

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

BIELYCH KARPÁT (severná časť)

1 : 50 000

Zostavil: František Tetřák
Ivana Pešková



ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
BRATISLAVA 2024

**VYSVETLIVKY
k regionálnym
geologickým
mapám
Slovenska**

Recenzenti:

doc. RNDr. Ján Soták, DrSc.

doc. RNDr. Jozef Hók, CSc.

Predseda vydavateľskej rady:

Ing. Radovan Piško

Vedecký redaktor:

RNDr. Juraj Maglay, PhD.

Členovia redakčnej rady:

RNDr. Klement Fordinál, PhD., RNDr. Ľubomír Hraško, PhD., RNDr. Jozef Kordík, PhD., RNDr. Dušan Kúšik, PhD., RNDr. Pavel Liščák, CSc., RNDr. Peter Malík, CSc., Mgr. Daniel Marcin, PhD., RNDr. Alexander Nagy, CSc., Ing. Zoltán Németh, PhD., RNDr. Mário Olšovský, PhD., RNDr. František Teták, PhD.

František Teťák, Ivana Pešková, Ondrej Pelech, Michal Sentpetery, Mário Olšovský, †Martin Kováčik, Daniela Boorová, Dušan Laurinc, Rastislav Demko, Juraj Maglay, Martin Vlačiky, Katarína Žecová, Igor Zeman, †Augustín Gluch, Ivan Dananaj, Daniel Marcin, Dušan Kúšik

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

BIELYCH KARPÁT (severná časť)

1 : 50 000

Zostavili: RNDr. František Teťák, PhD.
Mgr. Ivana Pešková, PhD.

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2024

ISBN 978-80-8174-070-1

OBSAH

1. ÚVOD (<i>F. Teťák, I. Pešková</i>)	8
1.1. Geografická a geomorfologická charakteristika územia	10
2. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA (<i>F. Teťák, I. Pešková</i>)	13
3. PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV A PRÁC	14
3.1. Geologický výskum všeobecne (<i>I. Pešková, O. Pelech</i>)	14
3.2. Hronikum (<i>M. Olšavský</i>)	14
3.3. Fatrikum (dúbravská a zliechovská jednotka) (<i>M. Sentpetery</i>)	15
3.4. Manínska jednotka (<i>M. Sentpetery</i>)	16
3.5. Drietomská jednotka (<i>I. Pešková</i>)	17
3.6. Bradlové pásmo (<i>O. Pelech</i>)	19
3.7. Bielokarpatská jednotka (<i>F. Teťák</i>)	20
3.8. Neogénne sedimenty (<i>A. Nagy, O. Pelech</i>)	23
3.9. Kvartér (<i>J. Maglay, M. Vlačíky</i>)	25
4. CHARAKTERISTIKA LITOSTRATIGRAFICKÝCH JEDNOTIEK	29
4.1. Hronikum (<i>M. Olšavský</i>)	29
4.1.1. Hrušovský príkrov	30
4.1.2. Považský príkrov (nedzovská kryha)	35
4.2. Fatrikum – zliechovská jednotka (<i>M. Sentpetery</i>)	39
4.3. Manínska jednotka (<i>I. Pešková, M. Sentpetery</i>)	48
4.4. Tektonicky nezaradené litostratigrafické jednotky (<i>I. Pešková, O. Pelech</i>)	53
4.5. Drietomská jednotka (<i>I. Pešková, M. Sentpetery, M. Olšavský</i>)	65
4.6. Bradlové pásmo s. s.	77
4.6.1. Pruská jednotka (<i>O. Pelech</i>)	77
4.6.2. Bradlové pásmo, nečlenené (<i>I. Pešková, O. Pelech</i>)	87
4.7. Flyšové pásmo (<i>F. Teťák</i>)	94
4.7.1. Bielokarpatská jednotka	94
4.7.2. Bystrická jednotka	111
4.8. Neogénne sedimenty (<i>O. Pelech, M. Olšavský</i>)	112
4.9. Kvartér (<i>J. Maglay, M. Vlačíky, F. Teťák</i>)	120

5. TEKTONIKA	
<i>(I. Pešková, O. Pelech, F. Teták, M. Sentpetery, M. Olšavský)</i>	137
6. GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ	
<i>(O. Pelech, F. Teták)</i>	144
7. ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV	
<i>(I. Zeman, A. Gluch)</i>	146
8. HYDROGEOLOGICKÉ POMERY <i>(D. Marcin)</i>	160
9. GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA <i>(I. Dananaj)</i>	188
10. NERASTNÉ SUROVINY <i>(D. Kúšik)</i>	202
11. PETROGRAFICKÁ ANALÝZA KLASTICKÝCH SEDIMENTOV <i>(R. Demko)</i>	207
12. VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY	
<i>(F. Teták, M. Olšavský, O. Pelech)</i>	210
13. ZÁVER <i>(F. Teták)</i>	221
14. LITERATÚRA	222
SUMMARY	240

ABSTRAKT

Geologická mapa poskytuje zjednodušený obraz priestorového rozšírenia a vzájomnej pozície geologických jednotiek podieľajúcich sa na geologickej stavbe regiónu. Vychádza z nového podrobného geologického mapovania, výskumu, analýzy množstva vzoriek a syntézy starších geologických prác. Prináša nové poznatky a podnety na diskusiu a ďalší výskum. Nevyhradzuje si právo na jedinú možnú interpretáciu geologickej stavby, ale predkladá základné informácie potrebné na komplexné riešenie geologických problémov a pochopenie geologického vývoja Západných Karpát.

Skúmaný región sa nachádza v západnej časti Slovenska na styku Vonkajších Západných Karpát a Vnútroňných Západných Karpát. Z regionálneho geologického hľadiska sú tu prítomné flyšové pásma, bradlové pásma a príkrovové jednotky Vnútroňných Západných Karpát.

Magurský príkrov flyšového pásma zastupuje jeho najvnútornejšia, bielo-karpatská jednotka. Predstavuje vrchnokriedovo-paleogénny akrečný klin v čele Západných Karpát nasúvaný smerom na severozápad. Nesie v sebe najmä horniny „flyšového“ charakteru – vrstvy pieskovcov a ílovcov striedajúce sa v rôznom pomere.

