou jednotkou. Pri zakorenení magurského príkrovu dominuje stavba izoklinálnych disharmonických vrás s prevládajúcou vergenciou na juh a vrásovými osami paralelnými s násunovými líniami. Podobný štýl sa dešifroval aj v severnej časti smerom k styku s duklianskou jednotkou. Vek vrásnenia bol v rôznych subjednotkách magurského príkrovu odlišný – pohyboval sa od staršieho do stredného eocénu. Asociované strižné pukliny a zlomy rotovali v závislosti od zmeny subdukčných podmienok. Pásmo vonkajších Karpát sa formovalo ako akrečná prizma vznikajúca počas juhovergentnej subdukcie európskej platne pod Alcapu, vytvárajúca severovergentné vrásky a násuny s následnou rotáciou samotných komplexov vznikajúcich regionálnym kolapsom.

Sedimenty neogénnej molasy vystupujú v tomto priestore veľmi okrajovo. Sú tu zastúpené sedimenty mladšieho karpátu (kladzianske súvrstvie) a staršieho bádenu (nižnohrobovské súvrstvie). Na povrchu sa tektonicky stýkajú so sedimentmi vnútrokarpatského paleogénu, na ktoré pôvodne transgredovali. Neogénne vulkanity sú zastúpené čičavskými ryodacitovými dajkami (mladší bádén), komplexom andezitových nekov a dajok Ladomirov (stredný sarmat) a vulkanickými produktmi stratovulkánu Popriečny (mladší sarmat až starší panón). Väčšina z produktov neogénneho vulkanizmu využila jednotlivé tektonické predispozície územia, a to najmä sz.-jv. a sv.-jz. smeru.

Kvartérne sedimenty Nízkych Beskýd, Ondavskej a Laboreckej vrchoviny v porovnaní s ostatnými územiami Slovenska majú svoj špecifický ráz. Táto špecifickosť je podmienená predovšetkým jednotvárnou geologickou stavbou podložia. Tvoria ho flyšové sekvencie hornín, ktoré sú málo a stredne odolné proti erózii. Tieto špecifiká sa odrážajú najmä v jednotvárnosti petrografického zloženia fluviaálnych kvartérnych akumulácií a v neotektonickej mobilite územia (cyklickom opakovaní fáz erózie a akumulácie v období kvartéru). Podmieňujú rozsah a objem kvartérnych sedimentov a tým aj možnosti ich ďalšieho zachovania. Prevažnú časť územia regiónu v priebehu mladšieho pliocénu a kvartéru

charakterizovali nerovnomerné pohyby, ktoré sa odohrávali na pozadí celkového zdvihu územia pozdĺž hlavných zlomov prebiehajúcich kolmo alebo šikmo na priebeh pôvodných alpínskych štruktúr. Najmladší systém zlomov vznikol po skončení vrásnivých pohybov. Tento systém mal zásadný podiel na segmentácii územia flyšového pásma na bloky a čiastkové kryhy, a teda na formovanie dnešného morfoštruktúrneho plánu rozvodí Ondavy, Laborca, Cirochy a Ublianky.

Neotektonické pohyby sa odohrávali pozdĺž dvoch hlavných systémov zlomov, a to v smere SV – JZ a S – J, len zriedka na konformných dislokáciách flyšového pásma z.-v. smeru (dolina Ublianky, Cirochy a časti Laborca).

Následkom pohybovej aktivity jednotlivých krých flyšového pásma, a najmä vertikálnych pohybov, prebiehala dezintegrácia územia a priestorová distribúcia základných foriem reliéfu. Táto pohybová aktivita ovplyvnila aj priebeh a rozsah kvartérnej sedimentácie. Pohyby, najmä vertikálne, spôsobili nerovnomernú horizontálnu a vertikálnu disekciu reliéfu. Markantne sa to prejavilo v deštrukcii stredohorskej, ale najmä poriečnej rovne, ktoré sa na jednotlivých blokoch dostali do rôznej výškovej pozície.

Významnú úlohu v tomto procese zohrala rôzna odolnosť hornín flyšového pásma, ktorá sa odrazila najmä v detailoch neotektonickej stavby územia. V záverečnej etape neotektonického vývoja v kvartéri pokračovali procesy dezintegrácie jednotlivých častí študovaného územia, pričom nastali paleogeografické zmeny a zvýraznila sa neotektonická odlišnosť jednotlivých častí územia.

Nerovnomernosť neotektonických pohybov sa ešte výraznejšie prejavila v južnej časti regiónu na styku humenského mezozoika, bradlového pásma, a najmä oblúka neovulkanitov Vihorlatských vrchov.

Južný okraj flyšu tvorí rozsiahlejšie znížené pribradlové (peripieninské) pásmo z.-v. smeru. Na južnom okraji pásma počas neotektonickej etapy došlo k čiastočnej reštrukturalizácii zlomového systému a jeho napojeniu na štruktúrny plán klenbovohraš'ovej štruktúry oblúka Vihorlatských vrchov.

Pribradlové pásmo má charakter pozdĺžnej zníženejiny – žľabu – so zlomovým ohraničením zo severu (zlomové pásmo Humenné – Ubl'a) a menej jasným (zakrytým) ohraničením z juhu. Na spomínanom pásme sa sformovala Humenská a Ublianska kotlina, rozdelená kolonickým rozvodím. Výplň kotlín tvoria proluviálne sedimenty náplavových kužeľov a fluviaálne sedimenty terás.

Južnú okrajovú časť regiónu tvorí značne vyzdvihnutý okraj neovulkanického oblúka klenbovej hrasti Vihorlatských vrchov s excentrickým usporiadaním zlomov.

## 10. HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Nízke Beskydy sa vyznačujú zložitou geologickou stavbou a podľa hydrogeologickej rajonizácie z roku 1984 sú v tomto regióne nasledujúce hydrogeologické rajóny (obr. 23):

PQ 097 – paleogén povodia Laborca po Brekov s čiastkovým rajónom fluviaálnych náplavov Laborca a Cirochy, ako aj ich väčších prítokov,

P 098 – paleogén povodia Uhu,

PQ 105 – paleogén Ondavy po Kučín s čiastkovým rajónom fluviaálnych náplavov Ondavy a čiastkovým rajónom paleogénu.

Malou časťou do tohto regiónu zasahuje aj rajón QN 106 – kvartér Ondavy a Tople od Slovenskej Kajne po Trebišov, PQ 110 – paleogén Nízkyh Beskýd v povodí Tople, a veľmi okrajovo aj VNP 100 – neovulkanity Vihorlatských vrchov.

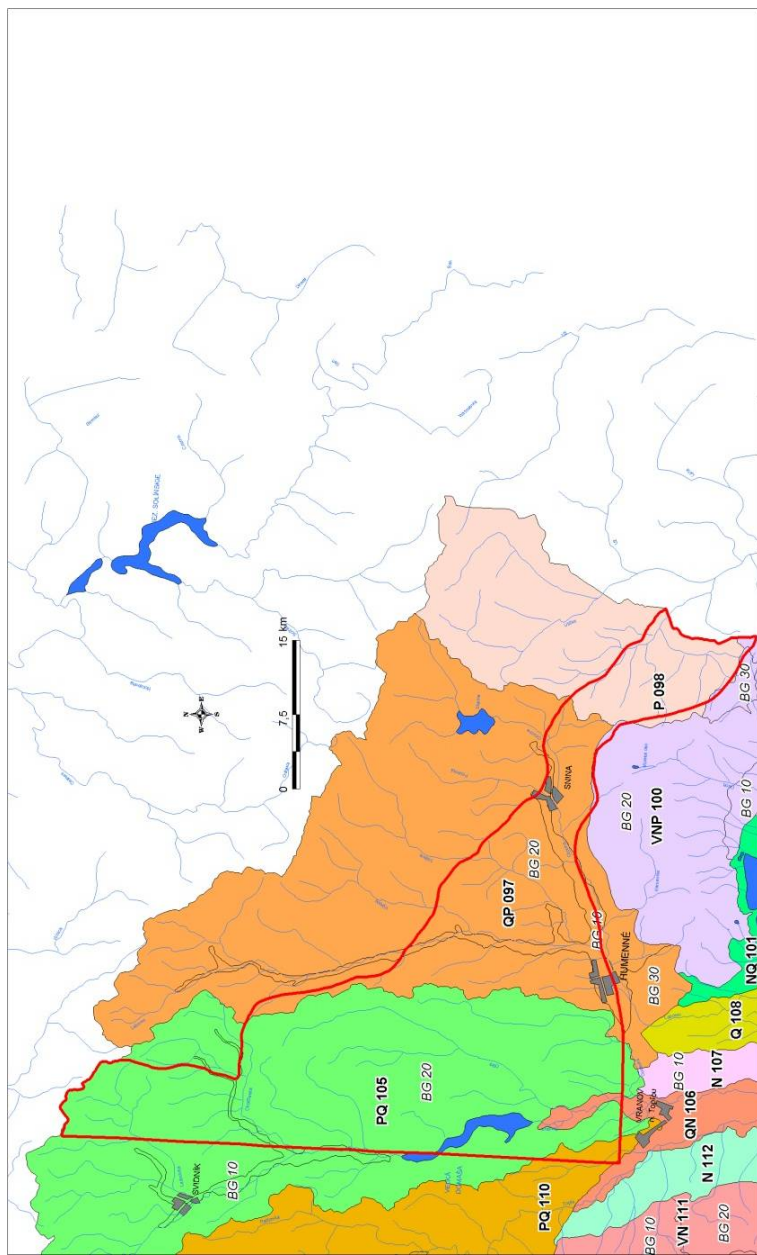
Geologická stavba územia je jedným zo základných faktorov determinujúcich jeho hydrogeologické pomery. Podľa geologickej stavby možno v tomto území vyčleniť niekoľko hydrogeologických celkov s odlišnými hydraulickými vlastnosťami horninového prostredia, s odlišným režimom a chemickým zložením podzemnej vody.

Je to hydrogeologický celok:

- humenského mezozoika s krasovo-puklinovou priepustnosťou,
- sedimentov vnútrokarpatského paleogénu s puklinovou priepustnosťou,
- bradlového pásma s puklinovou priepustnosťou,
- sedimentov flyšového pásma s puklinovou priepustnosťou,
- neogénnych sedimentov s puklinovou priepustnosťou,
- vulkanitov neogénu s puklinovou priepustnosťou,
- kvartérnych sedimentov s medzizrnnou priepustnosťou.

### 10.1. HYDROGEOLOGICKÝ CELOK HUMENSKÉHO MEZOZOIKA

Celok tvoria sedimenty fatrika (*telesá gutensteinského vápenca, ramsauského dolomitu a porubské súvrstvie*). Vápencové a dolomitové telesá humenského mezozoika sú vysoko priepustné, regionálne tvoria jednotný, aj keď z hľadiska priepustnosti heterogénny celok. V rámci všeobecne veľmi dobrej priepustnosti karbonátov je totiž priepustnosť vápencových a dolomitových telies značne odlišná. Vápencové sú prevažne veľmi skrasovatené, charakteristické puklinovo-krasovou a puklinovou priepustnosťou s kavernami a puklinami, často zaplnenými produktmi zvetrávania a so značnou filtračnou heterogénnosťou. Vápencové vrstvy sú veľmi heterogénnym prostredím s hydraulicky kontrastnými vlastnosťami



Obr. 23. Hydrogeologické rajóny v regióne Nízke Beskydy-stredná časť (Šuba et al., 1984).



– vysoko priepustné kaverny s až turbulentným prúdením ohraničuje skalný masív s nízkou priepustnosťou aj zásobou. Puklinovú priepustnosť rigidnejšieho dolomitu spôsobuje jeho tektonické drvenie. Dolomit je menej heterogénny, prakticky len s puklinovou priepustnosťou a s pomerne vysokou zásobou viažucou sa na mnohé systémy drobných puklín. *Porubské súvrstvie* je puklinový kolektor, ale zaberá malú plochu, a preto bez väčšieho zvodnenia. Pramene tohto hydrogeologického celku dosahujú výdatnosť od 0,5 do 3 l . s<sup>-1</sup>.

Podzemná voda mezozoika Humenských vrchov je typická voda s karbónatogénnou mineralizáciou, s vyhraneným chemickým zložením typu Ca–HCO<sub>3</sub> a Ca–Mg–HCO<sub>3</sub>, väčšinou s celkovou mineralizáciou 450 – 550 mg . l<sup>-1</sup>. Obmedzený vplyv na formovanie chemického zloženia má rozptýlený sadrovec a autigénny pyrit. Obidva minerály uvoľňujú do podzemnej vody sulfátové ióny a podmieňujú vznik Ca–SO<sub>4</sub>. Údaje o chemickom zložení podzemnej vody v podložnom mezozoiku Vihorlatských vrchov poskytol vrt MLS-1 Podskalka (Franko et al., 1975). Voda z vrchnotriasových dolomitových telies dosiahla kolektorovú teplotu 33 °C a mineralizáciu 830 mg . l<sup>-1</sup>. Z úseku 908 – 929 m sa čerpala voda prechodného Gazdovho typu A<sub>2</sub>–A<sub>1</sub>.

## 10.2. HYDROGEOLOGICKÝ CELOK SEDIMENTOV VNÚTROKARPATSKÉHO PALEOGÉNU

Sedimenty vnútrokarpatského paleogénu podtatranskej skupiny zastupuje borovské a zuberecké súvrstvie. *Borovské súvrstvie* je puklinový kolektor odvodňovaný relatívne výdatnejšími prameňmi (do 1 l/s) najmä v severnom okolí Humenských vrchov medzi Jasenovom a Kamenicom nad Cirochou (mimo hodnoteného územia) a *zuberecké* flyšovým charakterom predstavuje horninové prostredie s dominantnou puklinovou priepustnosťou.

Medzi Čičavou a Tovarným je index prietočnosti nižší v pripovrchovej zóne zubereckého súvrstvia, Y 3,10 – 5,10 s mediánom Md(Y) 4,50, a zodpovedá mu odhad mediánu koeficientu prietočnosti Md(T) 4,2 . 10<sup>-5</sup> m<sup>2</sup> . s<sup>-1</sup> (zvodnenec s nízkou prietočnosťou IV. triedy). Podľa priemernej prietočnosti predstavuje pri odhade geometrického priemeru koeficientu prietočnosti G(T) 3,3 . 10<sup>-4</sup> m<sup>-2</sup> . s<sup>-1</sup> zvodnenec s miernou (strednou) prietočnosťou triedy IIIc. Priemernú priepustnosť pripovrchovej zóny zubereckého súvrstvia vyjadruje Z 1,5 – 3,7, ale prevažne 3,0 – 3,7 s mediánom Md(Z) 3,3 a so zodpovedajúcim odhadom Md(k) 2,7 . 10<sup>-6</sup> m . s<sup>-1</sup> (dosť slabo priepustné kolektory V. triedy priepustnosti). Výdatnosť vrtov v pripovrchovej zóne zubereckého súvrstvia (do hĺbky 30 – 70 m) je v tomto území od 0,02 do 0,8 l . s<sup>-1</sup> s priemerom 0,3 l . s<sup>-1</sup> (Jetel, 1968).

Podzemná voda vnútrokarpatského paleogénu má spravidla nižšiu mineralizáciu (350 – 750 mg . l<sup>-1</sup>) s prevažujúcim výrazným základným typom Ca–Mg–HCO<sub>3</sub> (A<sub>2</sub> = 63 – 91 ekv. % s mediánom okolo 77 ekv. %).

### 10.3. HYDROGEOLOGICKÝ CELOK SEDIMENTOV BRADLOVÉHO PÁSMA

Sedimenty bradlového pásma sú dosť monotónne a na rozdiel od iných úsekov tohto pásma na povrch nevystupujú nijaké tvrdé bradlá. Podľa úlomkov sa v hodnotenom území vyčlenilo pieninské súvrstvie a tisalské vrstvy kysuckého sledu. K bradlovému obalu označovanému ako jarmutská skupina sa priradilo púchovské, jarmutské a žilinské súvrstvie, ako aj súľovské zlepencové telesá.

Na základe hydrofyzikálnych vlastností hornín bradlového pásma možno vyčleniť štyri komplexy hornín s merným odtokom podzemnej vody (analyticky podľa území s podobnou geologickou stavbou)  $< 1,5 - 9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ .

1. Komplex zlepencov a pieskocov. Patria doň vrstvy *súľovského zlepenca* a karbonatického pieskovca *žilinského súvrstvia*, ktoré sú významným hydrogeologickým kolektorom s prevažne puklinovou a v prípade karbonatického zlepenca puklinovo-krasovou priepustnosťou. Pre zlepencové telesá je charakteristický priemerný merný odtok podzemnej vody  $q \ 6 - 9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  a pre pieskovcové  $3 - 6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ .

2. Komplex vápencov. Je to ďalší druh významných hydrogeologických kolektorov s puklinovou priepustnosťou. Malá hrúbka vápencových vrstiev, ich vzájomná izolácia v nepriepustných horninách, ako aj malá plocha a s tým súvisiaca malá infiltračná oblasť nevytvárajú vhodné podmienky na sústredenie väčšieho množstva podzemnej vody. Pre vrstvy kalového vápenca *pieninského súvrstvia* je charakteristický priemerný merný podzemný odtok  $q \ 1,5 \text{ až } 3,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ .

3. Komplex flyšových sedimentov. Zvodnenie flyšových sedimentov *jarmutského súvrstvia* sa viaže na zónu zvetrania, ktorá je v podstate hlavným kolektorom v tomto súvrství. Dôležitú úlohu má aj podiel pieskovcových, resp. ílovcových vrstiev v súvrství. Tieto sedimenty majú priemerný merný odtok podzemnej vody  $q \ 1,5 - 3,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ .

4. Komplex slieňov, ílovcov a bridlíc. Súvrstvia tohto komplexu sú relatívne nepriepustné a tvoria hydrogeologický izolátor. Patrí doň koňhorské, tisalské a púchovské súvrstvie. Komplex má merný odtok podzemnej vody  $q < 1,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ .

Sedimenty bradlového pásma sú odvodňované jednak prameňmi, jednak skrytými prestupmi do povrchových tokov, najmä v údoliach založených na tektonických poruchách. Pramene vo vápencových vrstvách dosahujú výdatnosť do  $0,15 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a v horninách paleogénu až  $0,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Prameenné vývery z tohto komplexu majú výdatnosť asi  $0,05$  až  $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Podzemná voda bradlového pásma je prevažne výrazného základného typu  $\text{Ca-HCO}_3$  až  $\text{Ca-Mg-HCO}_3$ , s celkovou mineralizáciou  $500 - 800 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ . ( $A_2 = 66 - 91$  ekv. % s mediánom  $\text{Md}(A_2)$  okolo  $87$  ekv. %).

## 10.4. HYDROGEOLOGICKÝ CELOK SEDIMENTOV FLYŠOVÉHO PÁSMA

Sedimenty flyšového pásma budujú podstatnú časť hodnoteného územia a patria do magurského príkrovu, v ktorom sa vyčleňujú tri litofaciálne jednotky – krynická, bystrická a račianska.

V *krynickej jednotke* plní funkciu hydrogeologického kolektora pročské súvrstvie, jasenovské vrstvy a strihovské súvrstvie, kým inovské, menilitové a malcovské súvrstvie sú skôr hydrogeologickým izolátorom, v ktorom sa podzemná voda viaže iba na pripovrchovú zónu rozvoľnenia.

V *bystrickej jednotke* je hydrogeologickým izolátorom vrchná časť belovežského súvrstvia (prechodné a pestré vrstvy) a ako kolektor vystupujú spodné belovežské vrstvy (vrstvy kremenného a arkózového pieskovca s ílovcovými vločkami) a zlínske súvrstvie.

V *račianskej jednotke* – podobne ako v ostatných litofaciálnych jednotkách – plní funkciu hydrogeologického izolátora belovežské a kolektora zlínske súvrstvie.

Podľa hydraulických vlastností flyšových sedimentov možno vyčleniť tri hydrogeologicky odlišné typy hornín (Zakovič et al., 1988), a to:

- súvrstvia v pieskovcovom alebo hruborytmickom, zväčša pieskovcovom vývoji,
- ílovcovo-pieskovcové súvrstvia s prevahou pieskovcových vrstiev,
- súvrstvia v ílovcovom alebo drobnorytmickom ílovcovo-pieskovcovom vývoji predstavujúce izolátory podzemnej vody.

### ***Súvrstvia v pieskovcovom alebo hruborytmickom, zväčša pieskovcovom vývoji***

Do tohto typu možno zaradiť *pročské súvrstvie, jasenovské vrstvy, strihovské súvrstvie* krynickej jednotky a *zlínske súvrstvie (vrstvy masívneho pieskovca)* račianskej jednotky. Pre prúdenie a akumuláciu podzemnej vody v týchto súvrstviach je rozhodujúca puklinová priepustnosť viažuca sa na pukliny tektonického pôvodu a zvetrávania. Väčší hydraulický význam majú pukliny tektonického pôvodu, ktoré sa vyskytujú blízko tektonických zón zlomového alebo presunového charakteru, alebo na miestach, kde boli flyšové súvrstvia namáhané pri vrásnení na ťah, teda v antiklinálnych a synklinálnych ohyboch. Pukliny majú väčší dĺžkový a hĺbkový dosah, sú najotvorenejšie, a teda najpriepustnejšie na územiach budovaných pieskovcovým súvrstviem. Významné sú aj pukliny vznikajúce pôsobením exogénnych síl. Sú to pukliny zóny odľahčenia, zvetrávania, ako aj gravitačné pukliny. Viaže sa na ne prevažná časť prameňov flyšových sedimentov, pri ktorých rozlišujeme tri hĺbkové pásma s rozličným charakterom priepustnosti, a to pásmo podpovrchového rozvoľnenia (30 – 50 m), prechodné pásmo otvorených puklín pod pásmom rozvoľnenia (50 – 100 m) a najhlbšie pásmo (nad 100 m) s celkom ojedinelými otvorenými puklinami (Jetel, 1988).

Horniny pripovrchovej zóny *pročského súvrstvia* pri južnom okraji vodnej nádrže Veľká Domaša majú nízku priemernú prietočnosť triedy IVc [ $G(T) = 4,9 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ] a v priemere dosť slabú priepustnosť triedy Vc [ $G(k) = 5,6 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ]. Najvyššie čerpané množstvo vody jednotlivých vrtov je od 0,04 do 0,56  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$  s mediánom  $\text{Md}(Q_{\text{max}}) 0,13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Oveľa priaznivejšie geohydraulické parametre v tomto území má pripovrchová zóna *strihovského súvrstvia* s vysokou priemernou prietočnosťou triedy IIa pri geometrickom priemere koeficientu prietočnosti  $G(T) 1,1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  a s miernou priemernou priepustnosťou triedy IVb. Maximálne množstvo vody odoberané z vrtov v pripovrchovej zóne strihovského súvrstvia sa tu pohybuje od 1,6  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$  do 3,8  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$  s mediánom  $\text{Md}(Q_{\text{max}}) 3,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Pieskovcové polohy *zlínskeho súvrstvia račianskej jednotky* možno zaradiť do III. až VI. triedy prietočnosti, kde je koeficient prietočnosti  $T$  od  $1 \cdot 10^{-5}$  až do  $3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  (Bajo a Cibulka, 1985).

Pre územia budované pieskovcovými súvrstviami je typický prevažne plytký obeh podzemnej vody viažuci sa na pokryvné zvetraninové útvary, zóny rozvoľnenia a zvetrania, ako aj tektonické poruchy nad erozívnu bázou. Väčšina infiltrovanej zrážkovej vody oteká konformne s povrchom terénu v malej hĺbke pod povrchom, odvodňovaná je formou sutinových, puklinových, puklinovo-vrstvových a vrstvových prameňov alebo rozptýlených prítokom do povrchových tokov. Sutinové pramene majú zvyčajne iba nízku výdatnosť (do  $0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) a v bezzrážkových obdobiach spravidla vysychajú. Relatívne vyššiu priemernú výdatnosť ( $0,5 - 1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) dosahujú puklinové, puklinovo-vrstvové a vrstvové pramene drénujúce rozsiahlejšie zóny zvetrávania a rozvoľňovania. Časť infiltrovanej vody zostupuje do väčšej hĺbky a zúčastňuje sa na hlbšom obehu viažucom sa na miesta, na ktorých vyznačené tektonické poruchy križujú hlavne údolia. Časť vody vystupuje v podobe prameňov na okraji pieskovcového komplexu na styku s ílovcovými litofáciami (Bajo a Cibulka, 1985).

### ***Ílovcovo-pieskovcové súvrstvia s prevahou pieskovcových vrstiev***

V zmapovanej oblasti flyšového pásma možno do tohto typu zaradiť zlínske vrstvy račianskej jednotky a vrchnú časť zlínskych vrstiev bystrickej jednotky. Táto skupina sa v porovnaní s prvou vyznačuje strednorytmickým až hruborytmickým vývojom pieskovcovo-ílovcového súvrstvia, resp. prevahou pieskovca alebo konglomerátov v niektorých častiach súvrstvia. Jeho zvodnenie sa viaže na pukliny zóny zvetrávania a na pukliny tektonického pôvodu.