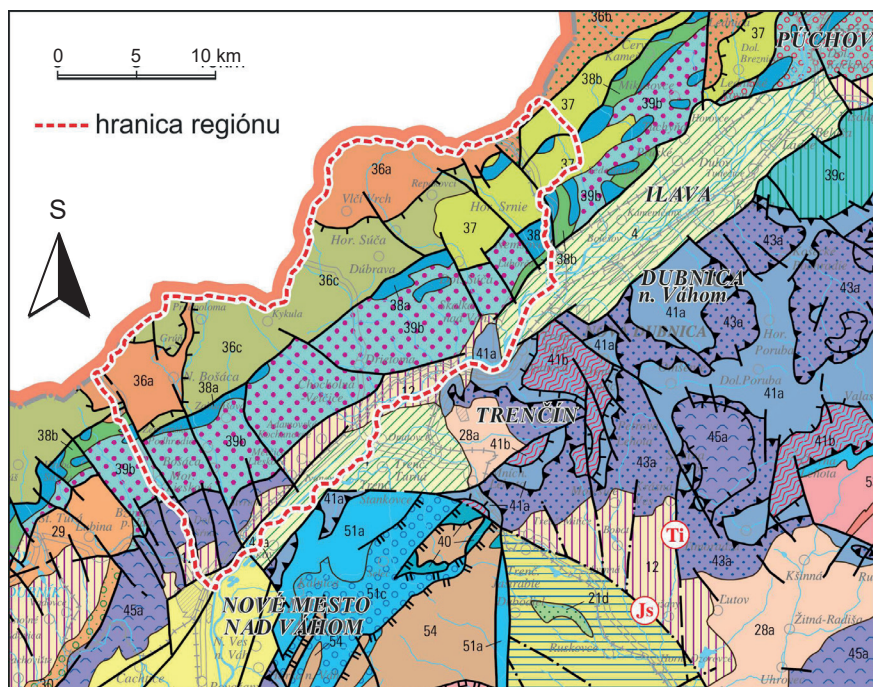
Bradlové pásma v zobrazenom regióne tvorí spolu s drietomskou jednotkou tektonicky komplikovanú zónu so znakmi transpresnej deformácie na kontakte flyšového pásma a vnútroňných jednotiek Západných Karpát. Tvoria ho jursko-spodnokriedové bradlá umiestnené v komplexoch „flyšového“ charakteru. Drietomská jednotka tvorí samostatný element. Predstavuje intenzívne zvrásnený sled od vrchného triasu po spodnú juru. S okolitými jednotkami je v tektonickom styku.

Príkrovové jednotky Vnútroňných Západných Karpát zastúpené fatrikom a hronikom predstavujú najstaršiu časť alpínskeho príkrovového systému v regióne. Dominantne ich tvoria karbonátové a menej siliciklastické sedimenty triasového až kriedového veku.

Trenčianska kotlina a Ilavská kotlina reprezentujú popríkrovové kenozoické panvy so sedimentárnou výplňou, tvorenou hlavne siliciklastickými sedimentmi spodného miocénu. Kvartérne sedimenty zastupuje pestrá škála genetických typov – svahové sedimenty, zosuvy a fluvialne a proluviálne akumulácie, miestami prekryté sprašami.

1. ÚVOD

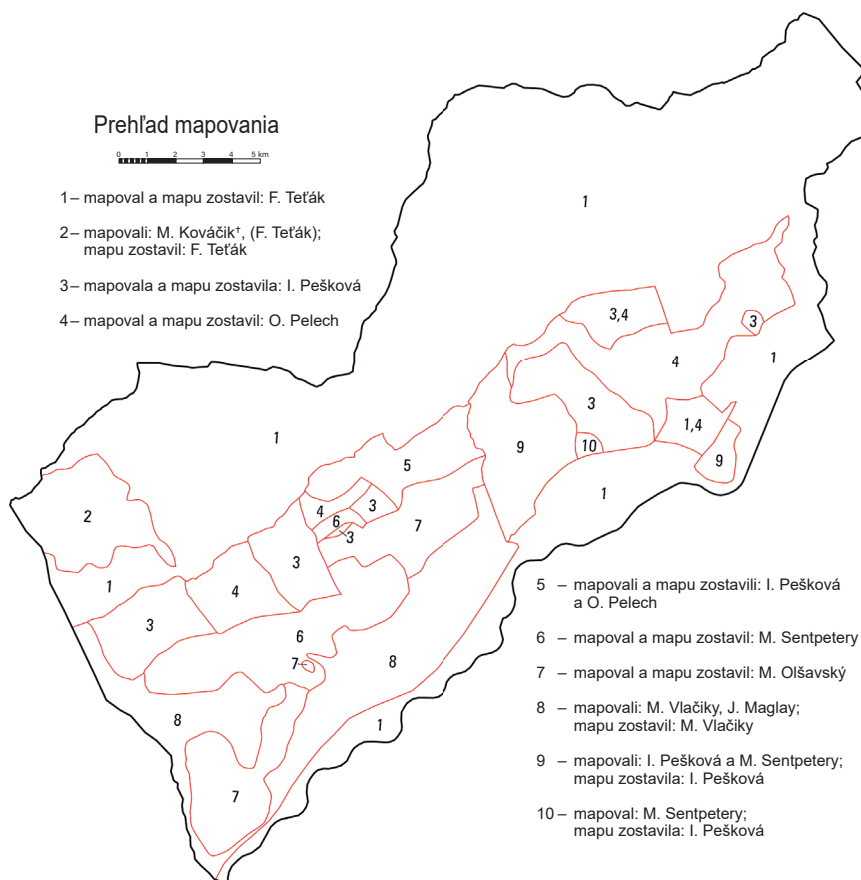
Územie medzi dolinou Klanečnice a dolinou Vláry patrilo dosiaľ k regiónom Slovenska, ktoré neboli pokryté aprobovanou regionálnou geologickou mapou v mierke 1 : 50 000. *Geologická mapa Bielych Karpát (severná časť)* v mierke 1 : 50 000 nadväzuje z juhozápadu na geologickú mapu Bielych Karpát (južná časť) a Myjavskej pahorkatiny (Potfaj et al., 2014) a zo severovýchodu na geologickú mapu Stredného Považia (Mello et al., 2005), čím je západný segment významnej tektonickej štruktúry bradlového pásma pokrytý novými regionálnymi geologickými mapami (obr. 1). Plocha regiónu je 414 km².