Technickými prácami sa overili zlínske vrstvy račianskej jednotky (I. c.), v ktorých sa index prietočnosti pohybuje od 3,0 do 6,7 ( $\text{Md } 5,2$ ) a index priepustnosti  $Z_L$  od 1,6 do 5,8. Podľa klasifikácie hornín ich možno zaradiť do IV. až VII. triedy (mierne až veľmi slabo priepustné horniny). Koeficient filtrácie sa pohybuje od  $10^{-3}$  do  $10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Podstatné rozdiely v priepustnosti a zvodnení, podobne ako pri pieskovcových vrstvách, závisia od stupňa porušenia, pričom významnú úlohu má zastúpenie ílovcových vrstiev. Tieto súvrstvia sú odvodňované veľkým množstvom puklinovo-sutinových prameňov s výdatnosťou do  $0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Pramene s vyššou výdatnosťou sú zriedkavé, zvyčajne sa viažu na hrubšie pieskovcové polohy, a to najmä vo vrchnej časti bystrickej a v spodnej račianskej jednotky. Patria sem zachytené pramene na S od Vyšných Ladičkovíc so sumárnou výdatnosťou  $2,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , vo Vyšnom Komárniku prameň Pod Dolhancom a v Nižnom Komárniku prameň č. 1 a prameň č. 2 (tab. 7).

Tab. 7. Prehľad pozorovaných prameňov flyšového pásma (Zakovič et al., 1988).

Hydrogeol. číslo	Lokalita Názov prameňa	Pozorované obdobie	Q ( $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ )		T vody ( $^{\circ}\text{C}$ )		Horninové prostredie
			max.	min.	max.	min.	
08-018-03	Vyšný Komárnik Pod Dolhancom	1971 – 1974	0,71	0,10	11,8	1,6	zlínske súvrstvie
08-020-01	Nižný Komárnik <i>prameň č. 1</i>	1971 – 1974	3,2	0,06	10,9	6,0	zlínske súvrstvie
08-020-02	Nižný Komárnik <i>prameň č. 2</i>	1971 – 1974	1,93	0,07	10,8	7,0	zlínske súvrstvie
08-041-01	Vladiča Pod hrabom	1971 – 1974	0,79	0,07	18,0	7,0	zlínske súvrstvie
08-054-01	Bukovce Pri kaplnke	1971 – 1974	1,05	0,08	11,0	7,0	masívne pieskovce zlínskeho súvrstvia

### ***Súvrstvia v ílovcovom alebo drobnorytmickom ílovcovo-pieskovcovom vývoji***

Do tohto typu možno zaradiť *belovežské súvrstvie račianskej jednotky*, vrchnú časť *belovežského súvrstvia bystrickej jednotky*, *inovské*, *menilitové* a *malcovské súvrstvie* krynickej jednotky.

Ílovec je viac-menej plastická hornina, pri ktorej sa neuplatňuje trieštivá tektonika, ale naopak, eliminuje časť tlaku a zabraňuje porušeniu okolitých hornín. Pri porušení uzatvára vlastné pukliny a sčasti aj pukliny okolitých hornín, a preto priepustnosť a zvodnenie ílovcových vrstiev považujeme za veľmi nízke.

Priemerný koeficient prietočnosti T v prípoверхovej zóne malcovského súvrstvia krynickej jednotky G(T) je  $1,3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , čo reprezentuje zvodnenec s miernou (strednou) prietočnosťou triedy IIIb a mierne priepustné kolektořy triedy IVc s priemerným G(k)  $2,8 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ . Maximálne čerpané množstvo vody je  $0,05 - 1,05 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a medián Md(Q<sub>max</sub>)  $0,41 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Pre striedanie pieskovcových a ílovcových vrstiev je obeh podzemnej vody tohto komplexu hornín obmedzený a viaže sa najmä na zvetraninový plášť. Pramene, ktoré z neho vyvierajú, sú sutinového a vrstvomého charakteru a majú výdatnosť do  $0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Podzemná voda pripovrchovej zóny flyšového pásma má oproti vode vnútrokarpatského a bradlového paleogénu v priemere oveľa nižšiu celkovú mineralizáciu (prevažne  $60 - 330 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  s priemerom okolo  $23 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ). Voda s mineralizáciou do  $80 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  predstavuje zväčša Gazdov prechodný alebo zmiešaný typ, ale vyššou mineralizáciou už patrí prevažne do výrazného typu  $\text{Ca-HCO}_3$ . Chemické zloženie vody flyšového pásma odráža nižšiu, no značne variabilnú vápnatosť hornín a miestami aj prítomnosť pyritu. Vo väčšej hĺbke začína prevládať zložka  $\text{Na-HCO}_3$  so zvýšeným obsahom amónnych iónov a niekedy aj s  $\text{H}_2\text{S}$ .

## 10.5. HYDROGEOLOGICKÝ CELOK NEOGÉNNYCH SEDIMENTOV

Neogénne sedimenty zastúpene *kladzianskym a nižnohrabovským súvrstvím* majú oproti kvartérnej podzemnej vode značne obmedzené prúdenie. Nenapäté zvodne sú v pripovrchovej zóne, napäté v hlbšie uložených kolektoroch. Odvodňovanie v neogénnych sedimentoch pramennými vývermi v rovinatých častiach územia je nepatrné a výdatnosť tam zväčša neprekračuje niekoľko stoťín  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Kladzianske súvrstvie v Nížkych Beskydách neoveril dostatočný počet hydrogeologických vrtov, a preto ho charakterizujeme podľa údajov z Košickej kotliny. Sedimenty tohto súvrstvia majú dosť slabú priepustnosť V. triedy [ $G(k) = 2 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ] a nízku priemernú prietoknosť IV. triedy s  $G(T)$  od  $1,4 \cdot 10^{-5}$  do  $8 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  (Jetel et al., 2001).

Nížnohrabovské súvrstvie je horninovým prostredím s puklinovou priepustnosťou.

Podzemná voda overená v kladzianskom súvrství Košickej kotliny má mineralizáciu od  $160 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  do  $1\,980 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  s mediánom  $699 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ . Z hľadiska Gazdovej klasifikácie je podzemná voda kladzianskeho súvrstvia prevažne nevýrazného základného typu  $\text{Ca-(Mg)-HCO}_3$  (Škvarka et al., 1976).

## 10.6. HYDROGEOLOGICKÝ CELOK NEOGÉNNYCH VULKANITOV

Vulkanity neogénu do zmapovaného regiónu zasahujú len okrajovo a zastupuje ich efuzívno-explozívna formácia Popriečny a efuzívna formácia Petrovce. Pre Popriečny je charakteristické striedanie polôh aglomerátov, pyroklastickej brekie s polohami lávových andezitových prúdov. Lávové prúdy majú blokovo-doskovitý charakter. Petrovskú formáciu tvoria lávové prúdy s doskovitou odlučnosťou, pre ktoré je charakteristická puklinová priepustnosť. Výdatnosť prameňov napájaných z intermediárnych obehov vo Vihorlatských vrchoch často prekračuje  $5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Ich voda má vyššiu teplotu ( $14 - 21 \text{ }^\circ\text{C}$ ) a vyššiu celkovú mineralizáciu (viac ako  $0,2 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ ). Možno medzi ne zaradiť prameň pri Kamenici nad Cirochou na severnom okraji Vihorlatských vrchov ( $0,5 - 12,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , priemer  $2,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) s málo výrazným sezónnym kolísaním, s päťapolročnou periódou režimu a od roku 1983 s nápadným trendom poklesu (Fendeková, 1996).

Podzemná voda neovulkanitov Vihorlatu a Popriečného v okrajovej časti (Ublianska pahorkatina a Humenské podolie) má mineralizáciu od 210 do 300 mg . l<sup>-1</sup> a medián 280 mg . l<sup>-1</sup>. Smerom k vrcholu mineralizácia klesá pod 200 mg . l<sup>-1</sup> a medián je 100 mg . l<sup>-1</sup>. Podľa Gazdovej klasifikácie výrazne prevažuje vyhranený základný typ A<sub>2</sub> (Ca–Mg–HCO<sub>3</sub>).

## 10.7. HYDROGEOLOGICKÝ CELOK KVARTÉRNÝCH SEDIMENTOV

Z hľadiska akumulácie a zvodnenia sú na zmapovanom území najvýznamnejšie kvartérne sedimenty. Ich stratigraficko-genetické typy sú nielen nerovnako regionálne rozšírené, ale sú aj litologicky rôznorodé a podľa zvodnenia majú odlišný význam.

Najlepšie podmienky na filtráciu a akumuláciu podzemnej vody majú fluviálne sedimenty v dolinách Ondavy, Laborca, čiastočne aj Udavy a Cirochy. Priestorovo sú slabšie rozšírené proluviaľne sedimenty, uložené vo forme náplavových kužeľov pri ústí bočných dolín do hlavného toku. Ich materiál je málo vytriedený, tvoria ho zahlinené štrkopiesčité sedimenty, je veľmi slabo priepustný a z hľadiska akumulácie podzemnej vody nevýznamný. Podstatne rozšírenejšie sú deluviaľne sedimenty, ale zrnitostne sú jemne prachovité a ílovité, nepriepustné a pre zvodnenie bezvýznamné.

Z kvartérnych kolektorov je viac reprezentatívnych údajov z doliny Ondavy, Laborca, Cirochy a Udavy. Z polôh fluviálneho štrku dnevej výplne nivy *Ondavy* v Beskydskom predhorí (Jetel, 1988, 1990) je 29 údajov z územia medzi Slovenskou Kajňou a Ondavskými Matiašovcami s Y 5,31 – 6,67, Md(Y) 6,39, M(Y) 6,24, s(Y) 0,35, Z 4,84 – 6,62, Md(Z) 6,00, M(Z) 5,87, s(Z) 0,44. Podľa priemernej prietočnosti G(T) 2,4 . 10<sup>-3</sup> m<sup>2</sup> . s<sup>-1</sup> ide o zvodnenec s vysokou prietočnosťou (IIb) malej variability. Z hľadiska priepustnosti [G(k) = 1,0 . 10<sup>-3</sup> m . s<sup>-1</sup>] sú to dosť silno až silno priepustné kolektory so zväčšenou variabilitou priepustnosti (IIc – IIIc).

V povodí Ondavy sú významné štrkopiesčité sedimenty Ladomirky a Chotčianky. V Ladomirke sa ich špecifická výdatnosť pohybuje od 0,3 do 7,7 l . s<sup>-1</sup> . m<sup>-1</sup> (v priemere 2,1 l . s<sup>-1</sup> . m<sup>-1</sup>), koeficient filtrácie je 1,37 . 10<sup>-5</sup> – 7,5 . 10<sup>-3</sup> m . s<sup>-1</sup>, výdatnosť jednotlivých vrtoch od 0,1 do 7,1 l<sup>-1</sup> . s<sup>-1</sup> a v Chotčianke je špecifická výdatnosť od 0,04 do 7,6 l . s<sup>-1</sup> . m<sup>-1</sup> (priemer 3,0 l . s<sup>-1</sup> . m<sup>-1</sup>). Koeficient filtrácie je 5,3 . 10<sup>-5</sup> až 5,5 . 10<sup>-3</sup> m . s<sup>-1</sup> a výdatnosť 1,9 – 8,0 l . s<sup>-1</sup>. Hrúbka náplav Ladomirky je od 3,0 do 9,2 m a Chotčianky od 3,5 do 7,0 m.

V priemere majú vysokú prietočnosť aj náplavy *Laborca* na južnom okraji Ondavskej vrchoviny a v Beskydskom predhorí a náplavy Cirochy od Sniny po ústie. Charakteristiky rozdelenia indexu Y a Z v kvartérnych uloženinách v doline Laborca (od Udavského až po severný okraj Východoslovenskej pahorkatiny na J od Strážskeho), Cirochy a Udavy uvádza Žák (2002). Štrk dnevej výplne v údolnej nive Laborca od Udavského po južné okolie Strážskeho má v priemere vysokú prietočnosť triedy IIb až IIc a priemerný koeficient prietočnosti jednotli-

vých úsekov  $G(T)$  je  $2,8 \cdot 10^{-3} - 6,7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  s maximom v úseku od Udavského po ústie Cirochy. Hrúbka náplavov Udavy je  $6,7 - 7,2 \text{ m}$  a zvodneného štrku  $2,0 - 5,0 \text{ m}$ .

Vysokú priemernú prietočnosť triedy IIb a IIc má aj štrk v nive *Cirochy* medzi Sninou a ústím, ako aj v nive Udavy. V doline Cirochy má maximálnu prietočnosť niva medzi Belou nad Cirochou a Dlhým nad Cirochou. Pre kvartérne fluvialne kolektory v okolí Belej nad Cirochou udávajú Bajo et al. (1998) geometrický priemer koeficientu prietočnosti  $G(T)$   $7,9 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  a maximálna výdatnosť vrtov tam dosahuje až  $19 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Miernu prietočnosť III. triedy má štrk akumuláčnych terás a proluviaľne kužele.

Z hľadiska priemernej priepustnosti sú polohy štrku v nive Laborca od Udavského po južné okolie Brekova (Žák, 2002) silnými priepustnými kolektormi triedy IIb až IIc s geometrickým priemerom koeficientu filtrácie v jednotlivých úsekoch  $G(k)$   $1,3 \cdot 10^{-3} - 3,0 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  a na J od Brekovskej brány až po Staré mierne priepustným kolektorom triedy IIIc. Štrk v nive Cirochy od Stakčína po Sninu má v priemere miernu, ale veľmi variabilnú priepustnosť triedy IIIe, ale od Sniny po ústie už vysokú (trieda IIc). Na úrovni miernej priepustnosti III. triedy sú priemerné koeficienty filtrácie v akumuláčnej terase pri Humennom a v nive Udavy.

Podľa chemického zloženia vôd v kvartérnych fluvialnych kolektoroch možno pririečne zvodne Ondavy, Laborca a Cirochy charakterizovať takto:

Pririečnu zvodň *Ondavy* medzi nádržou Veľká Domaša a Nižným Hrabovcom podrobne hodnotil Jetel (1988, 1990). Chemické zloženie pririečnej zvodne v úseku Domaša – Majerovce je pomerne jednotného výrazného typu  $\text{Ca-HCO}_3$  a  $\text{Ca-(Mg)-HCO}_3$ . Prevažuje voda typu  $\text{C}_{II}^{\text{Ca}}$  nad ojedinelými výskytmi typu  $\text{C}_{IIIa}^{\text{Ca}}$  a voda molárnej fácie C–Ca. Až do južného okolia ústia Olky pod Malou Domašou sa celková mineralizácia pohybuje od  $0,25$  do  $0,57 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ . Povrchová voda Ondavy, ktorej mineralizácia po výstupe z Veľkej Domaše je okolo  $0,3$  až  $0,4 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ , ovplyvňuje hlavne pravostrannú pririečnu zónu medzi Slovenskou Kajňou a Benkovcami. Voda pririečnej zvodne patrí v tomto úseku k subfácii C–Ca–Na. V nive Ondavy od Benkoviec po Ondavské Matiašovce je už celková mineralizácia v pririečnej zvodni oveľa vyššia ( $0,62 - 0,87 \text{ g/l}$ ) a začína nápadne prevažovať subfácia C–Ca–Mg nad ojedinelými výskytmi subfácií C–Ca–S alebo C–Ca–Cl. Medzi Ondavskými Matiašovcami a Majerovcami sa mineralizácia pririečnej zvodne pohybuje okolo  $0,51 - 0,68 \text{ g/l}$ . Voda je typu  $\text{C}_{II}^{\text{Ca}}$  s prevahou subfácie C–Ca–S nad C–Ca–Mg, a to zrejme pod vplyvom napájania z paleogénu.

V nive *Laborca* sa od severného okraja územia mapového listu až po sútok s Cirochou vyskytuje prevažne voda vyhraného typu  $\text{Ca-HCO}_3$  s mineralizáciou  $0,4 - 0,5 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ . Vyššia mineralizácia ako v nive Cirochy môže odrážať lokálne vápnitejší vývoj fľyšových sedimentov. Ďalej po toku až po Brekov mineralizácia pririečnej zvodne postupne stúpa až na  $0,6 - 0,7 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ , čo sčasti súvisí aj s prítokmi z vnútrokarpatského paleogénu a z bradlového pásma, kým



v Brekovskej bráne (Šindler, 1965) klesá na  $0,45 - 0,55 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ , čo možno vysvetliť intenzívnou infiltráciou povrchovej vody Laborca ( $0,18 - 0,40 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$  v závislosti od prietoku).

Podzemná voda fluviaálnych kolektorov *Cirochy* má v zmapovanom území veľmi vyrovnanú skladbu (vyhranený typ  $\text{Ca-HCO}_3$ ,  $\text{CM} = 0,15 - 0,65 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ ). Mineralizácia povrchovej vody *Cirochy* sa v závislosti od prietoku pohybuje od  $0,13$  do  $0,27 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ . O silnom ovplyvnení pririečnej zvodne *Cirochy* povrchovou vodou svedčia aj charakteristické sezónne zmeny teploty podzemnej vody v pririečnej zvodni, a to od  $3,8$  do  $16,2 \text{ }^\circ\text{C}$  (Šindler, 1965; Bajo a Banský, 1972). Iba na dolnom úseku toku pri Kamenici nad *Cirochou* a *Hažine* má voda vyššiu mineralizáciu ( $0,4 - 0,6 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ ) ako prejav prítokov z bradlového pásma a bazálnych sedimentov vnútrokarpatského paleogénu.

## 10.8. MINERÁLNA VODA

Minerálna voda sa v Nízkych Beskydách vyskytuje na 18 lokalitách. Geologicky sú jej zdroje rozšírené vo vnútorných Západných Karpatoch a vo flyšovom pásme (tab. 8). Na území mapového listu sú len zdroje studenej minerálnej vody – podľa obsahu plynu uhličitej, sulfánovej a nepreplnenej kyslími plynmi. Údaje o fyzikálno-chemickej analýze minerálnej vody pochádzajú z podkladov o registrácii prameňov minerálnej vody (Tkáčik et al., 1974; Franko a Zakovič, 1980).

Vo *vnútorných Západných Karpatoch* sa uhličitá voda vyskytuje iba v Podčičve. V údolí Ondavy pri Podčičve vyviera slabo mineralizovaná hydrogénovo-uhličitanovo-síranová vápenato-horečnatá uhličitá voda na križovaní pozdĺžneho a priečneho zlomu. V mieste výveru sa spod paleogénu vynorili telesá triasového vápenca a dolomitu v zdvihnutých kryhách smeru SZ – JV v sz. pokračovaní Humenských vrchov (Humenský chrbát), a preto Gazda (1976) predpokladal vzťah s týmito karbonátmi, a tak vysvetľoval karbonátogénno-sulfátogénny charakter mineralizácie. Výdatnosť prameňa pri Ondave je  $0,016 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  a teplota vody okolo  $12 \text{ }^\circ\text{C}$ . Voda dosahuje mineralizáciu  $904 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  a obsah  $\text{CO}_2$  je  $2\,320 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ .

Vo *flyšovom pásme* sú zdroje minerálnej vody rozšírené predovšetkým v račianskej jednotke magurského príkrovu. Sú tam pramene studenej uhličitej aj sulfátovej vody a vody nepreplnenej kyslími plynmi. Uhličitá minerálna voda vyviera na križovaní pozdĺžnych príkrovových, presunových a zlomových línií smeru SZ – JV na styku s priečnymi zlomovými líniami smeru JZ – SV. Väčšina priečných zlomových línií zasahuje do flyšového pásma z vnútorných Západných Karpát cez bradlové pásmo. Sulfánové pramene sú podľa Michalička a Květa (1960) v spojení s výronmi  $\text{CH}_4$  a vystupujú na miestach uvedených porúch, ale aj na poruchách iného druhu.  $\text{CO}_2$  je trojakého pôvodu. V množstve do  $35 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  je to tzv. rovnovážny  $\text{CO}_2$  (tiež  $\text{CO}_2$  vzdušného pôvodu), do  $100 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ , ojedinele aj viac,  $\text{CO}_2$  vadóznej vody a nad  $100 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  juvenilný. Juve-

Tab. 8. Chemické zloženie minerálnej vody v regióne Nízke Beskydy-stredná časť (Marcin, 2005).

Lokalita	Q (l.s <sup>-1</sup> )	T (°C)	pH	H <sub>2</sub> S (mg.l <sup>-1</sup> )	CO <sub>2</sub> (mg.l <sup>-1</sup> )	M (mg.l <sup>-1</sup> )	Ionové zloženie (mval %)	Chem. typ (20 mval %)	Iné zložky
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<b>Centrálne Západné Karpaty</b>									
Podčičva MI-7	0,016	12	5,6	0	2 320	904	<b>Ca 61,2; Mg 24,3; Na 14,0;</b> HCO <sub>3</sub> 66,0; SO <sub>4</sub> 29,2; Cl 4,7	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> - Ca-Mg	
Fľyšové pásmo Magurský príkrov Uhlíčitá voda									
Kelča HN-4	-	12,0	6,6	0	1 900,0	4 540	<b>Na 87,0; Ca 9,1; Mg 3,8;</b> HCO <sub>3</sub> 95,9; Cl 3,6	HCO <sub>3</sub> -Na	
Kelča HN-5	-	12,0	6,9	0	1 900,0	5 550	<b>Na 89,5; Ca 7,3; Mg 3,1;</b> HCO <sub>3</sub> 95,3; Cl 4,2	HCO <sub>3</sub> -Na	-
Sulfánová voda									
Krajná Bystrá SV-1	0,01	10,0	7,3	9,86	7,92	360	<b>Na 56,3; Ca 28,5; Mg 11,4; Li 2,6</b> K 1,2; HCO <sub>3</sub> 72,7; Cl 11,8; SO <sub>4</sub> 4,7	HCO <sub>3</sub> -Na-Ca	
Gribov BV - 32	0,01 st. p.	12,5	8,5	1,41	0	1 260	<b>Na 96,3; Mg 1,9; Ca 1,7;</b> HCO <sub>3</sub> 86,1; CO <sub>2</sub> 11,1; SO <sub>4</sub> 1,5; Cl 1,2	HCO <sub>3</sub> -Na	-
Stropkov Vojtovce BV-65	0,01 odhad	10,0	6,3	15,3	66,2	870	<b>Ca 40,0 Al 27,9 Na 22,3 Mg 9,7</b> HCO <sub>3</sub> 81,6 SO <sub>4</sub> 17,1 Cl 1,3	HCO <sub>3</sub> -Ca- Al-Na	-
Stropkov Vojtovce BV-65 A	0	8,0	7,3	8,14	73,04	880	<b>Ca 49,9; Na 29,9; Mg 20,0;</b> HCO <sub>3</sub> 91,1; SO <sub>4</sub> 6,8; Cl 2,1	HCO <sub>3</sub> -Ca- Na-Mg	-
Brusnica BV-18	0,01 st. p.	10,6	6,9	6,69	78,12	1 000	<b>Ca 49,3; Na 30,9; Mg 19,7;</b> HCO <sub>3</sub> 64,3; SO <sub>4</sub> 33,8; Cl 1,8	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> - Ca-Na-Mg	-
Brusnica BV-19	0,01 st. p.	11,5	7,3	0,85	81,84	1 000	<b>Ca 50,4; Na 38,2; Mg 11,3;</b> HCO <sub>3</sub> 81,9; SO <sub>4</sub> 16,6; Cl 1,4	HCO <sub>3</sub> -Ca-Na	-
Tokajik BV-73	0,016 st. p.	12,0	7,1	4,01	62,48		<b>Ca 52,2; Na 27,3; Mg 20,2;</b> HCO <sub>3</sub> 90,8; SO <sub>4</sub> 7,3; Cl 1,9	HCO <sub>3</sub> -Ca- Na-Mg	-

Lokalita	Q (l·s <sup>-1</sup> )	T (°C)	pH	H <sub>2</sub> S (mg·l <sup>-1</sup> )	CO <sub>2</sub> (mg·l <sup>-1</sup> )	M (mg·l <sup>-1</sup> )	Iónové zloženie (mval %)	Chem. typ (20 mval %)	Iné zložky
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Turany n/Ond. BV-74	0,01 odhad	12,5	7,3	23,59	44,8	1 230	Na 43,6; Ca 41,9; Mg 14,4; HCO <sub>3</sub> 67,0; SO <sub>4</sub> 28,8; Cl 4,2	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> - Na-Ca	
Vyšný Hrabovec BV-81	0,003 st. p.	12,0	8,0	6,80	0	1 120	Na 91,9; Mg 5,2; Ca 2,7; HCO <sub>3</sub> 68,1; SO <sub>4</sub> 17,6; CO <sub>3</sub> 13,8; Cl 1,1	HCO <sub>3</sub> -Na	-
Keltča HN-6	-	14,0	7,0	0,95	280,0	2 300	Na 75,7; Ca 17,7; Mg 6,4; HCO <sub>3</sub> 89,4; Cl 9,5; SO <sub>4</sub> 1,1	HCO <sub>3</sub> -Na	-
Pštrmá BV-57	0,008 st. p.	8,0	7,7	2,55	6,16	330	Na 58,0; Ca 31,4; Mg 10,5; HCO <sub>3</sub> 83,3; Cl 11,7; SO <sub>4</sub> 5,0	HCO <sub>3</sub> -Na-Ca	-
Choťča BV-42	0,015 st. p.	10,0	7,1	1,79	357,7	3 800	Na 89,5; Ca 7,8; Mg 2,7; HCO <sub>3</sub> 93,1; Cl 6,1	HCO <sub>3</sub> -Na	-
Kolbovce BV-44	0,016 st. p.	12,1	7,3	7,05	23,32	1 010	Na 77,8; Ca 15,0; Mg 7,0; HCO <sub>3</sub> 87,1; SO <sub>4</sub> 9,8; Cl 3,0	HCO <sub>3</sub> -Na	-
Ruská Poruba HN-16	0,003 st. p.	7,5	7,0	7,10	69,96	870	Ca 48,1; Na 31,9; Mg 19,8; HCO <sub>3</sub> 88,2; SO <sub>4</sub> 10,1; Cl 1,7	HCO <sub>3</sub> -Na	-
Dápalovce HN-2	0,016	12,0	7,1	5,52	58,0	1 040	Na 47,3; Ca 36,5; Mg 16,1; HCO <sub>3</sub> 84,5; SO <sub>4</sub> 14,2; Cl 1,3	HCO <sub>3</sub> -Na-Ca	-
Keltča HN-7	0,016 st. p.	12,5	7,4	51,0	59,0	1 610	Na 87,9; Ca 6,7; Mg 5,3; HCO <sub>3</sub> 81,8; Cl 11,9; SO <sub>4</sub> 6,3	HCO <sub>3</sub> -Na	-
Pravrovce (Repejov) HN-12	0,001 st. p.	3,5	6,8	2,10	87,12	920	Ca 55,9; Mg 24,6; Na 19,4; HCO <sub>3</sub> 74,9; SO <sub>4</sub> 24,5	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> - Ca-Mg	-
Hrubov HN-3	0,005 st. p.	8,0	6,9	2,91	80,52	830	Ca 62,8; Mg 25,0; Na 12,1; HCO <sub>3</sub> 73,5; SO <sub>4</sub> 25,6	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> - Ca-Mg	-
Mínérálna voda – nepreplýnená CO <sub>2</sub> a H <sub>2</sub> S									
Varechovce HN-17 studňa	-	8,0	6,9	0	113,08	2 850	Ca 61,4; Mg 32,9; Na 5,6; SO <sub>4</sub> 75,8; HCO <sub>3</sub> 24,1	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> - Ca-Mg	-

nilný  $\text{CO}_2$  je rovnakého pôvodu ako v pásme vnútorných Západných Karpát, t. j. chemického. Uvoľňuje sa pri termometamorfných procesoch v zemskej kôre, ktoré dosiahli veľkú intenzitu v čase neogénnej vulkanickej činnosti. Sulfán je biogénneho pôvodu, vzniká biogénnou redukciou síranov v oxidačnom pásme, kde sú roztrúsené sulfidy (Hynie, 1963). Tam, kde nie je  $\text{CH}_4$ , treba pripustiť anorganický pôvod, keď  $\text{H}_2\text{S}$  vzniká hydrolýzou sulfidov (Michalíček a Květ, 1960).  $\text{CH}_4$  je biogénno-živičného pôvodu, takže ho treba spájať so vznikom živíc.

Výdatnosť prameňov je nepatrná, stotiny až tisíciny  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Teplota vody prameňov je od 8 do 14 °C. Obsah  $\text{CO}_2$  v uhličitej vode dosahuje  $1\,900 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  a  $\text{H}_2\text{S}$  v sulfánovej vode od 0,85 do 51,0  $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ . Z 18 prameňov sulfánovej vody majú obsah  $\text{H}_2\text{S}$  nižší ako  $1 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  len dva.

Podľa chemického zloženia sú v regióne štyri typy vody (kritériom je obsah iónov vyšší ako 20 mval %). Je to:

1. Voda typu  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$ ,  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na-Mg}$ ,  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Al-Na}$  a  $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ . Sulfánová voda má mineralizáciu od 330  $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$  do 1 040  $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$  (7 prameňov) a vyskytuje sa len v magurskom príkrove.

2. Voda typu  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Na}$ . Sulfánová voda je v magurskom príkrove v zdroji BV-74 v Turanoch nad Ondavou a má mineralizáciu 1 230  $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ .

3. Voda typu  $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ . Táto minerálna voda je v zmapovanom území iba v studni vo Varechovciach, nie je preplynená kyslými plynmi, má mineralizáciu 2 850  $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$  a tiež je v magurskom príkrove.

4. Voda typu  $\text{HCO}_3\text{-Na}$ . Do tohto typu patrí uhličitá (2 pramene) aj sulfánová (7 prameňov) voda a viaže sa na sedimenty magurského príkrovu. Mineralizácia uhličitej vody je od 4 540 do 5 550  $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$  a sulfánovej od 870 do 3 800  $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ .

Podľa pôvodu uvedené typy minerálnej vody flyšového pásma v zmapovanom regióne patria medzi vadózne vody s petrogénnou mineralizáciou. Na tvorbe ich chemického zloženia sa zúčastňuje rozpúšťanie karbonátov, oxidačno-redukčné procesy, hydrolytický rozklad silikátov a iónovymenné procesy (Franko, Gazda a Michalíček, 1975). Pri posudzovaní vertikálnej zonálnosti v závislosti od hĺbky obehu v povrchovej zóne zvetrávania a rozpukania sa mení chemické zloženie týchto druhov vody od  $\text{HCO}_3(\text{SO}_4)\text{-Ca-Mg}$  cez  $\text{HCO}_3(\text{SO}_4)\text{-Na-Ca}$  na  $\text{HCO}_3\text{-Na}$  typ. Ak sa na zvodnených tektonických poruchách vyskytuje  $\text{CO}_2$ , vzniká  $\text{CO}_2$  voda, ktorá má vyššiu mineralizáciu. Ak sú podmienky na vznik  $\text{H}_2\text{S}$ , vzniká sulfánová voda.

## 11. PREHEAD LOŽÍSK NERASTOV REGIÓNU

Z hľadiska výskytu ložísk nerudných nerastných surovín patrí región Nízke Beskydy-stredná časť medzi najchudobnejšie oblasti Slovenska. Monografia *Nerastné suroviny Slovenska* (Slávik et al., 1967), zhŕňajúca výsledky dlhoročného geologického prieskumu a výskumu, poukázala na to, že v zmapovanom území sú iba ložiská a ložiskové výskyty stavebného kameňa, štrku, piesku a tehliarskych surovín (obr. 24).

Takýto stav konštatovali už Rozložník et al. (1964) pri tvorbe mapy v mierke 1 : 200 000 a vysvetliviek k nej. Neskôr Ťapák et al. (1974, stav k 1. 1. 1973) pri tvorbe ďalších máp a vysvetliviek týkajúcich sa Východoslovenského kraja v rámci úlohy *Ložiská stavebných nerastných surovín Slovenskej socialistickej republiky* (kameň, štrk, piesok, tehliarske suroviny) do evidencie, resp. bilancie priemyselnej (kategórie A, B a C<sub>1</sub>) a nepriemyselnej zásoby (kategórie C<sub>2</sub> a prognózne kategórie D) zahrnuli len okolo 60 ložísk a ložiskových výskytov.

Neskôr sa v rámci výskumu nerastných surovín (Varcholová, 1993) po zmene zákonov a vyhlášok veľká časť ložísk preradila, resp. reklasifikovala na vyhradené a nevyhradené ložiská a výsledkom reklasifikácie na začiatku 90. rokov 20. stor. bolo vyradenie veľkej časti ložísk spomedzi bilančných.

V ostatnom čase sa v regióne vyskytuje a eviduje iba niekoľko ložísk nerudných surovín.

### 11.1. RUDNÉ SUROVINY

Podľa *Bilancie zásob výhradných ložísk Slovenskej republiky a evidencie ložísk nevyhradených nerastov Slovenskej republiky so stavom k 1. 1. 2005* sa rudné ložiská ani ložiská energetických surovín v regióne nevyskytujú, iba miestami sú ložiskové výskyty dokumentujúce zložitý paleogeografický, tektonický a metalogenetický vývoj. V celom území sa doteraz vykonal iba výskum na overenie Hg mineralizácie.

#### *Hg mineralizácia*

V regióne sa rudný výskyt Hg mineralizácie overoval na dvoch miestach, a to v oblasti Ladomirova a Novej Kelče. Výskyty nemajú ekonomický význam a sú zaujímavé skôr z mineralogického pohľadu.

Rudný výskyt Hg mineralizácie je v Ladomirove 12 km na JV od Sniny. Priamo v obci pri kóte Runzak sa overoval v 60. a 70. rokoch 20. stor. štôľňami a vrtmi (Džubera, 1966; Križáni, 1972). Prežilkovo-impregnačná Hg mineralizácia (rumelky) sa viaže najmä na pieskovecove vrstvy (tzv. ladomirovské) magur-

skej jednotky vonkajšieho flyšového pásma bystrickej tektonickej jednotky. Priemerná kovnosť na výskyte je iba 0,018 % Hg. Iba zriedka sa nachádzali malé rudné hniezda bohatej akumulácie Hg mineralizácie (od 0,1 až do 2,09 %), pravdepodobne blízko neogénnych prívodných migračných ciest, ktoré sú časté neďaleko križovania smerných a priečných zlomov. Pukliny v pieskovcových telesách s povlakom a jemnými kryštálkami rumelky sú vyplnené žilkami kalcitu, dolomitu a chalcedónu. Veľmi vzácny je zrnitý pyrit, markazit, realgár, kremeň, tridymit, cristobalit, dickit, kaolinit, organické minerály (evenkit) a vzácne meta-cinabarit. V okolí Hg mineralizácie sa na puklinkách vyskytuje aj dawsonit a alumohydrokalcit. Obidva minerály vytvárajú pekné biele radiálnolúčovité agregáty so skleneným leskom, priemerne veľké až 2 cm. Väčšina dawsonitových slniečok má na konci kryštálikov biele až snehovobiele guľôčky alumohydrokalcitu veľké okolo 1 mm. Vzácnejšie je s nimi v žilkách aj kalcit a dolomit.

Výskyt Hg mineralizácie pri Novej Keľci sa geologicky nepotvrdil ani celým radom vrto.

## 11.2. NERUDNÉ SUROVINY

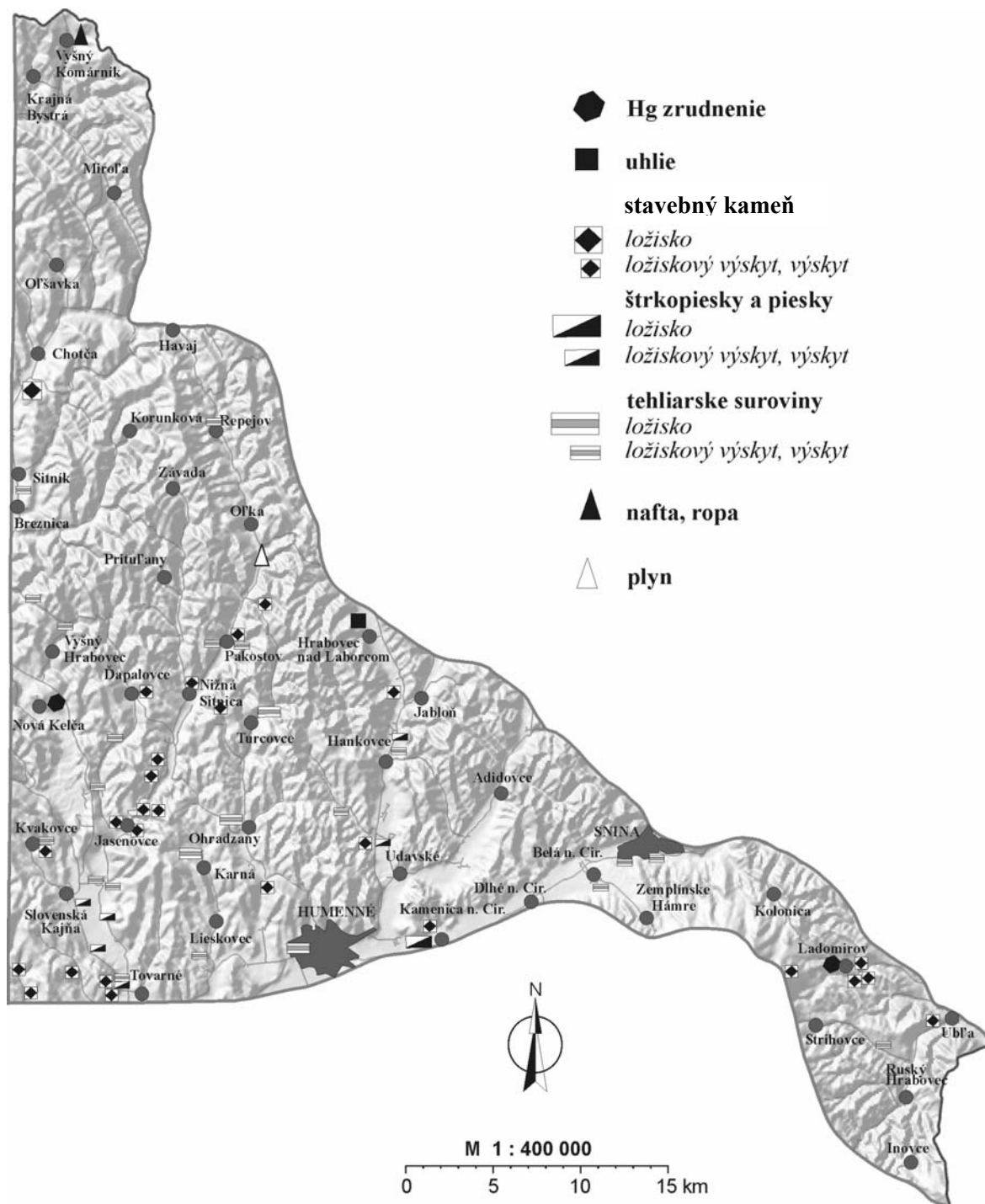
Ložiská a výskyty nerudných surovín v regióne závisia od geologickej stavby, a predovšetkým od litologického obsahu mezozoických, terciérnych a kvartérnych súvrství. Mezozoické sekvencie sú zastúpené telesami vápenca a dolomitu fatrika (humenské mezozoikum), vápneného ílovca a slieňa bradlového pásma, terciérne sedimenty paleogénnymi flyšovými súvrstviami magurskej jednotky, v ktorých sa v rôznom pomere strieda pieskovec a ílovec, pričom v južnejších tektonických jednotkách je väčší podiel pieskovca, ktorý vystupuje v pruhoch. Neogén reprezentujú najmä andezitové a pieskovcové telesá a kvartérne uloženiny sú zastúpené proluviálnymi sedimentmi rôzneho veku, eluviálnymi, deluviálnymi a aluviálnymi sedimentmi s variabilným litologickým zložením.

Napriek pestrosti litologických typov nerovnakého veku sa v regióne, silne postihnutom tektonickými procesmi, najvhodnejšie podmienky na vznik a akumuláciu nerudných surovín nevytvorili. Sú v ňom iba malé ložiská a ložiskové výskyty stavebného kameňa (pieskovca a andezitu), tehliarskych surovín, štrko-piesku a piesku. Prevažná časť ložísk a ložiskových výskytov nerudných surovín po prehodnotení a reklasifikácii zásoby začiatkom 90. rokov 20. stor. je už – predovšetkým pre nerentabilnosť ťažby – opustená.

### Stavebný kameň

Ložiská, ložiskové výskyty a staré malé opustené lomy stavebného kameňa sa vyskytujú v troch útvaroch regiónu.

V mezozoiku boli v minulosti lomy stavebného kameňa v triasovom vápenci, dolomite a v kriedovom slienitom vápenci (dva lomy pri Podčičve), v paleogéne



Obr. 24. Schematický náčrt rozmiestnenia ložísk, ložiskových výskytov a výskytov nerastných surovín regiónu Nízke Beskydy-stredná časť (Kobulský, Žec a Bóna, 2005).

je najviac lomov (ložiskových výskytov), v račianskej jednotke (Chotča, Ruská Kajňa, Pakostov, Nižná Sitnica, Černina, Koškovce), zriedka vystupujú v bystrickej jednotke (Ďapalovce, Ubl'a) a početnejšie sú aj v strihovskom súvrství (Giglovce, Jasenovce, Kochanovce, Košarovce, Girovce, Poloma a Kamenica nad Cirochou), ako aj v pročskom súvrství (Kvakovce a Gruzovce) v krynickej jednotke. Neogénne výskyt sa v minulosti ťažili v malých lomoch v ryodacite (dva lomy pri Čičave) a v andezite vystupujúcich na V a Z od Ladomirova. Zo všetkých uvedených lomov a ložiskových výskytov je najlepšie preskúmaný lom v Chotči, typický reprezentant ložísk stavebného kameňa v račianskej jednotke.

Chotčianske ložisko je asi 1 km na SV od Stropkova po pravej strane smerom do obce. V jeho priestore sú dva opustené lomy, tesne pri ceste pri kóte 201 a 347 m n. m. Zaberajú plochu 400 x 300 m a priemerne sú hrubé 30 m. Ložiskom je pieskovec zlínskeho súvrstvia račianskej jednotky. V zlínskom súvrství sa striedajú pieskovcové polohy s ílovcovými (hrúbka polôh je od 0,1 do 4,3 m). Pieskovec je drobový, jemnozrnný až hrubozrnný, svetlosivý a tvorí dosky až lavice hrubé do 2 m. Tmel pieskovca je vápnitý a pomer pieskovca k ílovcu je 5,28 : 1. Pieskovcovo-ílovcové vrstvy sú tektonicky porušené, majú smer S – J a sklon od 20 do 80° na Z a V. Povrchová skrývka je hrubá od 1,0 do 4,4 m a tvorí ju svahová hlina a hlinito-kamenitá sutina. Hydrogeologické pomery ložiska sú jednoduché. Ložisko sa nachádza nad miestnou erozívnu bázou a je suché, nezvodnené.

Surovina (pieskovec) má objemovú hmotnosť 2 512 kg/m<sup>3</sup>, nasiakavosť 3,16 %, otlkavosť 71 %, pevnosť za sucha 90 MPa, pevnosť v tlaku po nasiaknutí 63 MPa, pevnosť v tlaku po zmrazení 57 Mpa a koeficient vymrazenia 0,62. Vyznačuje sa vysokou otlkavosťou, drobí sa, a preto sa na výrobu drveného kameniva a kamenárske účely využíva obmedzene. V budúcnosti by sa mala využívať ako drvené kamenivo do betónu, z povrchovej časti ložiska na výrobu piesku pre obyvateľstvo a malé miestne stavebné firmy. Odpadom pri ťažbe bude ílovec, ktorý nie je použiteľný a treba ho haldovať. V roku 1991 sa evidovala voľná zásoba ložiska – bilančná podľa všeobecných kondícií – v kategórii C<sub>1</sub> – 2 680 tisíc a v C<sub>2</sub> – 1 741 tisíc m<sup>3</sup> a po reklasifikácii sa ložisko zaradilo medzi stredne veľké nevyhradené ložiska stavebného kameňa so zásobou 4 421,0 tisíc m<sup>3</sup>. V súčasnosti sa ložisko neťaží.

## Štrkopiesok a piesok

Ložiská a ťažené výskyt štrkopiesku a piesku (väčšinou už opustené) boli v kvartérnych sedimentoch Ondavy (Malá Domaša, Ondavské Matiašovce, Benkovce a Podčičva), Laborca (Udavské, Koškovce) a Cirochy. V súčasnosti je v oblasti evidované jediné ložisko reprezentujúce tento druh ložísk.

Ciroškokamenické ložisko sa nachádza 1,5 km od Humenného v dvoch samostatných územiach (výpočtových blokoch – blok 1 – 4, tzv. Malova lúka, a blok 5, tzv. Sihale) asi 0,5 km na S od Kamenice nad Cirochou v kvartérnych



sedimentoch Cirochy. Surovinou je piesok (okolo 10 %), štrk do 80 mm (64 %) a štrk nad 80 mm (26 %), petrografický andezit (40 %), pieskovec (50 %), kremeneč a zlepenec (10 %). Poloha suroviny je hrubá od 2,1 do 8,0 m, priemerne 5 m. Ílovitosť štrkopiesku je od 2,1 do 5,3 %, povrchová skrývka od 0 do 3,7 m, priemerne 1,3 m, a je ňou humusovitá hlina. Ložisko je zvodnené, hladina podzemnej vody voľná a jej výška závisí od množstva atmosférických zrážok.

Technologicky je surovina (po úprave praním a drvením) vhodná do zmesi na výrobu obyčajného betónu a má tieto základné technologické parametre: ílovitosť 2,57 %, humusovitosť A, nasiakavosť 1 – 2 %, pomer piesok : štrk 9 : 9,91 % a nevhodný tvar zŕn od 0 do 16,3 %.

Podľa všeobecných kondícií sa zásoba ložiska v roku 1991 klasifikovala ako bilančná voľná v množstve 847 tisíc m<sup>3</sup> v kategórii C<sub>1</sub> a 2 006 tisíc m<sup>3</sup> v kategórii C<sub>2</sub>. Po reklasifikácii sa ložisko zaradilo medzi malé nevyhradené ložiská so zásobou 2 720 tisíc m<sup>3</sup> neťaženej suroviny.

## **Tehliarske suroviny**

Ložiská a výskyty tehliarskych surovín sú prevažne v kvartérnych sedimentoch na paleogénnych a vrchnokriedových ílovcových polohách a menej často v kvartérnych aluviálnych sedimentoch (Malá Domaša). V račianskej jednotke sa vyskytujú malé opustené hliniská v intraviláne Repejova, Breznice, Koškoviec, Pakostova, Tokajika, Mrázoviec a Belej nad Cirochou, v bystrickej jednotke pri Nižných Ladičkovciach a Šmigovci a v krynickej jednotke pri Kvakovciach, Raľajovciach, Holčíkovciach a Brestove. Ojedinelé hlinisko je aj v bradlovom pásme pri Žalobíne. Väčšie v minulosti ťažené ložiská sú iba v Snine a Humennom a neťažené ložiskové výskyty v Karnej, Ohradzanoch a pri Turcovciach.

### ***Ložisko Humenné***

Ložisko je na západnom okraji intravilánu mesta cca 200 m na S od starej tehle medzi potokom Lieskovec a Suchý jarok na ploche 900 m x 100 až 300 m. Surovinou je kvartérna hlina v hrúbke od 4,4 do 15,9 m, priemerne 10,7 m (Čučvara a Horváth, 1967). V spodnej časti sú miestami ílovcové polohy s pieskovcovými vložkami, ktoré tvoria podložie. Surovina je hrdzavohnedá až tmavohnedá, lokálne svetložltá. Hlina je jemná, miestami piesčitejšia, obsahuje Fe a Mn konkrécie a má montmorilloniticko-illitický charakter. Povrchovú skrývku tvorí humusovitá hlina v hrúbke od 0,1 do 0,2 m. Je nad miestnou eróznou základňou. Hlina je nepriepustná. V podloží sú časté polohy zvodneného a zahlineného piesku.

Ložisko sa ťažilo v troch etázach. Surovina si žiadala dokonalú homogenizáciu. Jej základné technologické parametre sú: rozrábacia voda 20 – 25 %, zmraštenie sušením 7 – 8,5 %, po výpale 67,5 %, nasiakavosť po výpale 11 – 13 % a pevnosť v ťahu za ohybu po výpale 8 MPa. Poloprevádzkovými skúškami sa

potvrdila jej vhodnosť na výrobu murovacích materiálov, výrobkov CDM a CDK. V tehelni sa v 90. rokoch 20. stor. vyrábali plné, priečne a pozdĺžne die-rované tehly pre stavebníctvo. Podľa zásoby išlo o malé nevyhradené ložisko. V súčasnosti je opustené a vyradené z evidencie.

### **Ložiskový výskyt Karná**

Ložiskový výskyt sa nachádza asi 9 km na SZ od Humenného a 0,1 km na S od Karnej. Je v krynickej jednotke a buduje ho malcovské súvrstvie prikruté kvartérnymi sedimentárnymi horninami. Dominantne na ňom vystupuje svahová hlina a navetraný, miestami slabo piesčitý ílovec až prachovec a iba ojedinele sa vyskytujú vrstvičky zvetraného pieskovca. Výskyt je na ploche s maximálnou dĺžkou a šírkou 600 x 200 m. Hrúbka kvartéru je od 1,1 m do 5,0 m, mladšieho eocénu 16,3 až 21,2 m a celková hrúbka ložiska od 17 do 25 m. Na ložiskovom výskyte je povrchová (humusová hlina) a vnútorná skrývka (sedimenty mladšieho eocénu).

Vrstvy na lokalite majú smer SZ – JV s miernym sklonom 10 – 15° na JZ a sú bez väčších tektonických porúch a zlomov. Hydrogeologické pomery sú veľmi jednoduché, hladina podzemnej vody je zhruba 12 m pod povrchom a ložiskový výskyt siaha na úroveň miestnej eróznej bázy.

Ložiskový výskyt tvoria dva technologické typy suroviny. Prvý zastupuje kvartérna hlina a druhý eocénny ílovec. Škodlivinou sú vložky pieskovca. Prvý aj druhý typ má tieto základné technologické parametre: zvyšky na site s okami veľkými 2 mm tvoria 0,1 a 0,9 %, rozrábacia voda 35 a 30 %, zmraštenie po výpale na 950 °C 12 a 8 %, pevnosť po výpale 13,39 a 9,21 MPa a nasiakavosť je 12 a 22 %.

Kvartérnu hlinu nemožno využívať samostatne, ale iba v zmesi s druhým ty-pom.