Obr. 1. Pozícia regiónu Biele Karpaty (severná časť) so širším okolím (Tektonická mapa SR 1 : 500 000 – Bezák et al., 2004b) (zostavil F. Teťák).

Cieľom geologického výskumu bolo rozšíriť poznanie o geologickej stavbe a vývoji regiónu. Základom nášho výskumu bolo podrobné geologické mapovanie. Výskum prebiehal od roku 2016 do roku 2019. Bol spojený s litofaciálnou analýzou a využitím výsledkov práce špecialistov v odbore paleontológie a petrografie. Na terénnych prácach sa podieľal kolektív geológov (obr. 2). Staršie geologické útvary spracovali: I. Pešková, F. Teťák, M. Olšavský, O. Pelech, M. Sentpetery

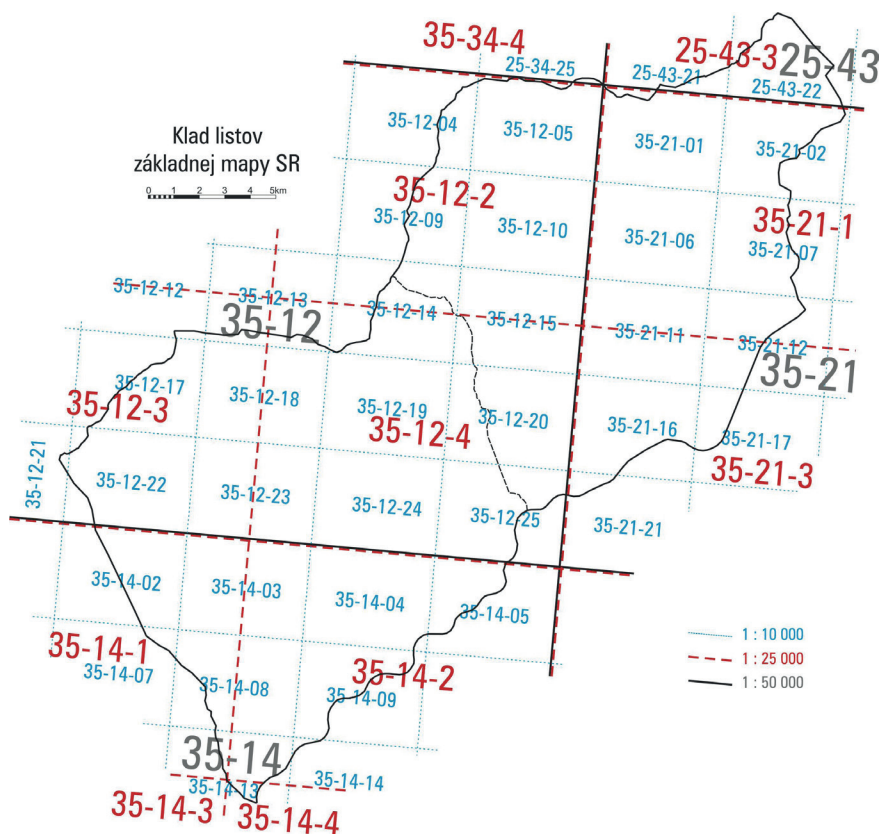
a †M. Kováčik. Mapovanie kvartérnych sedimentov zastrešili J. Maglay a M. Vlačiky. Mikrofaciálne a biostratigrafické určenia z výbrusov urobila D. Boorová. Nanoplanktónové spoločenstvá vyhodnotila K. Žecová. Petrologický opis klasických sedimentov vykonal D. Laurinc. Špeciálny petrologický výskum urobil R. Demko. Hlavným výstupom je základná geologická mapa regiónu v mierke 1 : 50 000 (Pešková et al., 2021) a vysvetlivky k mape zostavené na základe podrobnejších máp v mierke 1 : 25 000 a záverečnej správy (Pešková et al., 2020).



Obr. 2. Schéma zostavovateľov geologickej mapy Bielych Karpát (severná časť) (zostavil F. Teťák).

1.1. Geografická a geomorfologická charakteristika územia

Skúmané územie podľa územnosprávneho členenia SR spadá pod správu Trenčianskeho kraja, rozprestiera sa v okresoch Nové Mesto nad Váhom (kód 304) a Trenčín (kód 309). Hranica územia je limitovaná príslušnými regiónmi, v ktorých sa doteraz realizoval základný a regionálny geologický výskum s následným zostavením a publikovaním regionálnych geologických máp mierky 1 : 50 000.



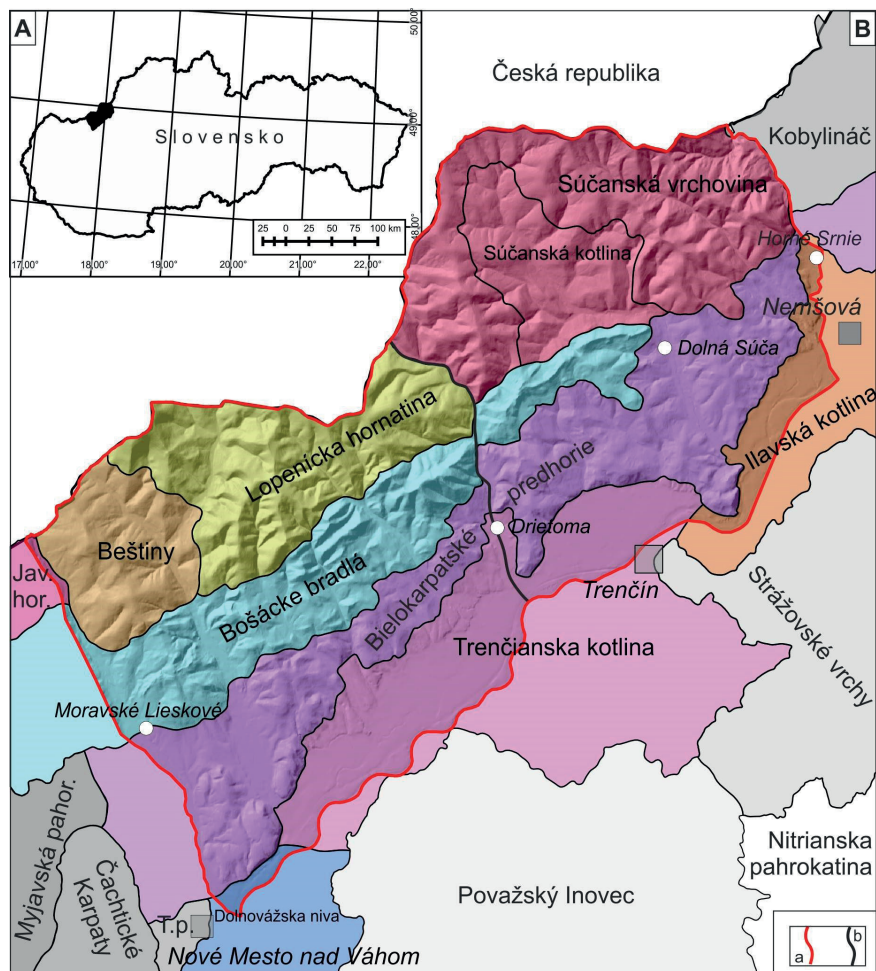
Obr. 1.1. Listoklad mapových listov v mierke 1 : 10 000, 1 : 25 000 a 1 : 50 000 (v Křovákovom zobrazení), rozsah mapy regiónu Biele Karpaty (severná časť) a jeho rozdelenie na dve časti (zostavil F. Teťák).

Na juhozápade tvorí hranicu dolina Klanečnice, na severozápade a severe štátna hranica s Českou republikou. Zo severovýchodu je územie ohraničené dolinou Vlára. Juhovýchodná a južná hranica je vedená Kočkovským kanálom a korytom Váhu. Región je rozdelený líniou vedúcou pozdĺž toku Drietomice na dve časti, ktoré boli spracované v dvoch etapách v samostatných čiastkových záverečných správach a odovzdané v záverečnej správe (Pešková et al., 2020).

Územie je zobrazené na 4 mapových listoch mierky 1 : 50 000 podľa listokladu v Křovákovom zobrazení; listy: 35-12, 35-14, 35-21 a v menšom rozsahu aj na liste 25-43. V mierke 1 : 25 000 sú to nasledujúce listy: 35-122, 35-123, 35-124, 35-211, 35-213, 35-141 a 35-142. Na severe územia sú to čiastočne aj listy 25-344 a 25-433 a na juhu list 35-144 (obr. 1.1).

Geomorfologicky (obr. 1.2) je skúmané územie prevažne súčasťou oblasti Slovensko-moravské Karpaty, subprovincie Vonkajších Západných Karpát (Mazúr a Lukniš, 1980; Kočický a Ivanič, 2014) a zasahuje do celkov Biele Karpaty a Považské podolie. Z hľadiska podcelkov Bielych Karpát pokrýva sv. okraj Javorinskej hornatiny, Beštiny, Lopenicku hornatinu, jz. časť podcelku Bošácke bradlá a Súčanskú vrchovinu (so Súčanskou kotlinou). Z podcelkov Považského podolia sú to Bielokarpatské predhorie, severná časť Trenčianskej kotliny a jz. časť Ilavskej kotliny. Len malá časť (asi 2 km²) na JZ pri Novom Meste nad Váhom patrí do oblasti Podunajskej nížiny, jej podcelku Dolnovážskej nivy, a teda spadá do podsústavy Panónskej panvy. Považskému podoliu dominuje tok rieky Váh, ktorý je zásobovaný zo skúmaného územia celým radom prítokov (Klanečnica, Bošáčka, Drietomica, Súčanka, Ľuborča a Vlára). Pre oblasť južne od bielokarpatského flyšu sú príznačné bradlá tvorené jurskými a spodnokriedovými vápencami vystupujúce „uprostred“ slieňovcov a ílovcov, menej odolných proti erózii. Najväčšie bradlá tvoria hrebeň medzi Krasínom a Mestským vrchom.

Výškovo sa územie rozkladá medzi 200 m n. m. (niva Váhu) až 911 m n. m. Najvyšším bodom územia je vrchol Veľkého Lopeníka (911 m n. m.). Ostatné významné vrcholy predstavujú Dúžnik (807 m n. m.) a Machnác (771 m n. m.). Najnižším bodom je hladina Váhu pri Novom Meste nad Váhom s výškou 185 m n. m.



Obr. 1.2. A: Lokalizácia skúmaného územia (čiernou) v rámci Slovenska. B: Geomorfológické členenie skúmaného územia (hranice podľa Kočíckého a Ivaniča, 2014, na základe Mazúra a Lukníša, 1980): a) hranica skúmaného územia Biele Karpaty (severná časť); b) hranica medzi jz. a sv. časťou územia (zostavila I. Pešková).

2. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Severnú časť študovaného územia tvorí prevažne magurský príkrov ako súčasť flyšového pásma Vonkajších Západných Karpát. Magurský príkrov tu zastupuje jeho najjužnejšia (najvnútornejšia) tektonicko-litofaciálna jednotka – bielokarpatská jednotka. Bielokarpatská jednotka sa stýka s bradlovým pásmom. Vzťah bielokarpatskej jednotky k bradlovému pásmu je tektonický (Potfaj a Bodiš, 1986) a k externejším jednotkám magurského príkrovu je vzťah príkrovový (Potfaj, 1993). Bielokarpatská jednotka má dva litofaciálne sledy (skupiny): hlucký a vlársky (Stránik et al., 1986, 1989). Od najnižšieho po najvyšší bol v nej vyčlenený bošácky, zubácky a javorinský príkrov. Bielokarpatská jednotka ako celok tvorí pomerne ploché a rozľahlé teleso s vrásovo-násunovou stavbou, s plytkým násunom viac ako 25 km na predpolie (Potfaj, 1993).