Podľa STN 72 1564 surovina patrí do III. skupiny a možno ju využívať na výrobu tenkostenných výrobkov a pravdepodobne aj na výrobu plne pálených tehál (Varcholová et al., 1992; Barkáč in Hrnčár et al., 1993).

Podľa stupňa preskúmanosti sa na lokalite vypočítali prognózne zdroje P<sub>1</sub> so stavom k 30. 4. 1991 v množstve 2 717 496 m<sup>3</sup>. Kubatúra povrchovej a vnútornej skrývky je 139 104 m<sup>3</sup> a pomerné zastúpenie skrývky k surovine je 1 : 19,54 (Varcholová et al., 1992).

### **Ložiskový výskyt Ohradzany**

Ložiskový výskyt, overený trinástimi ložiskovými vrtmi (Varcholová et al., 1992), je 8 km na SSZ od Humenného. Vystupuje asi 0,2 km na Z od Ohradzian, kde je opustené hlinisko. Výskyt je v krynickej jednotke a buduje ho malcovské súvrstvie (zvetraný ílovec, prachovec, piesčitý ílovec s pieskovcovými prepláskami), ktorého zaradenie do mladšieho eocénu sa potvrdilo (Žecová in Žec et al., 2005b). Hrúbka kvartéru sa pohybuje od 1,4 m do 6,0 m. Hrúbka pieskovcových

vrstiev v polohách je od 0,4 do 0,6 m a piesčitého ílovcia od 2 do 20 m. Celková overená hrúbka ložiska je od 10 do 50 m (po úroveň 180 m n. m.) a ložisko vystupuje na ploche 800 x 600 m. Surovina dosahuje hrúbku od 9,8 do 40,3 m. Na výskyte je povrchová (humusová hlina) a vnútorná skrývka (sedimenty mladšieho eocénu). Priemerná hrúbka povrchovej skrývky je 0,24 m, vnútornej 2,97 m a suroviny 19,74 m (Varcholová et al., 1992).

Výskyt má jednoduchú geologickú stavbu, smer vrstiev SZ – JV so sklonom 30 až 40° na JZ, iba miestami je smer takmer V – Z až JZ – SV so sklonom na J a JV bez výraznejších tektonických porúch a zlomov. Hydrogeologické pomery sú jednoduché a erózna báza na úrovni okolo 170 m.

Technologicky sú tu dva druhy suroviny. Prvý zastupuje kvartérna hlina a druhý zvetraný ílovec až prachovec s vložkami piesčitého ílovcia a pieskovca. Škodlivinou sú hrubšie preplástky pieskovca, piesčitého ílovcia a prachovca.

Základné technologické parametre prvého a druhého typu suroviny sú: zvyšky na site s okami veľkými 2 mm tvoria 0, 8 a 4,2 %, rozrábacia voda 8 a 26,87 %, zmraštenie po výpale na 950° je 20 a 7,23 %, pevnosť po vysušení 11,52 a 9,37 MPa a nasiakavosť je 12,38 a 19,24 %.

Podľa STN 72 1564 je na ložiskovom výskyte surovina I. až IV. typu s prevahou III. typu a možno ju využívať na výrobu tenkostenných výrobkov.

Varcholová et al. (1992) k 30. 4. 1991 overili nasledujúce kategórie zásoby a prognózných zdrojov: C<sub>2</sub>B 5 704 026 m<sup>3</sup> a P<sub>1</sub> 2 547 646 m<sup>3</sup>.

### ***Ložiskový výskyt Turcovce***

Ložiskový výskyt sa nachádza 13 km na SSZ od Humenného cca 400 m na Z od Turcoviec. Je v belovežskom súvrství bystrickej jednotky a začiatkom 90. rokov 20. stor. ho overili tri ložiskové vrty. Hrúbka suroviny vo vrtoch sa pohybuje od 13 do 41,9 m, jej hĺbka vo vrtoch od povrchu je od 19 do 51 m a závisí od nepravidelnej bázy výskytu. Na lokalite je povrchová (humusová hlina) a vnútorná skrývka (pieskovec, ílovec a prachovec s pieskovcovými vložkami) hrubá od 1,4 do 9,0 m.

Ložiskový výskyt tvoria sedimentárne horniny kvartéru a paleogénny zvetraný ílovec až prachovec s preplástkami pieskovca a overil sa na ploche 500 x 200 m. Hrúbka kvartéru je od 0,3 až do 4,3 m, z toho humusová hlina je od 0,1 do 0,4 m. Podľa ojedinelých údajov leží ílovcové súvrstvie v smere SZ – JV so sklonom 30 – 40° na JZ bez výraznejších tektonických prvkov. Hydrogeologické pomery sú jednoduché. Výskyt je nad miestnou erzívnou bázou, ktorá je vo výške 220 m n. m.

Surovina je dvojakého technologického typu. Prvý zastupuje kvartérna svahová hlina a druhy paleogénny ílovec až prachovec. Škodlivinou sú preplástky pieskovca a polohy ílovcia a prachovca s pieskovcovými vložkami.

Obidva typy majú nasledujúce základné technologické parametre: zvyšky na site s okami veľkými 2 mm tvoria 7,6 a 13,5 %, rozrábacia voda 24 a 20,26 %,

zmraštenie po výpale na 950° je 8 a 6,57 %, pevnosť v tlaku 15 a 9,77 MPa a nasiakavosť 13,6 a 12,86 %.

Podľa STN 72 1564 je na výskyte surovina využiteľná na výrobu plných pálených tehál. V Turcovciach sa overili iba prognózne zdroje P<sub>1</sub> (so stavom k 30. 4. 1991) v množstve 2 733 000 m<sup>3</sup> (Varcholová et al., 1992).

### 11.3. ENERGETICKÉ SUROVINY

Energetické suroviny sa v zmapovanom regióne vyskytujú iba zriedka a zastupujú ich ojedinelé výskyty ropy a zemného plynu. Sporadicky možno nájsť aj vrstvičky alochtónneho uhlia. Tieto suroviny sa viažu najmä na kontakt magurskej a duklianskej jednotky.

#### Ropa a zemný plyn

##### *Ložiskový výskyt Vyšný Komárnik*

Ložiskový výskyt leží na V od Vyšného Komárnika. Adda v už v roku 1898 navrhol spoločnosti *Aktiengesellschaft für Petroleumschürfungen* vyhlásiť vrt na ropu v antiklinále vrstiev vonkajšieho pásma račianskej jednotky magurského flyšu. Vrtalo sa v rokoch 1899 – 1901. Narazilo sa na silné výrony plynu v hĺbke 420 m a neskôr na ropu v hĺbke 544 a 635 m (Posewitz, 1907; Menčík a Pesl, 1958; Rozložník et al., 1964).

Ropa (ľahká parafínická) sa ťažila až do roku 1901, ale pre malý prítok sa ťažba zastavila. Vrt potom pokračoval až do hĺbky 820 m a tam sa pre malý priemer sondy zastavil. Celkove sa vyťažilo 81 115 kg ropy. Ďalší prieskum potvrdil, že v okolí nie sú priaznivejšie štruktúry na hromadenie bitúmenov vo väčšom rozsahu (Matějka a Kodym, 1939).

##### *Výskyt Krivá Ol'ka*

Výskyt je na východnom okraji Krivej Ol'ky a pomocou šachtice sa využíval už v roku 1883 (Janků, 1970). Povrchový výron ropy v tomto území potvrdili aj Kettner et al. (1925).

V rokoch 1896 – 1897 sa v okolí vyhlásil vrt O<sub>1</sub> a O<sub>2</sub>. Vo vrte O<sub>1</sub> (hlbokom 311 m) sa zistili silnejšie výrony plynu a v O<sub>2</sub> (hlbokom 217 m) malé množstvo ropy (Čepek et al., 1935; Menčík a Pesl, 1958). Z ekonomického hľadiska ide o nepatrné výskyty (Rozložník et al., 1964).

##### *Výskyt Radvan nad Laborcom*

Prirodzené povrchové výskyty ropy sa vyskytujú na Z od Radvane nad Laborcom v Malom a v Strednom potoku. V širšom okolí obce (výskyt sa pôvodne volal Vyšná Radvan) sa ropa a plyn zistili vo vrte R-I, vyhlbenom

v rokoch 1899 – 1901 (Posewitz, 1907), vo vrte R-II z roku 1913 – 1914 a vo vrte R-AG-3, RBU-4 a RBU-5 z roku 1957 – 1958 (Menčík a Pesl, 1958). Vo vrte R-I sa zistili prejavy plynu v hĺbke od 209 do 211 m a v hĺbke 254 m a roponosný horizont v hĺbke 284 m, z ktorého sa údajne vyťažilo 40 q nafty (Matějka, 1946), a v hĺbke 448 m boli iba prejavy ropy (Menčík a Pesl, 1958). Vo vrte R-AG-3 a RBU- 4, ktoré sú na okraji regiónu (ako aj v ďalších vrtoch mimo územia), sa zistili len prejavy plynu a ojedinelé stopy po rope (Menčík a Pesl, 1958).

Výskyt ropy a plynu sa nachádza blízko krížovania krivoočianskej tektonickej štruktúry a radvanského zlomu.

Podľa zloženia plynu v oblasti Radvane nad Laborcom ide o veľmi čistý suchý zemný plyn a veľmi čistý suchý metán (Menčík a Pesl, 1958) so zložením 92,9 – 97,3 % metánu, 2,2 – 0,6 % etánu a 2,5 – 2 % N. Ropa je ľahká parafínická (Koděra et al., 1990). Výskyt nemá ekonomický význam.

## **Uhlie**

Čierne uhlie tvorí vložky vo flyšových sedimentoch v okolí Hrabovca nad Laborcom. Výskyt má iba mineralogický význam.

## 12. GEOLOGICKÉ FAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Geologické faktory (geofaktory) životného prostredia sú zložky (alebo ich vlastnosti) geologického prostredia, ktoré podstatným spôsobom pozitívne alebo negatívne ovplyvňujú kvalitu životného prostredia, resp. možnosti využívania územia. Môžu mať charakter *geopotenciálov* alebo *geobariér*. Geofaktory sú premenlivé a závisia od druhu činnosti alebo spôsobu využívania územia.

V zmapovanom regióne je významným geopotenciálom *zásoba podzemnej vody, územia vhodné na skládky komunálneho odpadu a v menšej miere aj ložiská nerastných surovín*.

Významná zásoba podzemnej vody sa viaže najmä na štrkové náplavy Ondavy medzi Tovarným a Malou Domašou, Laborca medzi Humenným a Hrabovcom nad Laborcom, Cirochy v úseku Humenné – Snina a Udavy medzi Udavským a Vyšným Hrušovom. Náplavy uvedených tokov reprezentujú samostatné hydrogeologické rajóny (QN106BG00 a QP097BG10). Pramene sa vyskytujú v celom regióne a majú rôznu výdatnosť. Prevládajú puklinové, vrstvom a sutinovo-vrstvom pramene viažuce sa na rozpukané telesá flyšového pieskovca a ílovca v pripovrchovej zóne, svahovú úlomkovitú sutinu alebo na porušené prizlomové zóny. Významnejšie pramene sú zachytené a využívajú sa na zásobovanie obcí napr. Lackoviec, Brestova, Gruzoviec, Slovenskej Volovej, Gigloviec, Olky, Jakušoviec, Vyšných Ladičkoviec, Vojtoviec a Bukoviec. Okrem obyčajnej podzemnej vody je vo flyšových sedimentoch veľa prameňov sírovdíkovej minerálnej vody (napr. v okolí Novej Keľče, Ďapaloviec, Turian nad Ondavou, Tokajíka, Krajnej Bystrej, Repejova, Vojtoviec, Krivej Olky a inde). Tieto pramene sa viažu na tektonické poruchy a predpokladá sa, že majú hlbší obeh vody. (Podzemná voda, jej zdroje, chemické zloženie, kvalita, obeh, odtok, využiteľná zásoba a ochrana sa charakterizujú v kapitole o hydrogeológii územia).

Charakter geopotenciálu majú aj územia vhodné na skládkovanie komunálneho odpadu v zmysle smernice SGÚ (1992). Ich výskyt v regióne možno zistiť z máp vhodnosti územia na výber skládok odpadu 1 : 50 000 bývalého okresu Svidník, Vranov nad Topľou, Humenné a sčasti aj Michalovce. Ich súčasťou je aj register skládok na mapách mierky 1 : 10 000. Mapy sa vytvorili v roku 1993, sú na MŽP SR a v Geofonde ŠGÚDŠ v Bratislave.

Z predchádzajúcej kapitoly je zrejmé, že región nie je veľmi bohatý na nerastné suroviny. Medzi najdôležitejšie azda patrí stavebný kameň, štrkopiesok, piesok a tehliarske suroviny. Stavebný kameň, predovšetkým pieskovec flyšových súvrství, sa ťažil vo viacerých lomoch v strednej (napr. Sitnica, Pakostov, Jasenovce), južnej (Kamenica nad Cirochou) a jv. (Ladomirov) časti regiónu,

vápenc humenského mezozoika v okolí Podčičvy. Prakticky všetky lomy sú v súčasnosti opustené, iba v niektorých sa sporadicky ťaží kameň pre potreby miestnych obyvateľov. K 1. 1. 2005 je v evidencii ložísk nevyhradených nerastov (ŠGÚDŠ – Geofond), medzi ktoré patrí aj stavebný kameň, iba ložisko pri Chotči (pieskovec). Tehliarskou surovinou sú predovšetkým produkty zvetrania flyšového ílovca (svahové sedimenty) alebo samotný zvetraný ílovec. Tieto sedimenty sa v minulosti ťažili vo viacerých hliniskách v strednej a južnej časti regiónu. Medzi najväčšie patrila ložisková akumulácia hliny hliniska pri Humennom, ktoré bolo k 1. 1. 1995 v bilancii zásoby výhradných ložísk Slovenskej republiky. Pri Kamenici nad Cirochou sa z koryta rieky ťažil štrkopiesok a piesok, ktorý má v súčasnosti charakter nevyhradeného nerastu. Aj jeho zásoba sa eviduje v Geofonde. Vzhľadom na cenu sa spomenuté nerastné suroviny v súčasnosti neťažia a priemyselne nevyužívajú.

Medzi najvýznamnejšie geobariéry regiónu patria *svahové deformácie, ryhová erózia, neotektonické poruchy, inundácia, seizmicita a skládky komunálneho a iného odpadu (staré záťaže)*.

Svahové deformácie spolu s ryhovou eróziou sú významným geodynamickým fenoménom v celom území regiónu a väčšinou sú výsledkom endogénnych a exogénnych procesov najmä v pleistocéne a holocéne. V poslednom geologickom období povahu územia veľmi ovplyvnili aj antropogénne zásahy (napr. stavba vodných nádrží, spevňovanie hrádzí, stavebné zásahy do svahov, zaťažovanie svahov, trhacie práce v kameňolomoch, odlesňovanie a pod.), ktoré znižujú stabilitu svahov, čo vedie k svahovým poruchám a urýchľuje eróziu na svahoch.

Podľa všeobecne používanej klasifikačnej schémy svahových pohybov Nemčoka et al. (1974) má v regióne najväčšie zastúpenie skupina zosúvania a plazenia s dominanciou rozličných typov zosuvov. Z geologickej mapy M 1 : 50 000 je zrejmé, že zosuvy sú významným morfológickým fenoménom regiónu a je ich veľa vo všetkých hlavných geologicko-tektonických jednotkách, t. j. v horninách vnútrokarpatského paleogénu, račianskej, bystrickej a krynickej jednotky magurského paleogénu vonkajšieho flyšového pásma. Distribúcia zosuvov, ich plošný tvar a podrobné hodnotenie sú výsledkom terénneho mapovania spoluautorov geologickej mapy a prác autorov, ktorí zmapované územie študovali v minulosti. V prvom rade sa využil register zosuvov Geofondu v Bratislave, ktorý zhŕňa výsledky všetkých troch etáp registrácie zosuvov ešte v rámci ČSSR. Osobitne cenné údaje o zosuvoch zaregistrovaných v poslednej etape v mierke 1 : 10 000 v roku 1988 (Petro in Modlitba et al. – listy v rámci 38-121 a Spišák in Modlitba et al. – listy v rámci 38-123) a 1991 (Ondrášik in Modlitba et al. – listy v rámci 28-143 a 28-32; Lobík in Modlitba et al. – listy v rámci 28-34 a 28-43; Petro in Modlitba et al. – listy v rámci 38-122). Zosuvy v okolí vodnej nádrže Domaša študovali Petro a Spišák pri tvorbe základných geologických máp severnej časti Košickej kotliny a Slanských vrchov (in Kaličiak et al., 1991) a Vihorlatských a Humenských vrchov (in Žec et al., 1997).

Zosuvy v oblasti Vranov nad Topľou – Humenné – Strážske v súvislosti s mapou náchylnosti územia na svahové pohyby v rámci *Máp geologických faktorov životného prostredia* v mierke 1 : 50 000 študovali Hrašna a Holzer (2005). Komplexný obraz o svahových deformáciách celého územia regiónu podali Wanieková a Grman, resp. Hrašna a Holzer (in Šimeková et al., 2007) v rámci celoštátnej úlohy *Atlas máp stability svahov SR 1 : 50 000*, garantovanej MŽP SR a koordinovanej firmou INGEO - jghp s. r. o., Žilina. Prevzatie databázy zosuvov v podobe GIS (spracovanej v ŠGUDŠ) z uvedeného atlasu – po súhlase garanta aj koordinátora úlohy – nám veľmi uľahčilo prácu pri finalizácii geologickej mapy regiónu. Pre mierku a prioritu geologických jednotiek nie sú v nej zakreslené všetky doteraz registrované zosuvy.

Zosuvy na území zmapovaného regiónu sa viažu na svahy z flyšového ílovca, ako aj pieskovca, bridlice a ílovca bradlového pásma a z kvartérnych sedimentov. Zosúvanie najčastejšie postihuje svahy s priemerným sklonom 7 – 14° a šmykové plochy sú väčšinou na rozhraní kvartérnych a podložných hornín alebo vrchnej zvetranej časti predkvartérneho podložia (elúvia) a neporušených hornín. Väčšinou majú charakter hlbokých kryhových zosuvov (napr. na V od Nižného Komárnika, Domaša – Dobrá). Pre litologický charakter zosuvajúcej sa zeminy a hornín majú zosuvy spravidla rotačno-planárne šmykové plochy. Prevládajú plytké (do 5 m) a stredne hlboké (5 – 10 m) zosuvy, kým hlboké (>10 m) a veľmi hlboké (>15 – 20 m) sú ojedinelé. Z hľadiska aktivity sú väčšinou potenciálne a stabilizované, lokálne aj aktívne (napr. na S od Ruskej Poruby). Charakteristickou črtou väčšiny zosuvov zmapovaného regiónu je suchý a zvlhčený povrch s viacerými druhotnými charakteristikami, ale sú aj zosuvy s veľmi členitým a stupňovitým reliéfom (napr. hlboké kryhové zosuvy), s čerstvými otvorenými trhlinami a mäkkou zeminou (napr. aktívne zosuvy), s mokradami a jazierkami v bezodtokových depresiách a s potokmi pretékajúcimi ich povrchom. Z mapy je zrejmé, že prevládajú plošné zosuvy nad frontálnymi a prúdovými. V zmysle Špúrka (1976) ide o zosuvy recentného typu. Niektoré z hlbokých zosuvov by sa podľa ich morfológie a polyfázového vývoja mohli zaradiť medzi fosilne, t. j. také, ktoré začali vznikať v pleistocéne.

Medzi hlavné prirodzené príčiny vzniku zosuvov patrí erózia vodného toku, extrémne zrážky, kolísanie hladiny vody vo vodných nádržiach (Veľká Domaša), kolísanie hladiny podzemnej vody a jej vztlakové účinky, príťaženie svahu (napr. vodnými alebo snehovými zrážkami), znižovanie pevnosti zemín (hornín) zvetrávaním a pri styku s vodou. Z antropogénnych príčin je to odlesňovanie, stavebné zásahy do svahu (najčastejšie podkopanie päty svahu) a jeho príťaženie (napr. stavebnými objektmi, skládkami materiálu), umelé zavlžovanie svahu, vibrácia spôsobovaná ťažkými dopravnými prostriedkami alebo pri trhacích prácach a i.

Významnou geobariérou v zmapovanom regióne je aj ryhová erózia. Postihuje najmä svahy z hrubých deluviálnych zemín, ale aj z flyšových hornín menej odolných proti rozrušovaniu prúdiacou vodou (predovšetkým ílovec). Aktívne



ryhy často porušujú aj zosuvné územia. Ryhy sú prevažne hlboké 1 – 10 m, ojedinele i viac, a majú premenlivú dĺžku (miestami vyše 1 km). Spolu so zosuvmi sa na devastácii poľnohospodárskej a lesnej pôdy vo veľkej miere zúčastňuje erózia, sťažuje budovanie líniových stavieb (železníc, ciest, diaľnic) a ohrozuje už jestvujúce inžinierske diela (stavby, komunikácie, mosty a pod.).

Z hľadiska výstavby veľkých inžinierskych diel (napr. priehrad, jadrových elektrární, veľkých mostných konštrukcií a pod.) sú geobariérou aj neotektonické poruchy. Z geologickej mapy M 1 : 50 000 je zrejmé, že takéto poruchy (zlomy) prechádzajú dolinami Brusničky, Oľky, Laborca, Udavy, Čirochy, Barnova a Ublianky. Osobitne významné sú zlomy aktívne v kvartéri a seizmoaktívne zlomy hlbšieho založenia.

Inundácia ako jedna z geobariér sa v zmysle *Mapy ochrany vôd Slovenska 1 : 50 000* (VÚVH) vyskytuje v celej dĺžke Laborca (s výnimkou úseku v Humennom), v celej dĺžke Udavy a v doline Čirochy od Dlhého nad Čirochou po ústie s Laborcom. Záplavy ohrozujú územia s najkvalitnejšou poľnohospodárskou pôdou a ohrozujú inžinierske diela v aluviálnych nivách uvedených tokov.

Povahu geologickej bariéry – najmä z hľadiska výstavby veľkých inžinierskych diel (priehrad, diaľnic a pod.) – na zmapovanom území majú aj neotektonické zlomové poruchy. Mimoriadne významné sú zlomy aktívne v kvartéri a seizmoaktívne zlomy.

Výsledky dlhodobých pozorovaní (Brouček in Mazúr et al., 1980) svedčia o tom, že v južnej časti regiónu je ďalšou dôležitou geobariérou seizmicita. V rokoch 1400 až 1970 v okolí Strážskeho (za južnou hranicou zmapovaného regiónu) bolo jedno až tri zemetrasenia každých 100 rokov s intenzitou  $I_0 \geq 6^\circ$  MSK. V roku 1941 (l. c.) postihlo Strážske zemetrasenie s intenzitou  $6,5^\circ$  MSK. V máji 2003 sa pri severnom okraji Vihorlatských vrchov zaznamenalo zemetrasenie s intenzitou  $I_0 = 6,5$  (MSK-64), čo približne zodpovedá  $M_1$  3,7. Jeho hypocentrum bolo v hĺbke 4,5 km. Bolo to najsilnejšie prístrojom zaznamenané zemetrasenie vo Vihorlatských vrchoch. Tieto fakty sú významné z hľadiska projektovania a výstavby obytných a špeciálnych inžinierskych diel. (Podrobnejšie údaje o seizmicite územia sú v kapitole o geofyzikálnej preskúmanosti).

Veľkou antropogénnou záťažou regiónu sú skládky prevažne komunálneho a stavebného odpadu. Ide takmer výlučne o tzv. divoké skládky, t. j. bez náležitej úpravy a spôsobu ukladania odpadu v súlade s legislatívnymi predpismi. Po roku 1996 sa nariadením vlády SR ukladanie na väčšine tzv. divokých skládok zastavilo. Mnohé z uvedených skládok sú blízko vodných tokov, vodných zdrojov alebo priamo v náplavoch riek (napr. v depresiách po ťažbe štrku a piesku) a môžu byť ich veľkým a nebezpečným znečisťovateľom. Lokalizácia skládok v regióne a podrobná charakteristika uložených druhov odpadu sú zrejme z *Mápe vhodnosti územia pre výber skládok odpadov 1 : 50 000* podľa príslušných starších okresov uvedených na začiatku kapitoly.

## 13. VÝZNAMNE GEOLOGICKÉ LOKALITY

Najdôležitejšie geologické útvary regiónu Nízke Beskydy-stredná časť charakterizujú vybrané geologické lokality. Znázornené sú na obr. 25.

### Magurský paleogén

#### 1. Nová Kelča – prameň

Prameň bol známy už v minulosti a vystupuje asi 300 m na V od Novej Kelče neďaleko štátnej cesty. V okolí obce sú ešte ďalšie štyri pramene minerálnej vody. Pri potoku Kelčica sú dva pramene uhličitej vody, upravené ako kopané studne až do hĺbky 5 a 6 m. Kyselka v Novej Kelči je upravená kameninovou rúrou s perforáciou. Voda sa čerpá ručným čerpadlom. Asi 300 m od Kyseliek sa nachádza tzv. Kúpeľný prameň a tam je aj šachta s kabínkou na kúpanie. Voda je sírna ( $H_2S$  cca 1,30 mg/l), s obsahom  $CO_2$  cca 280 mg/l a celkovou mineralizáciou 2 299 mg/l. Ďalší prameň s vysokým obsahom  $H_2S$  je pri potoku Parnačia (asi 2 km na V od obce). Všetky štyri pramene majú zásaditú minerálnu vodu.

#### 2. Mrázovce

V záreze potoka na JZ od Mrázoviec (asi 10 km na J od Stropkova) je relatívne veľmi dobre odkrytý vyše 220 m hrubý sled vrstiev naprieč belovežským súvrstvom račianskej jednotky magurského príkrovu. Súvrstvie je súčasťou najvýchodnejšieho úseku antiklinálneho pásma Muchovej hory a predstavuje nahor sa zjemňujúcu a stenčujúcu sukcesiu klastík. V spodnej časti sledu prevládajú fácie hruboazrného pieskovca a zlepenca v podmorských kanáloch. Smerom do nadložia postupne získava prevahu jemnozrnný pieskovec s ílovcom, ktoré sedimentovali v prechodných zónach medzi kanálmi a agradačnými valmi alebo v agradačných valoch. Vrchnú časť profilu tvoria tenké vrstvy jemnozrného pieskovca a ílovca prechodných belovežských vrstiev. Tieto fácie vznikli v distálnom prostredí bazénovej planiny. Pieskovec má povahu turbiditov s dobre zachovanými Boumovými intervalmi ( $T_b$  a  $T_c$ ). Bázy pieskovcových vrstiev sú ostré, s hojnými ichnofosíliami (*Paleodyction* isp., *Scolicia* isp., *Helminthopsis* isp.). Významnou fáciou prechodných belovežských vrstiev sú vrstvy pestrého ílovca z červenohnedého, zeleného a ocelovomodrastého plastického ílovca s prímiesou piesčitého komponentu a svetlej sfudy. Bud' majú veľmi nízky obsah, alebo neobsahujú Ca a sú hemipelagického charakteru. Predstavujú kondenzovaný horizont indikujúci prehĺbenie bazéna pod CCD a tým aj maximálny

stav morskej hladiny v magurskom bazéne v spodnom eocéne. Textúry spodných vrstvových plôch pieskovcových telies (prúdové stopy, stopy po vlečení, odraze a saltácii) poukazujú na dominantný smer SZ – JV toku gravitačných prúdov.

### 3. Breznička – lom

V lome na sv. okraji Brezničky je odkrytý drobnorytmický flyš belovežského súvrstvia račianskej jednotky magurského príkrovu monotónneho faciálneho charakteru. Belovežské súvrstvie tu tvorí jadro antiklinály Chotče. Pre vrstvový sled je charakteristické rýchle striedanie tenkých vrstiev jemnozrnného pieskovca a siltovca so sivozeleným ílovcom. Strednoeocénny vek dokumentuje nálezy foraminifer *Reticulophragmium* (= *Cyclamina*) *amplectens* (GRZYBOWSKI), *Recurvoidella lamella* (GRZYB.) a *Rhabdammina* ex gr. *discreta* BRADY.

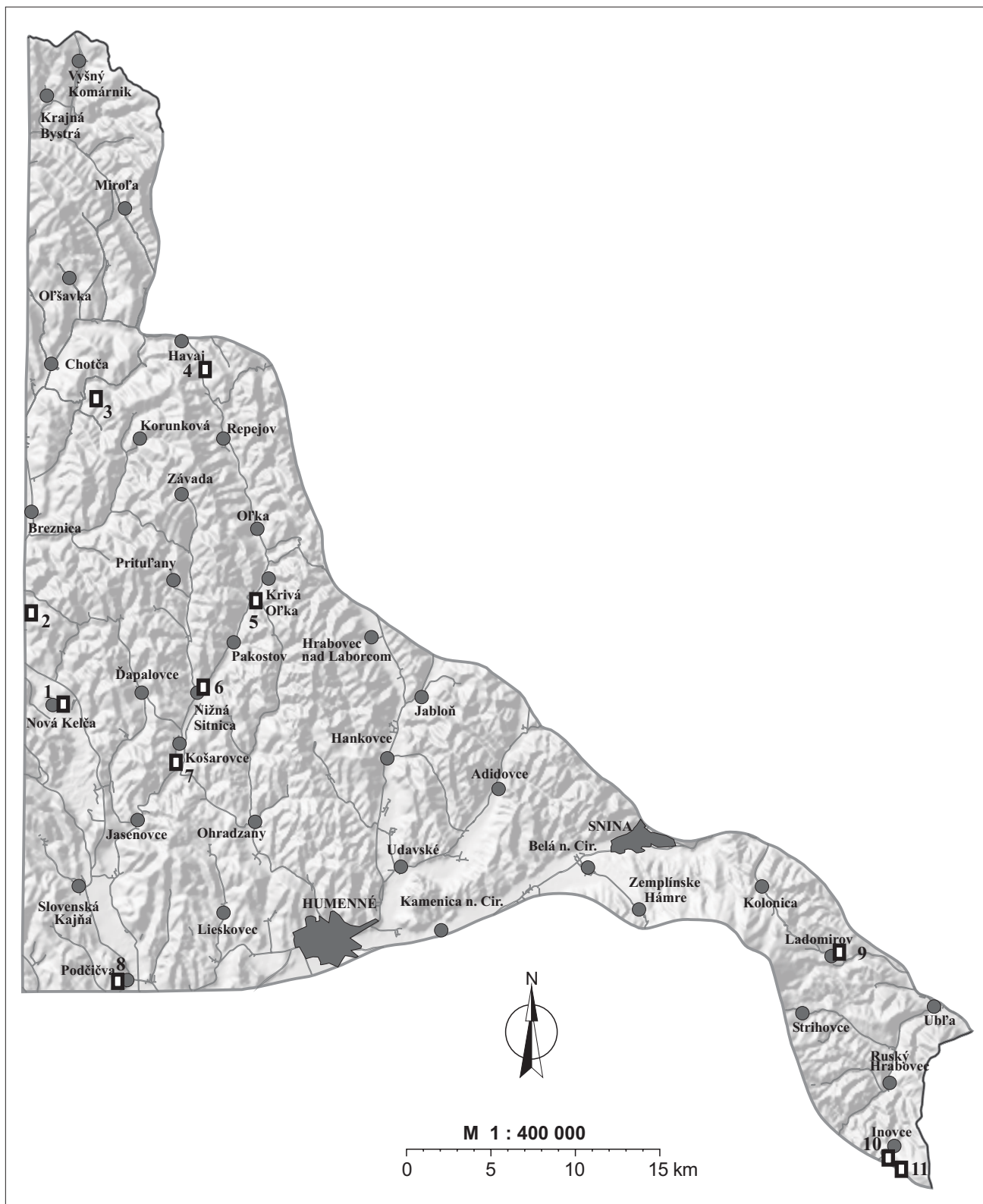
### 4. Varechovce – zárez cesty

Odkryv vrstiev vápniteho ílovca a prachovca s polohami pieskovca (s glaukonitom) zlínskeho súvrstvia račianskej jednotky a s častými druhovo pestrými bioglyfmi vystupuje v záreze cesty asi 0,5 km na SSZ od Varechoviec. Pre tento horizont je charakteristická výrazná prevaha sivozeleného, premenlivo vápenateho ílovca nad pieskovcom. Pomer pieskovec/ílovec je 0,1 až 0,5 a index vrstvovitosti je 0,4 až 1,5. Pieskovec je prevažne jemnozrnný, ílovec zelený, sivozelený až sivý a premenlivo vápenatý. Vrstvy sú hrubé 0,5 až 10 m, niekedy aj viac. Veľká prevaha ílovcových vrstiev a charakter litofácií svedčí o ich depozícii z turbiditných prúdov v distálnej, severnejšej časti sedimentárneho systému magurského bazéna, pričom sa vyplňal prevažne z J, JV až V.

Na pieskovcových platniach veľkých od 0,5 do 2,0 m odkrytých vedľa štátnej cesty z Varechoviec do Havaja sú časté bioglyfy rodov *Scolicia* isp., *Ophiomorpha* isp., *Helminthopsis* isp.

### 5. Krivá Oľka – lom

Lom veľký asi 20 x 5 m je na JV od Krivej Oľky na okraji štátnej cesty. Odkrytý vrstvový sled v lome patrí do zlínskeho súvrstvia račianskej jednotky magurského príkrovu a jeho pravá hrúbka je približne 32 m. Výrazne v ňom prevláda sivozelený až sivý premenlivo vápenatý ílovec nad pieskovcom. Pomer pieskovec/ílovec je 0,4 a index vrstvovitosti 1,41. Pieskovec je prevažne jemnozrnný, s dobre zachovanou gradáciou, horizontálnou, vlnitou a v menšej miere konvolútnou lamináciou. Polohy sú hrubé najčastejšie od 5 do 40 cm, zriedka až do 150 cm. Vrstvy hrubozrnniejšieho pieskovca sa sporadicky vyskytujú na báze vrstiev s väčšou hrúbkou. Pieskovcové vrstvy zvyčajne majú laterálne stálu hrúbku. Prúdové stopy alebo stopy po vlečení predmetov v prúde poukazujú na smer paleoprúdenia z JJV na SSZ. Ílovec je zelený, sivozelený až sivý a premenlivo vápenatý a jeho vrstvy sú hrubé 0,5 až 10 m, niekedy aj viac. Nápadná pre-



Obr. 25. Schematický náčrt pozície vybraných geologických lokalít regiónu Nízke Beskydy-stredná časť (Žec, 2005)

vaha ílovcov a charakter litofácií svedčia o ich depozícii z turbiditných prúdov v distálnej, severnejšej časti sedimentárneho systému magurského bazéna, pričom sa bazén vyplňal prevažne z J až JV. Dominujúcim štruktúrnym prvkom je násunová plocha 260/65° v centrálnej časti lomu v sinistrálnom pohybe (posun cca 2 m). Jej smer korešponduje s priebehom vrstvovitosti na S od krivoočianskej línie, čo poukazuje na fakt, že línia je násunová a spôsobuje zmenu smeru vrstvovitosti zo ZSZ – VJV (220/50°) do SSZ – JJV (60/75° až 270/70°). Vrstvovitosť má generálne smer SZ – JV a sklon na SV, ako aj na JZ. Na plochách 230/70° sú odtrhy poukazujúce na sinistrálny pohyb a na plochách 210/75° na pohyb opačného zmyslu. Paleonapät'ová analýza signalizuje smer hlavnej kompresnej zložky  $\sigma_1$  smeru SSV – JJZ v subhorizontálnej pozícii.

## **6. Nižná Sitnica – lom**

Lom veľký asi 30 x 5 m leží na okraji štátnej cesty na V od Nižnej Sitnice. Vrstvový sled odkrytý v lome patrí do zlínskeho súvrstvia račianskej jednotky magurského príkrovu. Výraznú prevahu v ňom majú polohy väčšinou sivozeleného až sivého, premenlivo vápenatého ílovca nad pieskovcovými. Pieskovec je prevažne jemnozrný, s dobre zachovanou gradáciou, horizontálnou vlnitou a v menšej miere konvolútnou lamináciou. Polohy sú najčastejšie hrubé od 5 do 40 cm, zriedka až do 150 cm. Vrstvy hrubozrnnejšieho pieskovca sa sporadicky vyskytujú na báze vrstiev s väčšou hrúbkou.

## **7. Košarovec – lom**

Lom je situovaný na J od Košaroviec, 50 m na Z od štátnej cesty I. triedy v strihovskom súvrství (starší až stredný eocén) krynickej jednotky. Pieskovec „strihovských“ vrstiev, ktoré dominantne v lome vystupujú, je prevažne vápnitý, masívny, sčasti silno rozpadavý a s ojedinelými (do 20 cm) vložkami olivovozeleňých bridlíc, ktoré vyvetrávajú do hrdzavookrova. Konkrécie veľmi jemnozrného vápnitého kalovca „plávajú“ v pieskovcovej rozpadavej hmote. Pieskovec tvorí vrstvy hrubé 92 až 285 cm a je v absolútnej prevahe nad zeleným vápenatým ílovcem, ktorý je v tomto odkryve iba v jednej vrstvičke hrubej 3 až 5 cm. Pomer pieskovec/ílovec je 220, index vrstvovitosti je 0,54.

Vrstvy sú prevažne z masívneho pieskovca, vo vrchných častiach gradované, so zachovanou horizontálnou, menej šikmou čerinovou lamináciou, ktorú zvyrazňujú drevité (rašelinové?) úlomky červenohnedej farby a hojný klastický muskovit. Pre masívne intervaly je charakteristická prítomnosť guľovito vyvetrávajúcich konkrécií. Sporadicky sa vyskytujúce polohy mikrokonglomerátov vyplňajú erozívne formy na báze vrstvy alebo vo vyššej časti vrstiev tvoria trakčné šlirovité textúry. Vrstvovitosť leží v subhorizontálnej pozícii (170/25°). Na týchto plochách nebadat' stopy po pohybe. Výrazný penetratívny systém antitetických strihov R (metrového rádu) má 170/90 – 80°. Pretože generálne majú vrstvy smer rovnobežný s vrásovou osou, pravdepodobne vznikli súhlasne v tom

istom režime ako vrásky. Nápadným penetratívnym puklinovým systémom je konjugovaný systém tektonických porúch, resp. puklín, ktoré sa navzájom pretínajú pod veľmi ostrým uhlom ( $40/80^\circ$  a  $100/80^\circ$ ). Veľmi často sú vyhojené kalcitom, miestami fibrovitého charakteru. Na nich sa pozorovali kinematické indikátory v subhorizontálnom sinistrálnom pohybe a na niektorých miestach v tesnom okolí indikovali pokles. Súvisia s transpresiou v režime jednoduchého strihu.

## **Fatrikum**

### **8. Podčičva**

Mezozoické horniny fatrika krížňanského príkrovu v regióne sporadicky vystupujú v nesúvislých „ostrovoch“ medzi Podčičvou a Čičavou. Na rozdiel od výrazne imbrikovaného mezozoika Humenských vrchov v oblasti medzi Brekovom, Chlmcom a Oreským reprezentujú vápencové a dolomitové polohy v najzápadnejšej oblasti len časti zo šupín Jasenovskej a Klokočín. Najstarším odkrytým členom humenského mezozoika sú vrstvy gutensteinského vápenca. Budujú hlavne pretiahnutý chrbát ostrovov mezozoických hornín medzi Podčičvou a Čičavou vystupujúcich v hradnom vrchu Podčičva, na J od kóty Inovec (307,8 m n. m.) a v smere VJV – ZSZ až do oblasti Lysej hory (318,7 m n. m.) a na S od kóty 308,8 m n. m.

Je to sivý až tmavosivý, menej často aj svetlý vápenec, miestami s polohami dolomitu masívneho charakteru s hrubolavicovitou odlučnosťou (od 10 do 100 cm). Smerom do nadložia polohy prechádzajú do svetlosivého až bieleho vápenca malej hrúbky s rohovcovými hľuzami a s polohami ílovitého vápenca. Mikrofaciálne vápenec patrí medzi biomikrity, resp. biomikrosparity. Horniny z tohto územia sú veľmi chudobné na fosílie a stratigraficky sa zaraďujú veľmi ťažko. Na základe stratigraficky dokázanej fauny z východnej časti humenského mezozoika vystupujúceho mimo regiónu sa vápencové vrstvy zaradili do anisu.

## **Neogénne vulkanity**

### **9. Ladomirov**

Na S až SV od stratovulkánu Morské oko prenikajú cez sedimenty magurského príkrovu dajky a neky ladomirovského komplexu. Tieto telesá pyroxéniko-amfibolického andezitu prenikajú cez sedimenty magurského paleogénu a vystupujú v okolí Ladomirova. Rádiometrické datovanie z telesa vystupujúceho na V od obce za potokom indikovalo stratigrafické zaradenie prieniku týchto telies do stredného sarmatu ( $12,4 \pm 1,0$  mil. r.). Charakter telies je odkrytý v niekoľkých opustených lomoch a andezitový nek (50 x 50 m) v opustenom lome v záreze štátnej cesty asi 300 m V od Ladomirova. Andezitové teleso

v lome pri výstupe termicky prepracovalo sedimenty magurského paleogénu. Andezit má blokovitú odlučnosť a je masívny. V okolí lokality sú prejavy Hg mineralizácie, viažucej sa najmä na pieskovcové vrstvy bystrickej tektonickej jednotky. Veľmi vzácny je zrnitý pyrit, markazit, realgár, kremeň, tridymit, cristobalit, dickit, kaolinit, organické minerály (evenkit) a vzácny metacinabarit. Vyskytuje sa aj dawsonit a alumohydrokalcit.

## **10. Inovce-Hôrka**

Medzi morfológicky nápadné formy andezitových telies reprezentujúcich vulkanickú aktivitu Vihorlatských vrchov v regióne patria andezitové neky. Ne-ky amfibolicko-pyroxénického andezitu vystupujú v oblasti kóty Hôrka (661,0 m n. m.) na ploche 100 x 50 m, ktorá je vypreparovaná nad okolie cca 50 – 75 m. Vo vrcholovej časti je blokovitá odlučnosť orientovaná podľa smeru 225/35°. Andezit je porfýrický, s výrastlicami plagioklasu veľkými do 1, ojedinele do 2,2 mm (obsah cca 20 %), amfibolu do 1,1 mm a hyperstenu do 0,5 mm (obsah cca 1 – 2 %). Základná hmota je pilotaxitická a tvoria ju lišty plagioklasu veľké 0,4 – 0,6 mm a drobnejšie zrná pyroxénu, plagioklasu a magnetitu. Ďalší nek rovnakého charakteru, ale podstatne menší, vystupuje asi 500 m na V od kóty Hôrka.

## **Kvartér**

### **11. Inovce – Beňatinská voda**

Na stráni horného toku Beňatinskej vody na J od Inoviec (asi 2 500 m) sú polohy sladkovodného vápenca – penovca, vyzrážaného v holocéne z pramennej vody bradlového pásma. Je pórovitý, bieložltý, miestami sfarbený oxidmi Fe do hrdzava. Polohy morfológicky tvoria kaskády s pretekajúcou vodou. Penovec vzniká aj v súčasnosti. Lokalita je chránenou prírodnou pamiatkou.

## 14. ZÁVER

Vysvetlivky ku geologickej mape v mierke 1 : 50 000 reprezentujú najnovšie poznatky o geologickej stavbe skúmaného územia, litostratigrafii a tektonike. Touto úlohou sa zavŕšilo obdobie realizácie pokrytia územia Slovenskej republiky (v jeho severovýchodnej časti) základnými geologickými mapami Slovenska v mierke 1 : 50 000. Mapové diela s vysvetlivkami takéhoto charakteru tvoria nevyhnutný podklad hospodárskej i správnej činnosti. Okrem základných informácií o geologickej stavbe a zákonitostiach vývoja zobrazovaných regiónov poskytujú primárne údaje na zostavenie širokého spektra nastavbových účelových, tematických, ako aj ďalších odvodených máp. V aplikovanej sfére poskytujú základné údaje na projektovanie všetkých druhov stavieb a komunikácií a tvorbu rozličných ekologických projektov.

Výsledkom aplikácie moderných metód výskumu s využitím celého spektra pomocných metód (biostratigrafia, petrografia, sedimentológia, štruktúrny výskum a i.) sa podarilo detailne charakterizovať jednotlivé geologické jednotky vystupujúce v študovanom regióne.

Územie celého regiónu Nízkych Beskýd-strednej časti vystupuje na rozhraní vnútorných a vonkajších Karpát. Na geologickej stavbe tohto územia sa podieľajú mezozoické sedimenty Humenských vrchov, sedimenty vnútrokarpatského paleogénu, neogénne sedimenty a vulkanity, mezozoické a paleogénne sedimenty bradlového pásma, ale najmä sedimenty magurskej jednotky vonkajšieho flyšového pásma. Tento región významnou mierou dotvárajú aj kvartérne (pleistocénne a holocénne sedimenty). Najstaršie súvrstvia humenského mezozoa stredného triasu (anis – ladin) ojedinele vystupujú v západnom smere medzi Podčičvou a Čičavou. Reprezentujú ich najmä sivé až tmavosivé gutensteinské vápence a sivé ramsauské dolomity.

V diagonálnom smere ZSZ – VJV v západnej časti skúmaného územia vystupuje bradlové pásmo. Juhovýchodná časť šarišského úseku bradlového pásma je v mapovom obraze dosť monotónna. Oproti iným úsekom tu na povrch nevystupujú takmer žiadne tvrdé bradlá a v zakrytom teréne sú v stredno- a mladokriedových súboroch iba miestami vyznačené flyšové pasáže, zavrásnené(?) do púchovských slieňov. Na základe úlomkových výskytov prevažne jemnozrnných zvetraných pieskocov boli vyčlenené jarmutské vrstvy a na pár miestach tvrdšie tisalské slieňovce či kalové titónske vápence. Na základe takéhoto komplexu sme vystupujúce staršie horniny zaradili do kysuckého sledu, mladšie k „bradlovému obalu“ a označujeme ich názvom jarmutská skupina. Horninové komplexy vystupujúce severne od bradlového pásma patria k magurskej proveniencii. Oproti iným členeniam sme k magurskému komplexu priradili aj pročské súvrstvie (paleocén až starší eocén), ktoré inak bývalo zaradené k bradlovému



pásmu. Tieto vrstvy charakterizujú prevažne silne vápnité pieskovce, piesčité vápence a slieňovce. Sedimenty vonkajšieho flyšového pásma charakterizované magurským príkrovom s. s. budujú plošne najrozsiahlejšiu časť zmapovaného regiónu. Magurský príkrov s. s. sa počas deformačnej etapy v eocéne až staršom miocéne sformoval do troch tektonicko-stratigrafických jednotiek zoradených z juhu na sever v tomto poradí: krynická jednotka, bystrická jednotka a račianska jednotka. Tieto jednotky charakterizuje ich litofaciálna náplň. Krynická jednotka sa rozprestiera severne od bradlového pásma a v smere od podlažia k nadložiu je zastúpená prechodným súvrstvím (drobnorytmický až strednorytmický flyš), pročským súvrstvím, jasenovskými vrstvami, strihovským súvrstvím, inovským súvrstvím, menilitovým súvrstvím a malcovským súvrstvím. Bystrická jednotka vystupuje v úzkom pruhu medzi krynickou a račianskou jednotkou. Reprezentujú ju dve šupiny (severná a južná) so zastúpením belovežského súvrstvia a zlínskeho súvrstvia. Račianska jednotka je najsevernejšia a najrozsiahlejšia tektonicko-stratigrafická jednotka magurského príkrovu. V rámci račianskej jednotky vystupuje belovežské súvrstvie, zlínske súvrstvie (s papínskymi vrstvami) a malcovské súvrstvie.

Paleogénne súvrstvia podtatranskej skupiny vnútrokarpatského paleogénu v stratigrafickom rozpätí stredný eocén – oligocén zastupuje borovské súvrstvie (bazálne karbonátové pieskovce, zlepenca a pieskovce) a zuberecké súvrstvie (flyšový vývoj s prevahou pieskovcov nad ílovcami). Sú rozšírené v oblasti medzi obcami Čičava a Slovenská Kajňa, južne od Štefanoviec a Lieskovca a prebiehajú až do oblasti jv. od Humenného.

Neogénne molasové sedimenty vystupujú na jv. okraji študovaného územia (v oblasti Čičavy a Sedlísk), kde sa na povrchu tektonicky stýkajú so sedimentmi vnútrokarpatského paleogénu. Charakterizujú ich sedimenty mladšieho karpátu – kladzianske súvrstvie (pestré ílovce a prachovce s polohami pieskovcov) a sedimenty staršieho a stredného bádenu – nižnohrabovské súvrstvie (stredno- až hrubozrnné pieskovce s polohami ílovcov). Neogénne vulkanity sú reprezentované produktmi mladšieho bádenu, stredného sarmatu a mladšieho sarmatu až staršieho panónu.

Pre kvartérne sedimenty skúmaného územia sú charakteristické výrazné rozdiely podmienené odlišnosťami geologickej stavby a neotektonického a geomorfologického vývoja. Predstavujú celé spektrum uloženín od spodného pleistocénu až po holocén. Dominantné postavenie majú deluviálne sedimenty. Tieto sedimenty na flyšových súvrstviach sa vyznačujú prevahou ílovitých hlín, ktoré spolu s charakterom podlažia a značnou energiou reliéfu podmieňujú rozsah svahových procesov. Medzi nimi mali a majú dominujúce postavenie plošný zmyv, soliflukcia a procesy zosúvania.

Z pohľadu geofyzikálneho zhodnotenia územia sa v minulosti najvýznamnejšie uplatnila gravimetria. Súčasný stav poznania v oblasti fyzikálnych polí odzrkadľujú výskumy, ktoré sa uskutočnili v tomto území v období posledných 50 rokov. Z toho zároveň možno vypozerovať aj tak trochu marginálny záujem

výskumných a prieskumných organizácií o prehĺbenie poznania geologickej stavby či surovinového potenciálu oblasti. Tento poznatok je pomerne prekvapujúci, pretože okrem existencie významnej hranice medzi európskou platformou a karpatsko-panónskym blokom sú tu určité indicie o výskyte uhl'ovodíkov, najmä vzhľadom na očakávaný výskyt menilitových vrstiev duklianskej jednotky v podloží magurskej jednotky.

Tieto textové vysvetlivky okrem zhodnotenia geologických pomerov sumarizujú a hodnotia aj stav nerastných surovín a inžinierskegeologické a hydrogeologické pomery regiónu. Súčasťou vysvetliviek je aj zhodnotenie stavu tvorby a ochrany životného prostredia. Najdôležitejšie geologické útvary regiónu charakterizujú vybrané geologické lokality.