Južne od bielokarpatskej jednotky je situovaný výrazný morfolitektonický fenomén Západných Karpát – bradlové pásmo s. l. Vzhľadom na štruktúrnú samostatnosť a recentnú tektonickú pozíciu sa bradlové pásmo považuje za povrchový priebeh kontaktu Vonkajších Západných Karpát a Vnútrotných Západných Karpát. Litologická náplň bradlového pásma s. s. je charakteristická absenciou predmezozoických litotektonických celkov. Z mezozoických hornín sú rudimentárne zachované fragmenty vrchnotriasových hornín, aj to len v jednotkách patriacich do pribradlovej zóny (sensu Mahel', 1980) s nejasnou tektonickou pozíciou (napr. drietomská jednotka). Integrálnou súčasťou bradlového pásma sú jednotky oravíka (napr. Andrusov, 1938; Birkenmajer, 1984; Mahel', 1986; Mišík, 1997) zachované ako rôzne vývoje jurských a kriedových hornín, ktoré boli odlepené od svojho substrátu. Súčasný obraz bradlového pásma je výsledkom transpresnej a transtenznej tektoniky (Nemčok a Nemčok, 1994; Ratschbacher et al., 1993; Kováč a Hók, 1996). Pri tektonickej štrukturalizácii boli k bradlovému pásmu pričlenené/inkorporované aj externé časti pravdepodobne príkrovej sústavy centrálnych Západných Karpát – drietomská jednotka (Mahel', 1980).

Za drietomskú jednotku sa považujú horninové celky v západnom úseku bradlového pásma so špecifickým vrstvovým sledom v stratigrafickom rozsahu vrchný trias až spodná krieda (Rakús, 1977; Hók et al., 2009). V novom chápaní geologických a tektonických pomerov v území medzi Novým Mestom nad Váhom a Trenčínom vystupuje pieskovcovo-flyšové súvrstvie albu až mástrichtu klapskej jednotky (Elečko et al., 2008; Hók et al., 2009).

Tektonická jednotka fatrika a hronika je na povrchu zastúpená v juhozápadnej časti regiónu. Fatrikum vystupuje medzi Moravským Lieskovým a Ivanovskou dolinou. Je zastúpené jurskými sedimentmi fácie škvrnitých vápencov a tzv. dubravskou sériou (Began, 1969; Gross, 1959). Hronikum je zastúpené rudimentárne.

Celé územie je výrazne pokryté kvartérnymi zvetraninami a svahovými hlinami, v horských a kopcovitých oblastiach s tvorbou zosuvov. Na južnom okraji zasahujú do územia vyššie vážske terasy.

3. PREHLAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV A PRÁC

3.1. Geologický výskum všeobecne

Územie Bielych Karpát je pokryté niekoľkými generáciami geologických máp, a to v rôznej mierke a s rôznym zameraním. Najstaršie geologické výskumy v skúmanej oblasti sa realizovali nesystematicky (napr. Stur, 1860). Najstaršie mapy pochádzajú z obdobia pred prvou svetovou vojnou. Sú to mapy Hauera (1875), Uhliga (1903), Jahna a Becka (1911) a Lóczyho (1922). Z obdobia pred prvou svetovou vojnou, zrejme zo začiatku 20. storočia, pochádzajú nepodpísané mapy Rakúsko-Uhorska v mierke 1 : 75 000, z ktorých do skúmaného územia zasahujú listy 4459 Ung. Ostra und Waag Neustadt a 4460 Trencsén (Čejchanová et al., 2004).

Žiadne z neskorších mapovaní (okrem *Prehľadnej geologickej mapy mierky 1 : 200 000*) nepokrylo územie regiónu ako celok. Pre potreby prehľadnej geologickej mapy listu Gottwaldov 1 : 200 000 (Buday et al., 1963b) bolo územie mapované v mierke 1 : 75 000 a 1 : 25 000 (Zelman a Scheibner, 1960; Andrusov et al., 1961). Územie medzi Trenčínom a Bošáckou dolinou na zostavenie listu Gottwaldov zmapoval Began (1959). Časť flyšových Bielych Karpát bola zmapovaná v mierke 1 : 25 000 v rokoch 1980 – 1990 (napr. Potfaj et al., 1986). Mapovanie neprebiehalo kontinuálne a nadväznosť jednotlivých etáp je slabá. Jediné významnejšie ucelené mapové dielo pochádzajúce z vymedzeného územia je rukopisná nepublikovaná mapa bradlového pásma Bielych Karpát v mierke 1 : 50 000 (Began et al., 1993a, b) a rukopisná mapa listu Drietoma (Began et al., 1980) a list Nemšová (Began et al., 1988) v mierke 1 : 25 000. Obráz projektovaného územia na novej prehľadnej geologickej mape mierky 1 : 200 000, list 35 – Trnava (Elečko et al., 2008), iba v malej miere zohľadňuje novšie poznatky. V r. 2000 – 2004 bola zostavená účelová geologická mapa pre potreby atlasu geomáp geofaktorov životného prostredia regiónu Biele Karpaty a Myjavská pahorkatina (Ondrášik et al., 2005). Tá však účelovo zjednodušuje zobrazenie geologických celkov. Geologický výskum v oblasti Bielych Karpát sa uberal dvomi smermi – jeden bol zameraný na geologické mapovanie a druhý bol orientovaný na detailné biostratigrafické a mikrofaciálne štúdium.

3.2. Hronikum

Hronikum v juhozápadnej časti regiónu (ponímané ako nedzovský príkrov) spracoval už D. Štúr (Stur, 1860). Z triasových súvrství (dachsteinský vápenec a kössenské vrstvy) nedzovského pohoria určil fosílie lastúrníkov a brachiopódov. Územiu sa až v neskoršom období venovala pozornosť v 50. rokoch minulého storočia, keď sa tu vykonávali mapovacie práce (Hanáček, 1954). Práve z práce