Podľa hydrogeologickej rajonizácie spracovanej v roku 1984 sa v tomto regióne nachádza niekoľko hydrogeologických rajónov s odlišnými hydraulickými vlastnosťami horninového prostredia, režimom a chemickým zložením podzemnej vody. K najvýznamnejším patria hydrogeologické rajóny PQ 097 – paleogén povodia Laborca po Brekov s čiastkovým rajónom fluviaálnych náplavov Laborca a Cirochy, ako aj ich väčších prítokov, P 098 – paleogén povodia Uhu a PQ 105 – paleogén Ondavy po Kučín s čiastkovým rajónom fluviaálnych náplavov Ondavy a čiastkovým rajónom paleogénu. Minerálna voda v regióne Nízke Beskydy-stredná časť sa vyskytuje na 18 lokalitách. Nachádza sa tu len studená minerálna voda, podľa obsahu plynov uhl'čitá, sulfánová a nepreplýnená kyslými plynmi.

Z hľadiska výskytu ložísk nerudných nerastných surovín patrí región k najchudobnejším oblastiam Slovenskej republiky. V súčasnosti sa v skúmanom regióne vyskytuje a eviduje iba niekoľko ložísk nerudných surovín. Rudné ložiská a ložiská energetických surovín podľa *Bilancie zásob výhradných ložísk Slovenskej republiky* a *Evidencie ložísk nevyhradených nerastov Slovenskej republiky* sa v regióne nevyskytujú. Iba miestami sú ložiskové výskyty, ktoré dokumentujú zložitý paleogeografický, tektonický a metalogenetický vývoj regiónu.

Geologické faktory (geofaktory) životného prostredia sú také zložky (alebo ich vlastnosti) geologického prostredia, ktoré podstatným spôsobom pozitívne alebo negatívne ovplyvňujú kvalitu životného prostredia, resp. možnosti využitia územia. Geofaktory teda môžu mať charakter geopotenciálov alebo geobariér. V rámci tohto regiónu sú významnými geopotenciálmi zásoby podzemnej vody, územia vhodné na skládky komunálneho odpadu, v menšej miere aj ložiská nerastných surovín. K najvýznamnejším geobariéram regiónu patria svahové deformácie, ryhová erózia, neotektonické poruchy, inundácie, seizmicita a skládky komunálneho a iného odpadu (staré zá'áže).

Všetky ciele vytýčené v projekte boli splnené. Ešte však ostali nevyriešené otázky, ktoré môžu nájsť odpoveď na celý rad problémov. Informácie, ktoré sa získajú v budúcnosti, pomôžu vyriešiť vzťahy medzi jednotlivými štruktúrnymi prvkami magurskej jednotky. Pokračovaním štúdia magurskej jednotky smerom na

západ, kde sa v oveľa väčšom meradle vyskytujú stratigraficky staršie, teda kriedové až paleocénne litofácie, ale aj najmladšie litofaciálne členy staršieho oligocénu, by sa dala presnejšie definovať litofaciálna náplň samotného magurského paleogénu.

Geologická mapa regiónu Nízke Beskydy-stredná časť v mierke 1 : 50 000 spolu s vysvetlivkami vyplnila tzv. biele miesto v oblasti vonkajšieho flyšu, ktoré od skončenia generálnych máp v roku 1964 nebolo predmetom komplexného geologického výskumu. V oblasti stále ostáva otvorené množstvo problémov týkajúcich sa nielen jej plytkej, ale aj hlbšej a hlbokej geologickej stavby. Ich objasnenie sa javí ako rozhodujúci faktor poznania nielen samotného študovaného regiónu, ale aj celého úseku východoslovenského flyšu.

## 15. LITERATÚRA

- Ádám, A. a Pospisil, M., 1984: Crustal conductivity anomalies in the Carpathian region. *Acta geod. geophys. montan.* (Budapest), 19, 1 – 2.
- Adamovský, L., Jarý, J., Mořkovský, M., Novák, J. a Soukeník, K., 1972: Seizmický průzkum ve východoslovenském flyši. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Adda, K. von, 1901: Geologische Aufnahmen im Interesse von Petroleum-Schürfungen im nördlichen Teile des Comitatus Zemplen, in Ungarn. *Mitt. Jb. Ung. geol. Anst.* (Budapest), 12, 264 – 320.
- Ahnert, F., 1996: *Introduction to Geomorphology.* London, Arnold, 352 s. ISBN 0-340-69259-6.
- Andrusov, D., 1929: Príspevky ku geológii severozápadných Karpát. IV. Útesové pásmo v Pieninách. *Ibidem*, 6.
- Andrusov, D., 1938: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatech. Část III. Tektonika, *Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, IX.
- Andrusov, D., 1945: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch, č. IV (stratigrafia dogeru a malmu) a V (stratigrafia kriedy). *Práce Št. geol. Úst. (Bratislava)*, 13, 1 – 176.
- Andrusov, D., 1959: *Geológia Československých Karpát*, zv. II. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied.
- Andrusov, D., 1965: *Geológia Československých Karpát – Zv. III.* Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 392 s.
- Angelier, J., 1984: Tectonic analysis of fault data sets. *J. geophys. Res. (Washington)*, 89, 6, 835 – 848.
- Bajo, I. a Banský, V., 1972: Povodie Cirochy – vyhladávací hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bajo, I. a Cibulka, E., 1985: Nízke Beskydy – oblasť Stropkov – Svidník – vyhladávací hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bajo, I., Szabová, A., Cibulka, E., Pramuk, V., 1998: Paleogén Laborca po Brekov – hydrogeologický rajón PQ 097 – vyhladávací prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 154 s.
- Bañacký, V., 1988: Geologická mapa severnej časti Východoslovenskej nížiny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Barkáč, Z., 1993: Regionálne štúdie nerastných surovín okresov Slovenskej republiky. Okres Humenné. Čiastk. záver. správa. Geologický prieskum – Spišská Nová Ves. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 20 s.
- Beneš, L., 1971: Letecké geofyzikální měření ve východoslovenských neovulkanitech. Technická zpráva za rok 1971. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Beránek, B. a Zounková, M., 1979: Principal results of deep seismic soundings. In: Vaněk, J. a Babuška, V. et al.: *Geodynamic investigations of Czechoslovakia.* Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied.
- Bezák, J., 1977: Hodnotenie radónového rizika z geologického podložia miest s počtom obyvateľov nad 10 000, detailizácia okresných miest s vysokým a stredným radónovým rizikom. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Bezák, V., Broska, I., Ivanička, J., Reichwalder, P., Vozár, J., Polák, M., Havrila, M., Mello, J., Biely, A., Plašienka, D., Potfaj, M., Konečný, V., Lexa, J., Kaličiak, M., Žec, B., Vass, D., Elečko, M., Janočko, J., Pereszlényi, M., Marko, F., Maglay, J. a Pristaš, J., 2004: Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bielik, M., Šefara, J., Soták, J., Bezák, V. a Kubeš, P., 1998: Deep structures of the Western and Eastern Carpathian junction. In: Rakús, M. et al.: Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, Dionýz Štúr Publ.
- Biely, A., Bezák, V., Elečko, M., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Geologická mapa Slovenska v mierke 1 : 500 000. Bratislava, MŽP SR – 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. a Vozárová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska 1 : 500 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 77 s.
- Birkenmajer, K., 1953: Preliminary revision of the Pieniny Klippen-Belt series in Poland. Bull. Acad. pol. Sci., Ser. Sci. Terre (Warszawa), 3, 1.
- Birkenmajer, K., 1963: Stratigrafia i paleogeografia serii czorstynskej Pieninskego pasa skalkowego Polski. Stud. geol. pol. (Warszawa), 9.
- Birkenmajer, K., 1976: The Carpathian orogen and plate tectonics. Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci., A-2 (Warszawa – Łódź), 101, 43 – 53.
- Birkenmajer, K., 1977: Jurassic and Cretaceous Lithostratigraphic Units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Warszawa, Polska Akad. Nauk, 185 s.
- Böckh, H., 1909: Der Stand d. Petrolemschürfungen in den Ländern d. ung. Krone. Mitt. A. d. Jahrbuch (Budapest).
- Bojds, G. a Lemberger, M., 1986: Three dimensional gravity modelling of Earth crust and upper mantle in the Polish Carpathians. Ann. Soc. geol. Pol., 56, 349 – 373.
- Bouma, A. H., 1962: Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam, Elsevier, 168 s.
- Cicha, I. a Kheil, J., 1962: Mikrobiostratigrafie miocénu východoslovenské neogénnej oblasti. Sbor. Ústf. Úst. geol., Odd. paleont. (Praha), 27, 304 – 315.
- Čepeck, L., Hynie, O. a Kodym, O., 1935: Flyš v okolí Olky na východnom Slovensku, s ohľadom na výskyt nafty. Věst. St. geol. Úst. (Praha), 11, 33 – 40.
- Čížek, P., Smolárová, H. a Gluch, A., 1992: Odvozené mapy radónového rizika Slovenska v mierke 1 : 200 000. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Čučvara, J. a Horváth, J., 1967: Záverečná správa – Humenné, tehliarske suroviny, Podrobný prieskum. Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 57 s.
- Daniel, J., Lučivjanský, L. a Stercz, M., 1997: Geochemický atlas – časť rádioaktivity. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Drury, S. A., 2001: Image interpretation in geology. London, Blackwell Science.
- Đurkovič, T., 1966: East Slovakian Flysch Sediments. Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 6, 107 – 154.
- Đurkovič, T., 1966: Mineralogický a geochemický výskum ílovcov dukelskej jednotky. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 49, 63 – 90.
- Đurkovič, T., 1974: Chemical composition of the Magura and Dukla Unit shales (East Slovakian Flysch). Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 119 – 136.

- Džubera, A., 1966: Zpráva o vyhledávání Hg-zrudnenia v oblasti Ladomirov – Michajlov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 194 s.
- Džuppa, P., 1981: Správa z geofyzikálneho prieskumu – Nízke Beskydy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Fendek, M., Poráziková, K., Štefanovičová, K. a Supuková, O., 2002: Zdroje geotermálnych a minerálnych vôd. Mapa. In: Atlas krajiny SR. (ed. Miklos, L. et al.). Bratislava, MŽP SR.
- Fendeková, M., 1996: Režim prameňov vybraných hydrogeologických celkov Slovenska. Podzemná voda (Bratislava), 2, 1, 23 – 31.
- Filo, M. a Tkáčová, H., 1987: Geofyzikálny prieskum Slovenská Kajňa. Vyhľadanie vhodných hydrogeologických štruktúr pre zdroj pitnej vody. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Fleischer, R. L., 1981: Dislocation model for radon response to distance earthquakes. Geophys. Res. Lett. (Washington), 8, 477 – 480.
- Franko, O., Gazda, S. a Michalíček, M., 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Franko, O. a Zakovič, M., 1980: Rekognoskácia minerálnych prameňov SSR. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gazda, S., 1976: Chemizmus podzemných vôd Západných Karpát a jeho genetická klasifikácia. Materiály z III. celoslov. geol. konferencie, II. časť. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Gnojek, I. a Janák, F., 1986: Souhrnní zpracování letecky měřených geofyzikálních polí vnitřních Karpat do měřítka 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Geocomplex.
- Goldsworthy, M. a Jackson, J., 2001: Migration of activity within normal fault systems: Examples from the Quaternary of mainland Greece. J. struct. Geol. (Bristol) 23, 489 – 506.
- Gross, P., Köhler, E. a Samuel, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 81, 103 – 118.
- Gyozo, J., 2004: Morphometric analysis and tectonic interpretation of digital terrain data: a case study. Earth Surface Processes and Land Forms, 28, 8, 807 – 822.
- Harčár, J., 1995: Reliéf Nízkych Beskýd, časť A. Povodie Tople, časť B. Povodie Ondavy. Geograph. Slov. (Bratislava), 8, 96 s. + 2 mapy.
- Harčár, J., 1998: Pozícia Nízkych Beskýd v morfoštruktúrnom pláne slovenských Karpát. Acta Fac. Stud. Human. Natur. U. P., Prír. vedy, XXIX, Folia geogr. (Prešov), 1, 113 – 125.
- Harčár, J., 2001: Podiel endogénnych a exogénnych procesov na formovaní georeliéfu Nízkych Beskýd. Acta Fac. Stud. Human. Natur. U. P., Prír. vedy, XXXV, Folia geogr. (Prešov), 4, 56 – 66.
- Hauer, F. a Richthofen, F., 1859: Bericht über die geologische Uebersichts-Aufnahme der IV. Section der k. k. geologischen Reichsanstalt im nordöstlichen Ungarn im Sommer 1858. Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), X, 399 – 465.
- Hauer, F., 1869: Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der österr.-ungarischen Monarchie, Blatt III. Westkarpathen. Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), XIX, 485 – 466.
- Hojnoš, M., Kandrik, M., Syčev, V. a Zeman, I. in Vrana, K. et al., 2004: Súbor máp geologických faktorov životného prostredia. Región: Vranov – Strážske – Humenné. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Horowitz, L. a Rabowski, F., 1929: Przewodnik wycieczki Pol. Tow. geol. w Pieniny 18. aż 21. V. 1929. Roczn. Pol. Tow. geol. (Kraków), VI.

- Hrašna, M. a Holzer, R., 2005: Svahové deformácie v regióne Vranov nad Topľou – Humenné – Strážske. Miner. slov. (Bratislava), 1, 37, 55 – 64.
- Hrašna, M. a Holzer, R., 2006: Atlas máp stability svahov SR 1 : 50 000 – list 38-12. In: Šimeková, J. (ed.) et al. Žilina, IN GEO – IGHP, Bratislava, MŽP SR.
- Hrnčár, A., Zuberec, J., Slovák, L., Roháková, M., Smiešková, K., Schwarz, J., Barkáč, Z., Kaličiaková, E. a Horský, S., 1994: Regionálne štúdie nerastných surovín okresov Slovenskej republiky. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hrušecký, I., Jacko, S., Hurai, V., Zlinská, A., Kotulová, J., Biroň, A., Král, J., Pereszlényi, M., Janočko, J., Pospíšil, L., Nemčok, M., Andrejevová-Grigorovičová, A., Jetel, J., Töröková, I., Žecová, K. a Fejdi, V., 2001: Niektoré nové výsledky výskumu východného úseku Západných Karpát vzťahujúce sa na uhl'ovodíkový potenciál tohto regiónu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 105, 83 – 91.
- Hrušecký, I., Kotulová, J., Baráth, I., Kubeš, P., Ďurkovič, T., Fejdi, V., Pereszlényi, M., Nemčok, M. a Janočko, J., 2003: Záverečná správa štúdia – uhl'ovodíkový potenciál východoslovenského neogénu a pril'ahlých častí flyšového pásma. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hynie, O., 1963: Hydrogeológia ČSSR II. Minerálne vody. Praha, ČSAV.
- Hynie, O., 1925: Flyš v okolí průmysku dukelského se strany slovenské. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 5, 173 – 196.
- Ibrmajer, J. a Doležal, J., 1962: Souborné zpracování a interpretace gravimetrických měření ve flyšové oblasti ČSSR. Sbor. Prací Ústř. Úst. geol. (Praha).
- Ibrmajer, J., 1963: Gravimetrická mapa ČSSR v meritku 1 : 200 000. Záver. správa ÚGF za rok 1957 – 1960. Manuskript, Praha, Geofond.
- Janků, J., 1970: Přehled dosud provedených průzkumných a kutacích prací na živice ve východoslovenském flyši. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 15, 3, 343 – 348.
- Janočko, J. (ed.), Gross, P., Polák, M., Potfaj, M., Jacko ml., S., Rakús, M., Halouzka, R., Jetel, J., Petro, L., Kubeš, P., Buček, S., Köhler, E., Siráňová, Z., Zlinská, A., Halášová, E., Hamršmid, B., Karoli, S., Žec, B., Fejdiová, O., Milička, J., Boorová, D. a Žecová, K., 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Spišskej Magury 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 174 s.
- Januvka, E. a Speváková, M., 1988: Stropkov – vodná nádrž, správa z geofyzikálnych meraní. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Jedlička, K. a Mentlík, P., 2002: Užití některých prvků morfostrukturní analýzy v prostředí GIS. Geomorfol. zbor., 2, 223 – 231.
- Jetel, J., 1988: Hydrogeologické pomery. In: Molnár, J. et al.: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 38-123 (Humenné-3). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Jetel, J., 1990: Hydrogeologické pomery. In: Molnár, J. et al.: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 38-121 (Humenné-1). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Jetel, J., 2001: Hydrogeologický prieskum neogénu východnej časti Košickej kotliny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 105, s. 97 – 98.
- Jetel, J., 1968: Approximative aquifer characteristics in regional hydrogeological study. Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 51.
- Kaličiak, M., Baňacký, V., Jacko, S., Janočko, J., Karoli, S., Molnár, J., Petro, L., Spišák, Z., Vozár, J. a Žec, B., 1991: Geologická mapa Slanských vrchov a Košickej kotliny v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

- Kaličiak, M. (ed.), Baňacký, V., Jacko, S., Janočko, J., Karoli, S., Molnár, J., Petro, L., Priechodská, Z., Syčev, V., Škvarka, L., Vozár, J., Zlinská, A. a Žec, B., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 182 – 188.
- Kaličiak, M., Baňacký, V., Jacko, S., Janočko, J., Karoli, S., Molnár, J., Petro, L., Spišák, Z., Vozár, J. a Žec, B., 1991: Geologická mapa Slanských vrchov a Košickej kotliny v mierke 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – GS SR.
- Karoli, S., Jacko, S., Žec, B., Baňacký, V. a Maglay, J., 2000: Súbor máp geologických faktorov životného prostredia, región Vranov – Strážske – Humenné. In: Puchnerová, O., et al., 2002: Súbor máp geologických faktorov životného prostredia regiónu Vranov – Strážske – Humenné. Účelová geologická mapa v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, archív Geocomplex.
- Karoli, S., Žec, B., Jacko, S., Nagy, A., Buček, S., Maglay, J., Baňacký, V., Zlinská, A., Fejdiová, O. a Petro, L., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 38-122, 38-211 a 38-212. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kettner, R., Hynie, O. a Kodym, O., 1925: O geologických poměrech flyšového území v okolí Mezilaborců na vých. Slovensku. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 5, 275 – 288.
- King, C. Y., 1980: Episodic radon change subsurface soil gas along active faults and possible relation to earthquake. J. geophys. Res. (Washington), 85, 3 065 – 3 079.
- Klašková, E. a Mořkovský, M., 1970: Detailní tíhový průzkum ve východoslovenském flyši, oblast Stakčín. Závěr. zpráva. Manuskript. Brno, archív ÚGF.
- Klašková, E., Adam, Z. a Šutor, A., 1971: Detailní tíhový průzkum ve východoslovenském flyši, oblast Stakčín. Závěr. zpráva. Manuskript. Brno, archív ÚGF.
- Klašková, E. a Odrščil, J., 1972: Detailní tíhový průzkum ve východoslovenském flyši, oblast Papín a Ubľa. Výroční zpráva. Manuskript. Brno, archív Geofyzika.
- Klašková, E., Píchová, E. a Mořkovský, M., 1973: Tíhový průzkum ve východoslovenském flyši v roce 1972, oblast I. – Humenné, II. – Bardejov. Manuskript. Brno, archív Geofyzika.
- Koděra, M. (ed.), Andrusovová-Vlčeková, G., Belešová, O., Briatková, D., Dávidová, Š., Fejdiová, V., Hurai, V., Chovan, M., Nelišerová, E. a Ženiš, P., 1986: Topografická mineralógia Slovenska 1, A – Kl. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1 – 577.
- Koděra, M. (ed.), Andrusovová-Vlčeková, G., Belešová, O., Briatková, D., Dávidová, Š., Fejdiová, V., Hurai, V., Chovan, M., Nelišerová, E. a Ženiš, P., 1990: Topografická mineralógia Slovenska 2, Ko – Seč. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1 – 1 098.
- Kodym, O. a Matějka, A., 1937: Zpráva o geologickém mapování na listech Dukelský průsmyk (4 267) a Medzilaborce (4 268) v roce 1936. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13, 235 – 238.
- Koráb, T., 1976: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list Habura. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Koráb, T., 1983: Geologická mapa Nízkých Beskyd – východná časť v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Koráb, T. a Ďurkovič, T., 1966: Ťažké minerály z alúvií Rieky Cirochy, Udavy a Výravy a ich vzťah ku geologickej stavbe flyšového pásma. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 38, 79 – 86.



- Koráb, T. a Ďurkovič, T., 1978: Geológia dukelskej jednotky (Flyš východného Slovenska). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 194 s.
- Kováčik, M. a Bóna, J., 2005: Sedimentologický charakter spodnej časti paleogénu račianskej jednotky magurského prikrovu pri Mrázovciach (vonkajšie flyšové pásmo, východné Slovensko). Miner. slov. (Bratislava), 37, 310 – 314.
- Kramárik, J., 1996: Mapa chránených prírodných oblastí Slovenskej republiky. Bratislava. Križáni, I., 1977: Záverečná správa. Vranov – Kelča. VP. Hg rudy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 135 s.
- Križáni, I., 1977: ZS Vranov – Kelča – VP, Hg rudy. SGÚ, GP SNV, geol. oblasť Košice. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 135 s.
- Križáni, I. a Džubera, A., 1972: Záverečná správa z etapy vyhľadávacieho prieskumu so stavom ku dňu 30. 5. 1972. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 253 s.
- Królikowski, C. a Petecki, Z., 2001: Recent results of the gravity and magnetotelluric modelling: lithosphere structure in the Polish Carpathians. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 7, 2, 131 – 138.
- Krutikovskaja, Z. A., Rusakov, O. M., Paškevič, I. K. a Požgai, K., 1971: Magnetnoje pole Karpatskogo regiona i nekotoryje voprosy jego geologičeskoj interpretacii. Acta geol. Acad. Sci. hung. (Budapest), 15.
- Ksiazskiewicz, M., 1958: Stratygrafia serii magurskiej w Besidzie srednim. Biul. Inst. geol. (Warszawa), 135, 43 – 96.
- Ksiazskiewicz, M., 1977: Hypothesis of plate tectonics and origin of the Carpathians. Roczn. Pol. Tow. geol. (Kraków), 47, 329 – 353.
- Kubeš, P., 2004: Magnetická mapa SR, sever. Projekt geologických prác. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kubeš, P., 2008: Magnetická mapa SR. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kubeš, P., Bielik, M., Daniel, S., Čížek, P., Fiľo, M., Gluch, A., Grand, T., Hrušecký, I., Kucharič, Ľ., Medo, S., Pašteka, R., Smolárová, H., Šefara, J., Tekula, B., Ujppál, Z., Valušiaková, A., Bezák, V., Dublan, Š., Elečko, M., Határ, J., Hraško, Ľ., Ivanička, J., Janočko, J., Kaličiak, M., Kohút, M., Konečný, V., Mello, J., Polák, M., Potfaj, M., Šimon, L. a Vozár, J., 2001: Atlas geofyzikálnych máp a profilov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Labák, P., Schenk, V., Schenková, V., Kotlauer, P. a Guterch, P., 2002: Ohniská zeme-trasení a seizmický risk. Mapa. In: Miklós, L. et al. (ed.): Atlas krajiny SR. Bratislava, MŽP SR.
- Lacika, J. a Urbánek, J., 1998: Návrh nového morfoštruktúrneho členenia Slovenska. Acta Fac. Stud. Human. Natur. U. P., Prír. vedy, Folia geogr. (Prešov), XXX, 1, 259 – 268.
- Leško, B., 1951: Stavba flyšového územia medzi Sninou a Medzilaborcami. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení (Bratislava), II, 75 – 84.
- Leško, B., 1952: Vplyv geologickej stavby na vodnú sieť Laborca. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení (Bratislava), III, 1 – 2, 75 – 84.
- Leško, B., 1953: Magurský flyš v oblasti Sniny. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení (Bratislava), III, 3 – 4, 3 – 15.
- Leško, B., 1960: Magurský flyš na sever od Vihorlatu a Popriečneho. Geol. Práce, Zpr., (Bratislava), 18, 5 – 29.