J. Hanáček sa dozvedáme o starších výskumoch (po D. Štúrovi) vykonaných Beudantom, Hauerom a Lóczyom. Na uvedené poznatky nadviazal J. Hanáček o dve dekády neskôr pri zostavovaní geologickej mapy a vysvetliviek k listu Nové Mesto nad Váhom (Hanáček et al., 1977), kde bolo hronikum rozdelené na chočský (trias/jura) a strážovský príkrov (wettersteinské vápence a dolomity). Susedná oblasť bola zmapovaná o takmer dve dekády neskôr pre potreby zostavenia regionálnej geologickej mapy Bielych Karpát v čiastkovej záverečnej správe *Vysvetlivky ku geologickej mape, List 35-142 Beckov* (Hanáček in Began et al., 1990). V nej bola tektonická jednotka hronika skompilovaná do jednej štruktúry označenej ako nedzovský príkrov so stratigrafickým rozsahom ladin/vrchná jur. Nové tektonické členenia hronika na dve štruktúry (hrušovský a považský príkrov) bolo interpretované až v novej regionálnej geologickej mape a vysvetlivkách (Havrila in Teťák et al., 2015). Vo vysvetlivkách ku geologickej mape M. Havrila taktiež podáva obsiahly prehľad výskumov a prác v území týkajúcich sa tektonickej jednotky hronika. Technické práce realizované v súvislosti s modernizáciou železničnej trate priniesli detailnejší obraz o litológii a tektonike v profile tunela vedúceho cez Turecký vrch (Molčan et al., 2012). Z nich vyplýva tektonický vzťah dvoch čiastkových štruktúr, kde na vrchnotriasových dachsteinských vápencoch leží stredotriasový sled steinalmských a reiflinských vápencov a wettersteinských dolomitov a vápencov.

Vzhľadom na doterajšie výskumy Havrilu a členenie hronika v susedných regiónoch bola použitá terminológia členenia tektonických štruktúr hronika podľa jeho prác (Havrila, 2011; Havrila in Teťák et al., 2015). Vychádza najmä z pohľadu na susedný región (geologická mapa Bielych Karpát-južná časť) – rozdelenie na spodný, hrušovský príkrov s typickými faciami triasu/jury a nadložný, považský príkrov s wettersteinským vápencom/dolomitom a hlavným dolomitom. Hranica medzi obidvomi príkrovmi je v našom území vedená konvenčne.

Pre považský príkrov je typický oponický vápenec. Jeho nález v našom regióne sa spomína len z vrtu HB-3 situovaného medzi obcami Dolné Srnie a Bošáca z hĺbky 120 m (Salaj et al., 1992, str. 23). Pozícia vrstvového sledu považského príkrovu wettersteinský dolomit – oponický vápenec – hlavný dolomit v tyle hrušovského príkrovu (Dolné Srnie-Hradisko) sa tak ukazuje ako nelogická. Tento fakt môže poukazovať aj na odlišnú tektonickú interpretáciu hronika v našom území. Alternatívne by mohlo ísť o imbrikované kryhy výlučne považského príkrovu.

3.3. Fatrikum (dúbravská a zliechovská jednotka)

Dúbravskú sériu (podľa kóty Dúbravka) ako súčasť spodného subtatranského príkrovu vyčlenil Gross (1959) v rámci diplomovej práce pri mapovaní územia medzi dolinami Klanečnice a Bošáčky. Dôvodom vyčlenenia osobitnej série bol netypický vývoj spodnej jury, ktorý je tu tvorený prevažne vápencovo-bridličnatým súvrstvím. Mladšie horninové členy autor neopisuje, staršie, triasové, pred-

pokladal buď v podloží, alebo uvažoval o triasových karbonátoch vystupujúcich južnejšie. O nich však dnes už vieme, že patria k tektonickej jednotke hronika. Zelman a Scheibner (1960) pri zostavovaní geologickej mapy listu Gottwaldov v mierke 1 : 200 000 tieto horniny opísali ako súčasť krížňanskej série. Began (1968, 1969) aj Hanáček et al. (1977) dúbavskú sériu (sensu Gross, 1959), resp. dúbavskú jednotku (sensu Andrusov, 1968) taktiež označovali ako krížňanský príkrov. Do tohto sledu však zahŕňali aj rádioláριοvé, hľuznaté a slienité kalpionelové vápence východne od Bošáce v oblasti Haluzíc. Rovnako je interpretovaná aj oblasť medzi Zemianskym Lieskovým a Ivanovskou dolinou na geologickej mape 1 : 25 000, list Drietoma (Began et al., 1980). Spodnojurské súvrstvia budujúce kopce Prchová a Lagin autor zaraďuje spolu s neokómskymi slieňmi a flyšovým súvrstviem, ktoré vystupujú na JV od spomenutých kót, ku krížňanskému príkrovu, resp. k dúbavskej sérii. Okrem Grossa (1959), ktorý východne od Bošáce nemapoval, v podstate všetci autori jursko-kriedové sedimenty východne od Bošáce až po Zemianske Lieskové spájali so spodnojurským súvrstviem tiahnucim sa sz. od výskytovej jury či kriedy. Takto vzniknutý sled nazývali krížňanský, resp. netypický krížňanský – dúbavský, v stratigrafickom rozsahu spodná jura – alb. Na geologickej mape 1 : 50 000 (Began et al., 1984b) sú všetky uvedené jednotky či horninové súbory interpretované zjednodušene ako predsenónske, vo vysvetlivkách k tejto mape sú zasa zaradené do drietomskej sekvencie klapskej jednotky (Salaj et al., 1987). Mahel' (1978) v tomto území videl viacero jednotiek. Za jednotku blízku inoveckej pokladal predovšetkým horniny previazané s výskytmi karpatského keuperu a rétu, sled spodná jura – alb – cenoman mal podľa neho charakter hlbokovodnej zliechovskej jednotky krížňanského príkrovu a ako bošácku jednotku označil horniny asociované predovšetkým s netypickým vývojom spodnej jury. Bošácka jednotka by mala mať podľa neho blízko k manínskej jednotke. Kartograficky svoje myšlienky nevyjadril, môžeme sa len domnievať, že bošáckou jednotkou je zhruba pôvodná dúbavská jednotka v zmysle Grossa (1959). Zásadne odlišné riešenie tejto problematiky ponúkli aj Hók et al. (2009). Horninové súbory spodnej jury „Grossovej“ dúbavskej jednotky zaradili do drietomskej jednotky, jursko-kriedový sled v podloží tektonickej jednotky hronika spolu s problematickými sedimentmi „manínskej“ jednotky pri Bošáci do fatrika. Pruh kriedového flyšu oddeľujúci tieto dve jednotky považovali za súčasť klapskej jednotky.

3.4. Manínska jednotka

Manínsku sériu opísal najprv Andrusov (1927, 1929) v oblasti bradiel Manína a Butkova. Na základe litologickej podobnosti s obalovou sériou Vysokých Tatier ju zaradil do skupiny vysokotatranských jednotiek. Neskôr kvôli bradlovému štýlu stavby a rozloženiu vrchnokriedových členov charakteristických pre bradlové pásmo v tejto zóne (napr. orlovské pieskovce, púchovské sliene) manínsku

jednotku pokladal za najvnútornejší príkrov bradlového pásma (Andrusov, 1968). Matějka (1932) rozšírenie tejto jednotky doplnil o oblasť v okolí Trenčianskej Teplej a za jej pokračovanie považoval aj bralo Skalka pri Trenčíne. Ako súvrstvia typické pre manínsku jednotku tu opisoval spodnoliastové vápnité pieskovce a lavicovité piesčité vápence s *Gryphaea* sp. ťažené v lome hore na plošine. Vo východnom svahu plošiny spolu s Andrusovom opísali urgónske vápence. V ďalších rokoch sa témou manínskej jednotky zaoberal predovšetkým Mahel' (napr. 1948, 1978, 1986). Jasne definoval jej priestorové rozloženie v juhozápadnej časti Strážovských vrchov, ktoré naznačil už Matějka (1932). Ide o oblasť, ktorú možno na juhu ohraničiť izolovaným výskytom až pri Dubodiele v Považskom Inovci, na severe pri Trenčianskej Teplej, na východe pri Trenčianskych Tepliciach a Peťovke a na západe je to bralo Skalka pri Trenčíne (Mahel', 1978). Manínsku jednotku v úseku medzi Trenčínom a Bzincami, ktorú opísal Began (1969), vnímal len ako jednotku vývojom blízku manínskej jednotke a nazval ju bošácka jednotka. Mahel' si však všimol predovšetkým úzku previazanosť manínskej jednotky s jednotkami geneticky spätými s krížňanským príkrovom. Ide jednak o litologickú podobnosť s jednotkami plytkovodných vývojov (vysocká, belianska atď.), jednak o tektonickú pozíciu často v podloží krížňanského príkrovu hlbokovodného zliechovského typu a v tektonickom nadloží istej mezozoickej sekvencie. Vo vrte SBM-1 Soblahov v podloží manínskej jednotky nenavrátili tatrcké kryštalínium, ale práve mezozoický sled s veľmi nejasnou tektonickou afinitou dosvedčujúci alochtónnosť manínskej jednotky a vylučujúci jej tatrcký pôvod (Mahel' a Kullmanová, 1974). Manínsku jednotku v celom jej rozsahu označil za integrálnu súčasť krížňanského príkrovu (Mahel', 1978).

3.5. Drietomská jednotka

Horninové sledy, ktoré sa dnes zaraďujú do drietomskej jednotky, boli predmetom záujmu geológov už v 19. storočí (napr. Posepny, 1864). V medzivojnovom období sa oblasťou kvôli výskytu evaporitov pri Záblatí (dnes sz. časť Trenčína) zaoberal Andrusov (1928, 1945b, nákresy v práci Andrusov, 1931).

Began et al. (1966) na území medzi Trenčínom a Novým Mestom nad Váhom vymedzili manínsku sériu. Zaradili do nej časť sedimentov v rozsahu vrchný trias – stredná krieda, ktoré boli dovtedy považované za súčasť kysuckej série (Andrusov, 1959). Podobný názor na tektonickú príslušnosť sedimentov vrchného triasu až spodnej kriedy k manínskej sérii mal aj Began (1969). Drietomskú jednotku ako „drietomskú sériu“ pôvodne definoval Rakús (1977), čím chcel zvýrazniť samostatnosť sedimentov vrchného triasu a jury v oblasti Drietoma – Bošáca. Hlavnými dôvodmi Rakúsa (1977) na vyčlenenie samostatnej drietomskej jednotky bola prítomnosť hornín vrchného triasu a odlišný litofaciálny charakter sedimentov spodnej jury v porovnaní s manínskou jednotkou (Rakús, l. c.). Drie-

tomskú sériu oddelil od jednotiek, ktoré sa dnes považujú za integrálne jednotky bradlového pásma, t. j. oravické (= bradlové pásmo s. s.). Mahel' (1978) v oblasti medzi obcami Drietoma a Bošáca na základe analogických litologických členov jury vyčlenil bošácku sériu v rámci manínskej série. Predpokladá tu prevrásnené šupiny troch tektonických jednotiek – bošáckej, zliechovskej a inoveckej, kam zaraďuje sedimenty vrchného triasu, rétu, spodného liasu a neokómu. Horninový sled vrchného triasu spolu so spodnojurskými vápencami pri Drietome Mahel' (1978) koreluje s obalovou jednotkou Považského Inovca. Sedimenty vrchného triasu a strednej kriedy Began et al. (1980) považujú za súčasť klapského príkrovu. Analogický vrstvomý sled Andrusov (1959) zaradil do kysuckej jednotky. Hlbokovodné sekvencie spodnej jury Andrusov et al. (1961) označili termínom Dúbravka *Einheit* alebo pásmo Dúbravky. Salaj (1990) a Salaj et al. (1987) považujú „drietomskú sekvenciu“ za súčasť klapskej jednotky. Zaradenie kompletného vrstvomého sledu drietomskej jednotky do klapskej je však diskutabilné. Vrstvomý sled drietomskej jednotky je značne kompozitný, problematická sa zdá nielen kontinuita spodnojurských a vrchnojursko-spodnokriedových sedimentárnych sekvencií, ale aj existencia kriedových (najmä albských) členov v litostratigrafickom slede drietomskej jednotky. Hók et al. (2009) pochybujú o opodstatnenom zaradení kriedových členov do litostratigrafického sledu drietomskej jednotky. Litostratigrafické členy reprezentované flyšovými a slieňovcovými súvrstviami albu, ktoré na viacerých miestach obklopujú drietomské bradlá, Hók et al. (c. f.) nepovažujú za litostratigrafické pokračovanie vrstvomého sledu. Nikde nie je známa priama, t. j. sedimentárna a stratigrafická nadväznosť albských či mladších sedimentov na spodnokriedové vápence (Hók et al., 2009). Vrstvomý sled v rozsahu vrchný trias – vrchná jura – spodná krieda je v súčasnosti akceptovaný ako stratigrafický sled drietomskej jednotky.