- Leško, B. (ed.), Began, A., Franko, O., Kvitkovič, J., Kuthan, M., Seneš, J. a Zorkovský, B., 1964a: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list M-34-XXIX Snina. Bratislava, Ústr. Úst. geol., 132 s.
- Leško, B. a Slávik, J., 1966: New Occurrence of Cinnabar in the Magura Flysch of Easternmost Slovakia. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 40, 79 – 86.
- Leško, B. a Samuel, O., 1968: Geológia východoslovenského flyšu. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 3 – 256.
- Leško, B. a Slávik, J., 1969: Tektonika sedimentárnych formácií Vihorlatskej oblasti. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 47.
- Leško, B. a Mořkovský, M., 1975: Príspevok ku geológii podložia východoslovenských flyšových Karpát. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 64.
- Leško, B., Kadlečík, J., Mořkovský, M. a Tomek, Č., 1979: Podložie flyšových Karpát na východnom Slovensku interpretované z geofyzikálnych meraní. *Miner. slov. (Bratislava)*, 11, 2.
- Lexa, J., Bezák, V., Elečko, M., Mello, J., Polák, M., Potfaj, M. a Vozár, J., 2000: Geologická mapa Západných Karpát a príľahlých území v mierke 1 : 500 000. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Lowe, D. R., 1982: Sediment gravity flows, II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. sed. Petrology (Tulsa)*, 52, 279 – 297.
- Maheř, M., Kamenický, J., Fusán, O. a Matějka, A., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II – Západné Karpaty, sv. 1. Praha, Academia, 496 s.
- Majcin, D., Biela, A., Škorvanek, M. a Fusán, O., 1988: Geologicko-hustotný model pozdĺž profilu KP – V. In: Výzkum hlubinné stavby Československa. Brno, Geofyzika.
- Mašín, J., 1963: Aeromagnetická a aerorádiometrická mapa ČSSR v mierke 1 : 200 000. Manuskript. Praha, archiv Ústř. Úst. geol.
- Matějka, A., 1960: The development of the West-Carpathians during the Paleogene. Tectonic development of Czechoslovakia, Praha.
- Matějka, A. a Kodým, O., 1939: Zpráva o geologickém mapování listu Dukelský průsmyk (4 267) v roce 1937. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, 14, 84 – 86.
- Matějka, A. a Kodým, O., 1949: Magurské nasunutí na východním Slovensku. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ.*, 24, 57 – 66.
- Matějka, A. a Kodým, O. st., 1952: Geologie flyšového pásma mezi Dukelským a Lupkovským průsmykem na východním Slovensku. *Sbor. Ústř. Úst. geol. (Praha)*, 19, 489 – 568.
- Matějka, A. a Leško, B., 1953: Flyš a vnitřní pásmo bradlové na východním Slovensku mezi Hanušovci a Humenným. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava)*, IV, 1 – 2, 137 – 162.
- Matějka, A. a Roth, Z., 1956: Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu medzi Bytčou a Trenčínem. *Rozpr. Ústř. Úst. geol. (Praha)*, 22, 1 – 253.
- Matějka, A. a Stráník, Z., 1961: Hlavní výsledky geologických výzkumů na listu generální mapy Zborov. *Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha)*, 36, 67 – 69.
- Matějka, A. (ed.), Buday, T., Březina, J., Cicha, I., Čechovič, V., Čtyroký, P., Dornič, J., Eliáš, M., Fusán, O., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Kuthan, M., Kvitkovič, J., Marchalko, R., Mazúr, E., Nemčok, J., Porubský, A., Pesl, V., Slávik, J., Stráník, Z., Švagrovský, J. a Zorkovský, B., 1964a: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list M-34-XXII – M-34-XXVIII Zborov – Košice. Bratislava, Ústr. Úst. geol., 254 s.

- Matějka, A. (ed.), Buday, T., Fusán, O., Chmelík, F. a Kuthan, 1964b: Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000, list M-34-XXII – M-34-XXVIII Zborov – Košice. Bratislava, Úst. geol. Úst. geol.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1980: Geomorfologické členenie SSR a ČSSR. In: Atlas SSR. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied.
- Menčík, E., 1963: Naftové geologické průzkum a zhodnocení karpatského flyše. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Menčík, E., Pesl, V. a Plička, M., 1955: Geologické poměry flyše mezi Laborcem a Olkou u Vyšné Radvaně. Manuskript. Hodonín, archiv ČND.
- Menčík, E. a Pesl, V., 1956: Geologická stavba východoslovenského flyše mezi Laborcem a Výravským potokem. Sbor. Ústř. Úst. geol. (Praha), 22, 197 – 236.
- Menčík, E. a Pesl, V., 1958: Východoslovenský flyš z hlediska současných znalostí jeho naftodějnosti. Záv. správa. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra, 121 s.
- Michalíček, M. a Květ, R., 1960: Hydrogeochemický výzkum východoslovenského magurského flyše a dukelsko-užockých vrás. Práce Výzk. Úst. čs. naft. Dolů (Brno), 16.
- Mišík, M., Sýkora, M. a Jablonský, J., 1991: Strihovské zlepenca a juhomagurská kordiléra. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 14, 7 – 72.
- Modlíbta, I., Petro, L., Spišák, Z., Lobík, M., Jánová, V. a Vančíková, I., 1988: Registrácia svahových deformácií v roku 1988. Manuskript. Košice, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra, 24 – 32.
- Modlíbta, I., Jánová, V., Kováčik, M., Krippel, M., Liščák, P., Petro, L., Spišák, Z., Vančíková, I., Iglárová, L., Lobík, M., Šarik, M. a Ondrášik, M., 1991: Výsledky registrácie svahových deformácií na území Slovenska v roku 1991. Manuskript. Košice, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra, 57 – 62.
- Molnár, J., Karoli, S., Žec, B., Bacsó, Z., Baňacký, V., Spišák, Z., Jetel, J. a Syčev, V., 1988: Vysvetlivky k listu 38-123 (Humenné 3). Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 88.
- Molnár, J., Janočko, J., Jetel, J., Syčev, V., Petro, L. a Korábová, K., 1990: Vysvetlivky k listu 38-121 (Humenné). Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 68.
- Mořkovský, M., Adamovská, V., Havelková, V., Jihlavec, F., Nečas, V. a Soukeník, K., 1977: Správa o reflexno-seizmickom prieskume vo flyši a centrálnom karpatskom paleogéne východného Slovenska. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mulder, T. a Alexander, J., 2001: The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* (Amsterdam), 48, 2, 269 – 299.
- Nemčok, J., 1961: Vznik a výplň depresí v magurskom flyši na východnom Slovensku. Geol. Sbor (Bratislava), XII, 2, 175 – 190.
- Nemčok, J., 1980: Geologické pomery okolia Bardejovských Kúpeľov. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 74, 79 – 84.
- Nemčok, J., 1984: Magurský príkrov a bradlové pásmo na východnom Slovensku. Geol. práce, Správy, 81, 119 – 129.
- Nemčok, A., Pašek, J. a Rybář, J., 1974: Dělení svahových pohybů. Sbor. geol. Věd, Hydrogeol. inž. Geol. (Praha), 77 – 97.
- Nemčok, J. a Koráb, T., 1976: Vysvetlivky ku základnej geologickej mape, list Dobrá nad Ondavou (M-34-104-C-d). Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra, 29 s.

- Nemčok, J. a Rudinec, R., 1983: Tektonický pulz terciéru východného Slovenska a jeho vzťah k bradlovému pásu. *Miner. slov.* (Bratislava), 15, 5, 501 – 516.
- Nemčok, J. a Ďurkovič, T., 1989: Litológia malcovského súvrstvia (magurská jednotka). *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), 89, 39 – 51.
- Nemčok, J. (ed.), Zakovič, M., Gašpariková, V., Ďurkovič, T., Snopková, P., Vrana, K. a Hanzel, V., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape Pienin, Čergova, Lubovnianskej a Ondavskej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 131 s.
- Noth, J., 1907: A Komárnik – Mikovai és Luhi Petroleum – előfordulásokról. *Foldt. Közl.* (Budapest), 37, 25 – 29.
- Noth, J., 1915: Verbreitung der Erdölzenen in den Karpathenländern und die Zukunft der Erdölge Gewinnung in denselben nach dem Kriege 1914/1915, Wien.
- Nowak, J., 1922: Remarques générales sur la tectonique et la pétrole des formations du Fylsch des Carpathes polonaises. *Compte rendu du XIIIe Congrès géologique international*, Liège.
- Nowak, J., 1924: *Geologia Krynicy*. Kosmos (Lwów), 49.
- Nowak, J., 1926a: Nouvelles données sur l'ensemble de la tectonique des Carpathes et de l'avant pays en Pologne. *Mémoire de la 1<sup>ère</sup> réunion de l'Association Carpathique en Pologne*, Warszawa – Boryslaw.
- Nowak, J., 1926b: La nature et le rôle des plissements hercyniens en Pologne. *XIV<sup>e</sup> Congrès géologique international*. Comptes-rendus, Madrid, 1928.
- Nowak, J., 1927: *Zarys tektoniki Polski*, Kraków.
- Ondra, P. a Hanák, J., 1989: Petrofyzikální studium sedimentů východoslovenského flyše. *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), 89, 67 – 97.
- Opolski, Z., 1930: *Zarys tektoniki Karpat między Oslawą-Lupkowem a Użokiem-Siankami*. *Spraw. Pol. Inst. geol.* (Warszawa), 5.
- Oszczypko, N., 2004: The structural position and tectonosedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians. *Przeł. geol.* (Warszawa), 52, 8/2, 780 – 791.
- Paul, C. M., 1869: Die nördlichen Teile des Zempliner und Ungher Comitates. *Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst.* (Wien), 241 – 242.
- Paul, C. M., 1870: Das Karpathen-Sandsteingebiet des nördlichen Ungher und Zempliner Comitates. *Jb. geol. Reichsanst.* (Wien), XX, 243 – 250.
- Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Balogh, K., Seghedi, I., Konečný, V., Kovács, M., Márton, E., Kaličiak, M., Széky-Fux, V., Póka, T., Gyarmati, P., Edelstein, O., Rosu, E. a Žec, B., 1995: Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region. *Acta Vulcanol., Spec. Iss.* (Pisa – Roma), 7, 2, 15 – 28.
- Pesl, V., 1957: Předběžné geologické mapování mezi Ondavou a Laborcem na východním Slovensku. Manuskript. Hodonín, archiv ČND.
- Pesl, V., 1958: Předběžná zpráva o přehledném geologickém mapování mezi Topľou a Oľkou na východním Slovensku. ČND, Průzkum (Hodonín). Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra, 23 s.
- Pesl, V., 1959: Přehledné geologické mapování magurského flyše na gen. mape, list Zborov. Manuskript. Brno, archiv ČND – VÚ.
- Pesl, V., 1960: Přehledné geologické zhodnocení magurské flyšové skupiny na východním Slovensku. Manuskript. Brno, archiv ČND.
- Pesl, V., 1965: Litofaciální zóny spodního oddílu paleogénu ve vnějších jednotkách západní části magurského flyše. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty* (Bratislava), 3, 179 – 212.

- Pesl, V., 1968: Litofacie paleogénu v magurské jednotke vnějších flyšových Karpat na území ČSSR a PLR. Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 9, 71 – 117.
- Pesl, V. a Menčík, E., 1959: Přehledné geologické mapování magurského flyše na východním Slovensku. Zpr. geol. Výzk v r. 1957. Praha, Ústř. Úst. geol.
- Plička, M., 1956: O geologické stavbě území východní části Ondavské vrchoviny. ČND – Průzkum (Hodonín). Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra, 30 s.
- Plíva, G., 1976: Reinterpretace refrakčně-seismických dat v oblasti východoslovenského flyše. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Posewitz, Th., 1907: Petroleum u. Asphalt in Ungarn. Mitt. A. Jb. (Budapest).
- Pospíšil, L., 1977: Východoslovenský flyš – 1976. Detailné ťažové merania. Geofyzika Brno, závod Bratislava. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pospíšil, L. a Hančinová, J., 1974: Detailný ťažový prieskum v oblasti východoslovenského flyša – etapa 1973. Geofyzika Brno, závod Bratislava. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pospíšil, L., Marušiaková, D. a Halmešová, S., 1986: Analýza a syntéza geologických a geofyzikálnych štruktúr pomocou údajov získaných proestriedkami DPZ za roky 1981 – 1985. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Prost, G. L., 1994: Remote sensing for geologists: a guide to image interpretation. London, Taylor and Francis.
- Puchnerová, O., 2002: Súbor máp geologických faktorov životného prostredia regiónu Vranov – Strážske – Humenné. Účelová geologická mapa v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archiv Geocomplex.
- Rozložník, L., Zábranský, F. a Zorkovský, B., 1964: Legenda k mape nerastných surovín ČSSR 1 : 200 000. Listy: M-34 XXII Zborov, M-34 XXVIII Košice. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 44 s.
- Rozložník, L., Zábranský, F. a Zorkovský, B., 1964: Legenda k mape nerastných surovín ČSSR 1 : 200 000. List: M-34 XXIX Snina-34. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 14 s.
- Samuel, O., 1959: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie povrchových vzoriek: a. z CKP, b. z dukelsko-užockých vrás, c. z útesového pásma od Beňatiny, Podhorod'a a Hanušoviec. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra, 89 s.
- Samuel, O., 1990: Unifikácia litostratigrafických jednotiek východoslovenského flyšu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 91, 61 – 74.
- Samuel, O. a Salaj, J., 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 232 s.
- SGÚ, 1992: Smernica na zostavovanie máp vhodnosti pre skládky odpadov v mierke 1 : 50 000. Bratislava, SGÚ, odbor životného prostredia.
- Scheffer, V., 1960: Adatok a Kárpát medencek regionális geofizikája. Geofiz. Közlem. (Budapest).
- Scheibner, E., 1967: Karpatské pásmo bradlové. In: Matějka, A. (ed.): Regionální geologie ČSSR, II. Praha, Ústř. Úst. geol., Academia, 7 – 105.
- Slávik, J., 1969: Záverečná správa z vyhľadávacieho prieskumu Vihorlat – Popričný – polymetalické rudy so stavom k 1. 1. 1969. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra, 255 s.
- Slávik, J. (ed.), Bartalský, J., Buday, T., Bystrický, J., Čillík, J., Gašparik, J., Hano, J., Hruškovič, S., Ilavská, Ž., Ilavský, J., Kantor, J., Polák, S., Polák, St., Porubský, A., Račický, M., Urban, K., Tkáčik, P. a Ťapák, M., 1967: Nerastné suroviny Slovenska. Bratislava, SVTL, 510 s.

- Stefaniuk, M. a Kwitynski, W., 2000: Wyniki interpretacji badań magnetotelluricznych w Karpatach Wschodnich. In: Wysokoczęstotliwościowe badania magnetotelluryczne w Polsce. Krakow, Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo S.A.
- Stráník, Z., 1965: Geologie magurského flyše Čerchovského pohorí a západní části Ondavské vrchoviny. Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 3, 125 – 178.
- Stráník, Z. in Buday, T. et al., 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II, Západní Karpaty. Praha, Academia, 651 s.
- Swidzinski, H., 1934: Uwagi o budowie Karpat fliszowych. Spraw. Pol. Inst. geol. (Warszawa), 8, 75 – 139.
- Syčev, V., 1988: Základné geofyzikálne mapovanie SR – východ. Správa za rok 1987. Manuskript. Bratislava, archív Geocomplex.
- Syčev, V., 1990: Základné geofyzikálne mapovanie SR – východ. Správa za rok 1990. Manuskript. Bratislava, archív Geocomplex.
- Syčev, V., 2004: Geologická mapa Nízke Beskydy-stredná časť, v mierke 1 : 50 000 Geofyzikálne merania. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Geocomplex, 22 s.
- Syčev, V., 2005: Geofyzikálne merania. In: Žec, B. et al., 2005: Geologická mapa Nízkych Beskyd-stredná časť, M 1 : 50 000 (severná časť regiónu v M 1 : 25 000). Čiastk. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Szalaiová, V., Potfaj, M., Šefara, J., Vozár, J. a Zahorec, P., 2001: First results of the gravity modelling along the line 1 gm in the North-Eastern part of the West Carpathian Flysh zone in Slovakia. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 7, 1, 123 – 130.
- Šefara, J., Bielik, M., Bodnár, J., Čížek, P., Fil'fo, M., Gnojek, I., Grecula, P. a Halmešová, S., 1987: Štruktúrne-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šefara, J., Bielik, M. a Bezák, V., 1988: Interpretation of the Western Carpathians lithosphere based on geophysical data. In: Rakús, M. et al., 1998: Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, Dionýz Štúr Publ.
- Šefara, J., Bielik, M., Vozár, J., Bezák, V., Šantavý, J., Vozárová, A. a Tomek, Č., 1997: Syntéza hlbinej stavby Západných Karpát, stav k 30. 6. 1997. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šimeková, J., Martinčeková, T. (ed.), Abrahám, P., Baliak, F., Caudt, L., Gejdoš, T., Grenčíková, 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., Waníeková, D., Záthurecký, A., Žabková, E., 2006. Atlas máp stability svahov Slovenskej republiky 1 : 50 000. MŽP SR Bratislava/INGEO-ighp, s. r.o., Žilina.
- Šindler, M., 1965: Potiská nížina VI – hydrogeol. Pomery náplavov Laborca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Škvarka, L., Frankovič, J., Zakovič, M., Franko, O., Baňacký, V., Vass, D. a Koráb, T., 1976: Hydrogeológia územia listu 38 – Michalovce, mapy ČSSR 1 : 200 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Špárek, M., 1976: Pokyny k registraci sesuvů a jiných nebezpečných svahových deformací. Praha, Geofond, 1 – 30.
- Šuba, J., Bujalka, P., Cibul'ka, L., Frankovič, J., Hanzel, V., Kullman, E., Porubský, A., Pospíšil, P., Škvarka, L., Šubová, A., Tkáčik, P. a Zakovič, M., 1984: Hydrogeologická rajonizácia Slovenska – II. vydanie. SHMÚ Bratislava, 308 s.

- Šutor, A. a Čekan, V., 1965: Regionální gravimetrický a geomagnetický průzkum v oblasti východního Slovenska. Sbor. geol. Vied., užitá Geofyz. (Praha), 4.
- Ďapák, M., Hruškovič, S., Barkáč, Z., Holovská, L., Kabina, P., Richter, Š., Smiešková, K., Trégerová, R. a 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.
- Tkáčik, P., Malatinský, K., Klago, M., Rebro, G., Gazda, S. a Struňák, V., 1974: Zhodnotenie prameňov minerálnych vôd Západných Karpát a ich ochrana. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Tkáčová, H., 1977: Geofyzikálny prieskum Ondavskej vrchoviny, oblasť Košarovce, ročná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Tkáčová, H., 1978: Ondavská vrchovina – geofyzikálny prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Tkáčová, H a Boldiš, M., 1990: Geofyzikálny prieskum Ubľa I., z lokalít Strihovce, Šmigovec, Dúbrava a Ubľa. Správa z geofyzikálnych prác. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Uhlig, V., 1883: Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpathen. Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), XXXIII, 443 – 562.
- Ulmov, V. I. a Mavashev, B. Z., 1967: O predvesnike sil'nogo tektoničeskogo zemletrase-nia (A precursor of a strong tectonic earthquake). Dokl. Earth Sci. Sec. 176, s. 9 – 11.
- Valušiačková, A., 1989: Kochanovce – Lubiša, geofyzikálny prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Varcholová, J., 1993: Regionálne štúdie nerastných surovín okresov Slovenskej republiky. Okres Svidník. Čiastk. záver. správa. Geologický prieskum – Spišská Nová Ves. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 17 s.
- Varcholová, J., Richterová, E., Hrinko, V., Barkáč, Z. a Seliga, J., 1992: Záverečná správa úlohy Humenné – okolie – tehliarske suroviny, VP. Manuskript. Košice, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 161 s.
- Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Krystek, I., Köhler, E., Lexa, J., Nemčok J., Růžička, M. a Vaškovský, I., 1988: Vysvetlivky k mape Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov panónskej panvy na území ČSSR v mierke 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Vass, D., Čverčko, J., Elečko, M., Kaličiak, M., Mořkovský, M. a Vozár, J., 1991: Odkrytá geologická mapa Východoslovenskej nížiny v M 1 : 100 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Vjalov, O. S. a Andrusov, D. N., 1963: O neobchodimosti rozdelenija paleogena flišovej zony na dve glavnyje serii: karpsskuju i ombronskuju. Geol. Sbor. (Bratislava), XIV, 1, 169 – 173.
- Vozár, J., Szalaiová, V., Potfaj, M., Kováč, P., Mikuška, J. a Bielik, M., 2003: Seizmické transektý geologickými jednotkami Západných Karpát, regionálny geologický výskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 48 s.
- Vrana, K., Puchnerová, M., Vojtaško, I., Karoli, S., Tkáčová, H., Janočko, J., Žák, D., Kúšiková, S., Marsina, K., Pramuka, S., Čurlík, J., Šefčík, P., Hojnoš, M., Kandřík, M., Lučivjanský, L., Zeman, I., Syčev, V., Tupý, P., Holzer, R., Hrašna, M., Kováčik, M., Hricko, J., Šefara, J., Szalaiová, V., Katona, M., Tkáč, J., Gretschek, J., Stanková, V., Tekula, B. a Piovarčí, M., 2003: Súbor máp geologických faktorov životného prostredia regiónu Vranov – Humenné – Strážske, orientačný geologický prieskum ŽP. Bratislava, Geocomplex, 80 s.

- VÚVH, 1994 a 1996: Mapa ochrany vôd Slovenska 1 : 50 000 (listy 27-32, 27-33, 27-34, 27-41, 27-43, 27-44, 37-21 a 37-22). Bratislava, VÚVH pre potreby MŽP.
- Walter, H. a Dumikowski, E., 1882: Geologická budova naftonosného obszaru zachodnio-galycyjského Karpat. Kosmos (Lwów), IX.
- Wanieková, D. a Grman, D., 2006: Atlas máp stability svahov SR 1 : 50 000, listy 28-14, 28-32, 28-34, 28-43, 38-21, 38-22, 38-23 a 34-24. In: Šimeková, J. (ed.) et al. Bratislava, MŽP SR – Žilina, INGEO-ighp.
- Woith, H. a Pekdeker, A., 1992: Radon in soil gas: a contribution to the joint German – Turkish earthquake prediction project. Mém. Epl. Cartés Géol. Mincres Belgique, 32, 181 – 188.
- Wojas, A. et al., 1977: Refrakčno-seizmický prieskum vo východoslovenskom flyši. Výročná správa PBG Warszawa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zakovič, M., Baňacký, V., Bodiš, D., Franko, O., Hanzel, V. a Koráb, T., 1988: Textové vysvetlivky k základnej hydrogeologickej mape ČSSR 1 : 200 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Zeman, I., Biskupová, E. a Fedorová, L., 1990: Lubiša, Nižné Ladičkovce – Geofyzika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zuber, R., 1918: Flisz i nafta. Lwów.
- Žák, D., 2002: Účelová hydrogeologická mapa regiónu Vranov nad Topľou – Humenné – Strážske M = 1 : 50 000. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, ZALGEO.
- Žec, B. (ed.), Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko ml., S., Baňacký, V., Karoli, S., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, L., Spišák, Z., Bodnár, J., Jetel, J., Boorová, D. a Zlinská, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Humenských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 254 s.
- Žec, B. (ed.), Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko ml., S., Karoli, S., Baňacký, V., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, L. a Spišák, Z., 1997: Geologická mapa Vihorlatských a Humenských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Žec, B., Gazdačko, L., Kováčik, M., Kobulský, J., Bóna, J., Pristaš, J., Žecová, K., Zlinská, A., Dercó, J., Siráňová, Z., Vaněková, H. a 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). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 72 s.
- Žec, B., Gazdačko, L., Kováčik, M., Kobulský, J., Bóna, J., Potfaj, M., Pristaš, J., Žecová, K., Dercó, J., Buček, S. a Konečný, P., 2005b: Južná časť regiónu Nízke Beskydy-stredná časť, M 1 : 25 000 (listy 38-112, 38-114, 38-121, 38-122, 38-123, 38-124, 38-211, 38-212, 38-214, 38-223, 38-232, 38-241). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 92 s.
- Žec, B., Gazdačko, L., Kováčik, M., Kobulský, J., Bóna, J., Potfaj, M., Pristaš, J., Žecová, K., Dercó, J., Zlinská, A., †Siráňová, Z., Vaněková, H., Buček, S. a Konečný, P., 2005c: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Nízke Beskydy-stredná časť, 1 : 50 000 (listy 38-11, 38-12, 38-14, 38-21, 38-22, 38-23, 38-24). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 224s.
- Žec, B., Konečný, P. a Kráľ, J., 2005d: Geologická, vulkanologická a petrologická charakteristika andezitových dajok a nekov pri Ladomirove. Miner. slov. (Bratislava), 3, 37, 272 – 278.
- Žec, B., Potfaj, M., Gazdačko, L., Kováčik, M., Ďuďa, R., Schlögl, J., Fulín, M., †Rakús, M., Žecová, K., Konečný, P., Bónová, K. a Košúth, M., 2005e: Kenozoikum východného Slovenska: vybrané transekty. In: Žec, B., Repčiak, M., Kobulský, J. a Petro, L.



(eds.): Exkurzný sprievodca ku kongresu Slovenskej geologickej spoločnosti, Zem-  
plínska Šírava – Medvedia hora, 20. – 23. 6. 2005. Košice, Vyd. CompuGraph,  
138 s.

Žec, B. (ed.), Gazdačko, E., Kováčik, M., Kobulský, J., Bóna, J., Pristaš, J. a Potfaj, M.,  
2006: Geologická mapa Nízkyh Beskýd-stredná časť, 1 : 50 000. Bratislava, Št.  
Geol. Úst. D. Štúra.

# GEOLOGICAL SETTING OF THE REGION NÍZKE BESKYDY-CENTRAL PART

## Summary

The Explanations to a geological map at scale 1 : 50 000 represent the to date knowledge on the geological setting of the territory of interest, the region's lithostratigraphy and tectonics. This project accomplished the geological mapping of the Slovak Republic territory (its northeastern part) presenting fundamental geological maps at scale 1 : 50 000. The maps and explanations provide an indispensable groundwork for economic and administration activities of the Slovak Republic; besides the essential information on the geological setting and natural laws of the geological evolution they provide supporting data for a compiling of a wide range of applied purpose, thematic as well as other related maps. In the applied sphere, they offer relevant data useful for a design of various kinds of construction and infrastructure as well as for proposing of various ecological projects.

The geological map of the region Nízke Beskydy-central part in the scale 1 : 50 000 has irregular boundaries resembling a rectangular triangle with the area covering about 1,210 km<sup>2</sup>. The whole area is typical of an upland relief (mainly in the southern part) as well as hilly relief (in the eastern and northern parts). The prevailing morphology is moderate to sharply dissected relief with often developed sharply incised valleys in the flysch rocks sequences. The region is located along the boundary between the Inner and Outer Western Carpathians in the north-eastern Slovakia. Its geological setting is formed by the following units: the Križna nappe, Klippen Belt, Inner Carpathian Palaeogene, Magura Unit of the Outer Flysch Belt, Neogene and Quaternary.

## MESOZOIC

### Fatricum of the Križna nappe

Fatricum in the region studied is exposed only rarely, being built by the sequences of the Middle Triassic to Middle Cretaceous age. They represent the easternmost segment of this Palaeoalpine unit of the Inner Western Carpathians. Differing from the distinctly imbricated Mesozoic sequences of the Humenské vrchy Mts., the limestone and dolomite bodies in the westernmost part of the territory represent only separated segments of the Jasenová and Klokočiny slices. In the area studied they sink below the sediments of the Inner Carpathian Palaeogene and therefore they are exposed only sporadically. The oldest formations of the Middle Triassic are represented mainly by the grey to dark-grey **Gutenstein Limestones** (Middle Triassic – Anisian) and grey **Ramsau Dolomites** (latest Anisian – Ladinian). These are represented by the beds of grey, ashy-grey dolomites several tens of metres thick with characteristic breccia and pseudobreccia structure. The youngest – **Poruba Formation** (Albian – Early Cenomanian) is formed by the grey, brown-grey to green-grey fine-grained calcareous sandstones to sandy limestones, marly shales and marlstones.

## MESOZOIC AND PALAEOGENE

### Klippen Belt

In the map depiction the south-eastern part of the Šariš segment of the Klippen Belt is rather monotonous. In contrary to the other segments of the Klippen Belt almost no rigid klippen crop out here and in the covered terrain of the Middle- and Late Cretaceous sequences only locally the flysch segments are infolded (?) into the Púchov marls. The older rocks represent the Kysuca Sequence; the younger ones belong to the “Klippen cover” and are designated as the “**Jarmuta Group**”. The **Kysuca Sequence** is represented by the **Pieniny Formation** (+ Koňhora Member, Tithonian – Barremian, + Aptian) and **Tissala Member** (Albian – Cenomanian). These are characterized by the grey muddy limestones, black claystones and marlstones. The essential part of the Klippen Belt of the region is built by the lithostratigraphic sequences of the **Jarmuta Group**, being characterized by the Púchov, Jarmuta and Žilina Formations as well as the Súľov Conglomerates. At the surface the **Púchov Formation** is formed by the typical brick-red marls and marlstones with globotruncanas. In some places the fragments of the light fine-grained carbonatic sandstones – calcarenites – calcutites are present. The **Jarmuta Formation** (Late Campanian – Latest Maastrichtian) is characterized by the fragments of fine-grained to medium-grained sandstones. These are mostly of quartzose-carbonatic composition; however, the carbonatic clasts prevail. The grey-greenish claystones occur sporadically. The **Žilina Formation** (latest Palaeocene – Early Eocene) occurs sporadically and is characterized by the grey-greenish silt claystones – marlstones with disintegrated weathered fine-grained to medium-grained carbonatic sandstones. The carbonatic conglomerates and sandstones, rare claystones, represent the **Súľov Conglomerates** [Early Eocene (?) – Middle Eocene (?)].

## PALAEOGENE

### Flysch Belt – Magura Group of nappes

The rock complexes cropping out north of the Klippen Belt belong to the Magura provenience. In this region, the development of the “Magura Basin” is observable from the latest Palaeocene to Early (Middle?) Oligocene. The earlier sediments have not been preserved. During the Eocene-Early Miocene deformation phase the Magura Group of nappes was formed into three tectono-lithostratigraphic units, arranged from the south to north in the following order: Krynica, Bystrica and Rača units. The sediments of the Outer Flysch Belt built areally most extended part of the region.

The inner part of the Magura Basin is formed by relatively coarser-grained sediments of the Krynica Unit (prevailinglly medium to coarse-grained sandstones and conglomerates). These facies originated from a deposition of hyper-gravity currents in the proximal deep-marine environment rimming the slope of the South-Magura Cordillera, being the source of the detritus for the formation, and rimming the Magura Basin from the south. The strata succession of the Bystrica and Rača units has more differentiated character. The Palaeocene and Early Eocene are represented by the coarse-grained development of the lower part of the Beloveža Formation. The coarse-grained sandstones and conglomerates were deposited in the submarine channels. Upwards the fine-grained sandstones with claystones gradually prevail, being the sediments of the transitional zones between the

channels and point bars or directly of the point bars. Early to Middle Eocene of both units is formed by thin beds of fine-grained sandstones and claystones in transitional Beloveža Formation. These facies originated in the distal environment of the basin bottom or lower part of the slope. The variegated claystones have the hemipelagic to pelagic character and represent the condensed horizon indicating the deepening of the basin beneath CCD, which related with the distinct subsidence and rise in the sea level culminating in the Middle Eocene. The Late Eocene is characteristic of a distinct uplift of the basin, which caused the origin of deposition systems of submarine fans of the Zlín Formation in individual parts of the Bystrica and Rača units. The gravity currents (prevalingly turbidite), transporting material from the margin of the basin, were often limited and their flow was controlled by the faults being parallel to the axis of the basin of NW-SE direction. The palaeo-current had dominant direction from SE to NW. The period of the latest Eocene to Early Oligocene was characteristic of anoxic conditions, during which the fine-grained sandstones and dark-grey, grey to brown-grey mudstones of the youngest lithofacial units deposited.

The **Krynica Unit** is exposed along the northern margin of the Klippen Belt. The eastern margin of the Krynica Unit submerges beneath the neovolcanites of the Vihorlatské vrchy Mts. In the lithostratigraphic span from the latest Palaeocene to Early Oligocene it is represented by the Proč Formation, Jasenov Member, Strihovce, Inovce, Menilite and Malcov Formations. The **Proč Formation** (Late Palaeocene – Middle? Eocene) represents the oldest Flysch formation. It is medium- to thin bedded sequence with prevailing sandstones above claystones. The sandstones are fine- to coarse-grained, of siliceous-calcareous composition. The claystones are more-or-less calcareous, grey-greenish. The **Jasenov Member** (Late Palaeocene – Early Eocene) represents a recurrent facial transition between the Proč and Strihovce Formations. These formations we distinguished in the discontinuous exposure in the case when in short segments both lithofacies were alternating – the Proč lithofacies (quartzose-carbonatic well-sorted sandstones) and the Strihovce lithofacies (quartzose greywacke sandstones), and/or when the higher proportion of the lithotypes (greywacke sandstone with a higher content of carbonates) occurs. The **Strihovce Formation** (Early-Middle Eocene) forms the areally most-extended part of the Krynica Unit. The characteristic sign of the Strihovce Formation is its prevailing sandstone development with beds of claystones and rare conglomerates, either polymict or monomict, rarely also with blocks (slump bodies) of limestones, mainly. These submarine slump bodies with a great number of olistoliths are formed of mainly grey to grey-green claystones, marlstones of the Klippen Belt of the Mesozoic sequence, but mainly by compact grey to grey-brown, or brown organodetritic and organogenic limestones. The variegated claystones crop out together with coarse-grained sandstones as well as with monomict and polymict conglomerates. The Strihovce Sandstones form the essential part of the Strihovce Formation. The sandstones are prevalingly medium- to coarse-grained, of greywacke type and massive. They often form the amalgamated beds. In the upper part they can be graded into fine-grained sandstones. They often contain the intraclasts of green or olive-green claystones. The polymict and oligomict conglomerates occur together with the Strihovce Sandstones and together form relatively thin horizons. The facies of the Strihovce Formation originated in the proximal deep-marine environment rimming the slope of the South-Magura Cordillera, being the source of the detritus for the formation and bordering the Magura Basin from the south. The **Inovce Formation** (Middle Eocene? – Late Eocene) represents the formation of “variegated” claystones. They occur in the small area and in limited thickness (up to 10 m). The **Menilite Formation**

(Late Eocene) is characteristic of laminated and fine-sandy, calcareous claystones. Rarely there occur also the quartzose sandstones to siltstones with muscovite. The **Malcov Formation** (Late Eocene – Early Oligocene) is developed in the overlier of the Menilite Formation, being characteristic of a prevalence of calcareous, sandy claystones with intercalations of fine-grained, clayey sandstones.

The **Bystrica Unit** occurs in a narrow strip between the Krynica and Rača units. In the eastern part of the region it is built of two slices (northern and southern). This unit is characteristic of a presence of the Beloveža Formation and Zlín Formation. The **Beloveža Formation** (Late Palaeocene – Middle Eocene) is formed by the versicolour, calcareous to non-calcareous and rarely silicified claystones. Toward the overlier the sandstone component is increasing. The **Zlín Formation** (Middle-Late Eocene) of the Bystrica Unit represents a transitional, jointing element between the Strihovce Fm. of the Krynica Unit and the Zlín Fm. of the Rača Unit. In the investigated region it can be divided into two facial developments, similarly as in the Rača Unit. The first development is represented by the glauconitic sandstones with intercalations of claystones and siltstones – the “sandstone development”. The second one is formed by claystones to siltstones with intercalations to beds of glauconitic sandstones – the “claystone development”. In the western part of the region the Zlín Formation is represented by the sandstone development. Toward the east, or southeast the claystone development becomes the most important. The claystones are grey to brown-grey, calcareous, locally sandy and fine-micaceous.

The **Rača Unit** represents the northernmost tectono-lithostratigraphic unit of the Magura nappe. In the evaluated region it reaches the largest areal extent. Its geological setting is relatively complicated concerning several distinguished lithofacial members. In the frame of the Rača Unit there crop out the Beloveža Formation, the Zlín Formation with the Papin Member and Malcov Formation. The **Beloveža Formation** (Late Palaeocene – Middle Eocene) of the fine-rhythmic flysch development is formed by variegated claystones and thin-bedded sandstones with hieroglyphs. The strongly calcareous sandstones are overlain by the Zlín Formation. The formation consists of quartzose to arkose sandstones with beds of calcareous claystones and siltstones, but mainly of so-called grey-green fine-rhythmic flysch (transitional Beloveža Member) and variegated Beloveža Member. In the region investigated the **Zlín Formation** (Middle to Late Eocene) is lithologically divided into two facial developments – the claystone and sandstone ones. It is represented by the alternation of glauconitic sandstones with bodies of calcareous claystones and siltstones, which in the overlier pass into the facies formed mainly of the calcareous claystones and siltstones with intercalations of sandstones (with glauconite). In the southern and south-eastern part of the region the formation has the claystone development, prevailing; towards the north the range and the thickness of the sandstone horizons becomes thicker. This is manifested also in morphology. This formation is areally the most extended lithostratigraphic unit. Rarely also the beds of microconglomerates to conglomerates are present. The **Malcov Formation** (Late Eocene – Early Oligocene) occurs only rudimentarily. It is represented by green to dark-grey disintegrated claystones with rare sandstone to siltstone beds. Sporadically the Menilite Member occurs within the formation.

### **Inner Carpathian Palaeogene**

The Palaeogene formations of the Subtatic Group of the Inner Carpathian Palaeogene in the stratigraphic range Middle Eocene – Oligocene are represented by the Borovč and

Zuberec formations. Lithologically, the **Borové Formation** (Middle Eocene) consists of coarse-grained carbonatic breccia, less of conglomerates and sandstones. The material of breccia and conglomerates consists prevalingly of the fragments and blocks of limestones, dolomites, crinoidal and oolitic limestones and quartzites. Their matrix is calcareous, locally dolomitic. In the intergranular matrix there occur rare large foraminifers. From the lithofacial viewpoint the **Zuberec Formation** (Late Eocene – Early Oligocene) is of flyschoid character, being represented by alternation of sandstone and claystone benches with conglomerate intercalations. The ratio of sandstones to claystones varies from 2 : 1 to 1 : 2. Sandstones are medium- to coarse-grained fine-micaceous, prevalingly, of grey to brown-grey colour. When exposed to weathering they obtain yellow-green to rusty-green colours with patches of Fe-Mn oxides. The siltstones and claystones are of grey, green-grey to black-grey colour, obtaining schistose, tabular to splinter-like disintegration. The conglomerates are coarse-grained, weakly compacted and polymict.

## Neogene

The sediments of the Neogene molasse crop out only rarely in the territory of the region of Nízke Beskydy – central part. In the recent surface they demonstrate the tectonic contact with the sediments of the Inner Carpathian Paleogene, forming their primary footwall. The Neogene sediments are represented by the Kladzany and Nižný Hrabovec formations. The **Kladzany Formation** (Late Karpatian), represented by variegated claystones with the sandstone beds, crops out in a narrow tectonically bordered strip of the course NW – SE. The variegated claystones and siltstones prevail in this strip. They contain the intercalations of fine- to coarse-grained sandstones. The characteristic feature of the formation is the concordant deposition of thin beds of fibrous gypsum. The **Nižný Hrabovec Formation** (Early Badenian) is characteristic of the sandstones, mainly, while the claystones form only thin intercalations. In the sandstones the fragments and patches of claystones are encompassed.

The products of Neogene volcanism occur in the southern part of the investigated region. In its south-western part the products of Badenian volcanism are preserved in the outcrops, being represented by the swarms of rhyodacite (Čičava) dykes. In the south-eastern part of the region the products of the Middle Sarmatian volcanism are exposed (the Ladomirov Complex) as well as the Late Sarmatian to Early Pannonian rocks (volcanites of the Vihorlatské vrchy Mts.). The **Čičava rhyodacite dykes** penetrate the sediments of the Zuberec Fm. of Inner Carpathian Palaeogene as well as the sediments of the Neogene Kladzany Fm. Lithologically the dykes are formed of compact grey-white rhyodacite with massive fabric transiting into the fluidal one. They have a sparse-porphyrific structure, being affected by hydrothermal alterations – most commonly the silicification and argillitization. The andesite necks and dykes of the **Ladomirov Complex** crop out in the south-eastern margin of the region. The character of these bodies is massive with the blocky-plate disintegration. The andesite manifests the dark-grey to black colour, porphyritic character and sharp angular glassy fracture. The massif of the volcanites of the **Vihorlatské vrchy Mts.** is represented by effusive-explosive products of the stratovolcanoes of the Popriečny (Latest Sarmatian to Early Pannonian).

## Quaternary

In comparison with other areas in Slovakia the Quaternary sediments are of a specific character. This peculiarity is caused mainly by monotonous geological setting of the basement, formed of the flysch rock sequences less to medium resistant against erosion. It is reflected mainly by the monotonous petrographic composition of the fluvial Quaternary accumulations and by a neotectonic mobility of the territory (cyclically repeating erosion and accumulation phases in the Quaternary Period). It conditioned the range and the volume of the Quaternary sediments and by this way also a potential of their further preservation. Contrary to the Flysch zone, the northern foothill zone of the Vihorlatské vrchy Mts. differs distinctly, being characteristic of a more distinct (in comparison with the situation in the south) uplifting and vaulting of the mountain range. This process has attenuated a primary energy of the relief, and by this way also the prevalence of proluvial sedimentation and intensive slope modelling. On the base of morphological position of the fluvial and proluvial sediments as well as the rare occurrences of fossil soil present in covers of polygenetic loams of the loess character, we affiliate the Quaternary sediments into the period of Early, Middle and Late Pleistocene and Holocene.

In the geological setting of the territory a more distinct position was determined in the case of the Middle Pleistocene proluvial sediments of the alluvial fans and fluvial sediments of the river terraces with dominant position of proluvial sediments of Early Pleistocene. The deluvial sediments have the dominant position. These sediments resting on the flysch formations are characteristic of the prevalence of clayey loams, which together with the character of the underlier and considerable energy of the relief cause the range of the slope processes among which the dominating position have had the areal outwash, solifluction and sliding processes. The fluvial sediments of the terraces of bigger rivers and their tributaries are of a stratified genetic type (along with proluvial sediments). The next important and stratified genetic type is represented by fluvial, and partially proluvial sediments. Regarding to previous stated facts, in the recent geological setting of the territory the older fluvial and proluvial sediments of the rivers and streams are preserved only sporadically with the dominant position of sediments of Late Pleistocene and Holocene. Along the active tectonic lines mainly of the NE-SW directed faults as well as on lithofacial boundaries of the flysch formations the foam sinters (rarely also travertine) and sinters are developed, being spread within the whole territory. The steep slopes of the mountain flanks, mainly in the area of the Magura Unit of the Outer Flysch are prone to a formation of the whole range of slope failures.

## TECTONICS

The oldest complex in the region is represented by the Middle Triassic sediments of Gutenstein Limestones and Ramsau Dolomites, representing the sediments originating in the environment of carbonate platform. The Klippen Belt units and sequences (in the recent understanding) were not differentiated in the Mesozoic. Only the Neogene phase caused the folding of the Klippen Belt into the state as recently observed. The individual formations of the Šariš section of the Klippen Belt in this space are very poorly exposed; therefore determination of a sequence of the processes in this space is rather difficult. The Fatricum as well as the Klippen Belt are covered by autochthonous Paleogene sediments of the Subatric Group. The whole area is more-or-less disintegrated by the distinct faults mainly of the SW-NE and SE-NW directions.

The principal part of the region encompasses the Outer Flysch Zone of the Magura Group of nappes. During the deformation of the plane of Magura overthrust there occurred the back-thrusts and its internal imbrication with individualization of particular tectonic units. Along the contact with the Klippen Belt there occurred the tectonization of the contact zone. The scarcity of younger sediments in the stated region does not allow to distinguish the effects of individual folding phases (Pyrenean and Sava foldings). The younger Miocene folding is classified to Steyer folding phase. The boundaries of the units have overthrust-transpressional character, locally with isoclinal to recumbent fold limbs. The extended fault structures of directions NW – SE, NE – SW and locally also of the N – S direction complete the whole structural inventory of the strike-slips, prevailing with dextral and sinistral shearing. The overthrust-nappe boundaries are many times transposed into the brittle zones of NW-SE courses with prevailing dextral shearing. Based on structural knowledge, we suppose the E-W direction of bedding in all three units as the oldest one. The compression of the NNW-SSE direction, computed from the paleostress analyses, caused a parallel shortening of the beds with the origin of synthetic and antithetic R-shears with the sharp angle against the bedding planes. The conjugate system of joints was formed during the same kinematic regime, having the character of strike slips with the striations on the fault planes. The stress accumulation was shifted to more plastic beds, which caused the mutual transport of individual complexes and forming of overthrusts and nappes. As the décollement zone we suppose the variegated beds in all units, because they are bearing evidences of the strongest plastic folding. Also the accumulation of the overthrusts is genetically tied to accumulation of variegated formations. Simultaneously also the most anticlinal and synclinal zones are present in these parts of the territory. The change of the bed orientation from the direction E – W to NNW – SSE to NW – SE is a result of gradual shortening of the sedimentary space from the Klippen Belt due to overthrust of the Magura Unit upon the Dukla Unit. The gradual stacking of individual slices led to change from the compression regime to the transpression one and to lateral escape of the complexes. The transpression regime formed the fan structure with the axial part in the Rača Unit and prevailing halfly-opened to opened type of folds and with the back-thrust tectonics in southern parts of the territory, prevailing at the boundary of the Klippen Belt with the Magura Unit. At the “rooting” of the Magura nappe there dominates the setting of isoclinal disharmonic folds with prevailing vergency to south and fold axes parallel with overthrust lines. The similar style was observed also in the northern part towards the contact with the Dukla Unit. The age of folding was differing in the different subunits of the Magura nappe, migrating in the period of Early – Middle Eocene. Associated shear joints and faults rotated in relation to the change of subduction conditions. Relating with the Miocene phase of the volcanism in this area, also the distinct change of the dip of the Krosno menilite sedimentation area footwall sinking occurred in the front of the northern part of the Eastern Carpathian arc. At the same time its most steepening occurred directly in the area of the eastern part of the Krynica Unit which caused the change of the dip of originally north-vergent structures to the south-vergent ones.

In the Neogene there were evident the manifestations of three fault systems. These are represented by the oblong faults (NW-SE), transversal faults (NE-SW) and oblique faults (N-S). The oblong faults are the most distinct. They interpose the tectonic contact of Palaeogene with Neogene. Regarding to the thickness of Eggenburgian and Karpatian, the subsidence along the Neogene marginal fault could reach 1 000 m, probably with steeper dip ca 70° to SW.



The prevailing part of the region during the Late Pliocene and Quaternary was characterized by irregular movements occurring during a general uplift of the territory along the main faults oriented perpendicularly or obliquely to the course of former Alpine structures. The youngest fault system originated after the termination of folding. This system has contributed to segmentation of the territory of the Flysch Zone into blocks and partial segments, and by this way also to forming of the recent morphostructural pattern of the watershed of the rivers Ondava, Laborec, Cirocha and Ublianka. As the final consequence, during the final phase of the neotectonic development in Quaternary, the processes of disintegration of individual parts of the territory studied have continued, causing the palaeogeographic changes and distinct neotectonic differences in the individual parts of the territory.

## **GEOPHYSICAL EXPLORATION, RAW MINERAL DEPOSITS, HYDROGEOLOGY, GEOLOGICAL FACTORS OF THE ENVIRONMENT**

Besides the geological setting assessment these Explanations summarize and evaluate also the geophysical exploration of the territory, raw minerals occurrence, and hydrogeological conditions. A component of the text is the chapter of Environment creation and protection. The most significant geosites are described in the chapter Important geological sites.

The most detailed geophysical research was carried out using a gravimetry. The to-date state of knowledge on the physical fields has been reflected in the studies covering a period of the last 50 years. From the magnitude of these investigations is obvious that there is rather a marginal interest in the fostering of in-depth research into geological setting or raw mineral potential of the region. This is quite surprising, because, besides the existence of a significant boundary between the European Platform and Carpathian-Pannonian Block, there are some indications of hydrocarbons presence, mainly due to foreseen occurrence of the Menilite Member of the Dukla Unit underneath the Magura Unit.

According to the hydrogeological zoning compiled in 1984 this geological region has several hydrogeological regions with differing hydraulic properties of the rock environment, regime and chemical composition of groundwater. Among the most important are the hydrogeological regions PQ 097 – Palaeogene of the Laborec River catchment till Brekov with partial regions of fluvial deposits of Laborec and Cirocha, as well as their larger tributaries, P 098 – Palaeogene of the Uh River catchment and PQ 105 – Palaeogene of the Ondava River catchment till Kučín with partial region of fluvial deposits of Ondava and partial region of Palaeogene. Within the region of Nizke Beskydy-central part the mineral waters are present at 18 sites. There are only cold mineral waters present; according to the gas content there occur carbon-dioxide, sulfane and gas-free mineral waters.

From the viewpoint of raw mineral deposits the region belongs to the poorest in Slovakia. Recently there are only several deposits registered in the area studied. According to the *Balance of Reserves of the Exclusive Deposits SR* and the *Registry of Non-Exclusive Raw Minerals SR* the ore and mineral-fuels deposits are not present in the region. Some deposits of local importance document a complex palaeogeographic, tectonic and metalogenetic evolution of the region.

The environmental geofactors are those constituents of the geological environment (or their properties), which significantly affect a quality of the environment or landuse, either

in positive, or in negative way. Therefore the geofactors may be either geopotentials or geobarriers. Within the region, the most significant geopotentials are the groundwater reserves, territories suitable for communal waste disposals, to a lesser extent also raw mineral deposits. Among the geobarriers we shall note slope failures, gully erosion, neo-tectonic failures, inundation areas, seismicity and communal/other waste disposals (old environmental loads).

All the goals of the project have been fulfilled. However, there are still some issues non-responded, which could contribute to a solution of a whole rank of problems. The information, which will be gathered in the future, will contribute to uncover the obscure relationship among structural elements of the Magura Unit. Its westward continuation, with more profound occurrence of older, Cretaceous to Palaeocene lithofacies, but also the youngest lithofacies members of the Older Oligocene, could provide more accurate definition of the lithofacies content of the Magura Palaeogene.

The Geological map of the region Nízke Beskydy-central part at scale 1 : 50 000 along with the Explanations filled-in the "*terra incognita*" in the territory of the Outer Flysch Zone, which since the completion of the general maps of 1964 edition has not been studied in full complexity. There are still many issues to be solved in the region, concerning a shallower as well as a deeper geological structure. Their elucidation is the prominent factor of the knowledge of the region studied, as well as of the entire segment of the East Slovakian Flysch.



**VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE  
NÍZKE BESKYDY-stredná časť 1 : 50 000**

---

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2011  
Vedúci odd. Vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie: RNDr. Ladislav Martinský  
Jazyková úprava: PhDr. Pavol Kušnír, CSc., a Ing. Janka Hrtusová  
Preklad: Ing. Zoltán Németh, PhD. a RNDr. Pavel Liščák, CSc.  
Grafická úprava a technické spracovanie: Gabriela Šipošová  
Tlač a knihárske spracovanie: ŠGÚDŠ Bratislava

**ISBN 978-80-89343-53-9**



**ISBN 978-80-89343-53-9**