Od doliny Vrzavky (nachádza sa mimo študovaného územia z. od doliny Klačnejce) až po dolinu Drietomice sa tiahne pás vrchnojurských a spodnokriedových bradiel obklopených flyšovými a slieňovcovými súvrstviami. Vzhľadom na bradlový štýl stavby bolo územie chápané ako súčasť bradlového pásma. Ako prvý pásmo Vrzavky vyčlenil a definoval Andrusov (1931). V rámci samotného pásma Vrzavky vyčlenil stredno- až vrchnokriedové flyšové súvrstvia podobné vývojom v manínskej sérii a pásmo bradiel v čorštynsko-pienidnom vývoji (Andrusov et al., 1961). Pásmo Vrzavky prešlo názorovou evolúciou od súčasť bradlového pásma, pokračovania manínskej jednotky (Zelman a Scheibner in Buday et al., 1963; Andrusov et al., 1961; Hanáček et al., 1977) cez súčasť klapskej jednotky (Scheibner, 1967). Sedimenty pásma Vrzavky sa zaraďovali k manínskemu príkrovu na základe prítomnosti sivých organodetritických vápencov urgónskeho typu, faciálneho charakteru strednej kriedy a tektonickej pozície medzi pienidno-bradlovými sériami na severe a fatrikom na juhu. Výskyty vrchnojurských a spodnokriedových sedimentov nie sú viazané len na pásmo Vrzavky (sensu Andrusov et al., 1961),

ale možno ich sledovať až po dolinu Drietomice. Vystupujú v obmedzenej/limitnej pozícii medzi bradlovými jednotkami (s. s.) na severe a spodnojurskými sedimentmi priradenými k drietomskej a dúbravskej jednotke. Began (1969), Rakús (1977) a Hók et al. (2009) považujú výskyt vrchnojurských a spodnokriedových bradiel za pokračovanie sedimentárneho sledu drietomskej jednotky.

3.6. Bradlové pásmo

Prehľad výskumov bradlového pásma Bielych Karpát je do roku 1945 obsiahnutý hlavne v monografických prácach Andrusova (1931, 1938, 1945a) a v monografii o mezozoiku československých Karpát z roku 1959 (Andrusov, 1959), resp. zhrnujúcej práci z roku 1974 (Andrusov, 1974). Spočiatku sa v skúmanom území uvažovalo o prítomnosti pieninskej (= kysuckej), subpieninskej (= čorštynskej) a maninskej jednotky (resp. série) (Andrusov, 1938). D. Andrusov konštatoval, že tieto jednotky ležia v podloží spodného subatranského príkrovu (fatrika). Pre skúmané územie je špecifické vymedzenie pruskej jednotky s prechodným vývojom jurských členov (krinoidové vápence aj rádiolarity; Andrusov, 1932), ktorá je podobná niedzickej jednotke, opísanej neskôr z poľského územia (napr. Birkenmajer, 1960).

Po druhej svetovej vojne sa v skúmanom území realizoval ďalší výskum (Gross, 1959, 1963; Zelman a Scheibner, 1960; Andrusov et al., 1961). Tieto výsledky boli sumarizované na geologickej mape 1 : 200 000, list Gottwaldov, a vo vysvetlivkách k nej (Buday et al., 1963a, b). V skúmanom území autori (l. c.) bradlové pásmo na mapovom podklade ani v priloženej stratigrafickej schéme nečlenili. Vo vysvetlivkách však udávajú podrobnejšie členenie na bradlá čorštynskej, pruskej a kysuckej série, časť zaradili do maninskej (resp. „západokarpatskej“ a zliechovskej (krížňanskej) série (Buday et al., 1963a).

Od konca 60. rokov 20. storočia v tomto území v rôznych etapách realizoval výskum A. Began (napr. Began, 1960, 1966, 1969; Began a Salaj, 1967, 1978). Skúmané územie bolo pomerne dobre spracované po biostratigrafickej stránke. Detailnú stratigrafiu kriedy na základe foraminifer urobili Salaj a Samuel (1966). Súborný prehľad biostratigrafie a geologickej stavby bradlového pásma podáva Began (1969). Kullmanová (1980, 1987) uvádza podrobné litofaciálne a mikrofaciálne korelácie mezozoika. Andrusov a Samuel (1971) prehodnotili litostratigrafiu sekvencií bradlového pásma Stredného Považia východne od Trenčína.

Na mape 1 : 200 000, list Gottwaldov (Buday et al., 1963b), bradlové sekvencie, resp. jednotky nie sú mapovo rozdelené, rovnako ako na všetkých starších mapách. Autori sa často rozchádzajú v tektonickom zaradení jednotlivých bradiel do sukcesii, resp. tektonických jednotiek. Meniace sa názory možno badať aj v prácach tých istých autorov v rôznom čase. Kým zaradenie bradiel s plytkovodným sledom je viac-menej ustálené, vývoj názorov možno vidieť pri nejednoznačne interpretovateľnom hlbokovodnom slede. Bradlá budované jurskými škvrnitými

vápencami a slieňmi, rádiolaritmi a titónsko-neokómskymi slieňitými vápencami na lokalitách Urbanová a Boháčovec jz. od Bošáče-Zabudišovej považuje Began (1969) za manínsku jednotku. Tie isté bradlá považuje za drietomskú jednotku (Began in Potfaj et al., 1986; Began et al., 1993), zatiaľ čo na inej mape (Began et al., 1984b) ich tektonické zaradenie nie je uvedené. Podobne sa mení aj zaradenie bradiel totožného sledu východnejšie od Tlstej hory po Žľab, ktoré sú zaradené raz do manínskej jednotky (Began, 1969), inokedy do klapského príkrovu (Began et al., 1980) a neskôr do drietomskej jednotky (Began et al., 1993).

Do kysuckej jednotky Began (1969) zaradil najprv predovšetkým bradlá titónsko-neokómskych vápencov s jurskými rádiolaritmi, tektonicky oddelené v komplikovanej šupinovej zóne na rozhraní s bradlovým pásmom medzi Ivanovskou dolinou a Chocholnianskou dolinou. Neskôr od tejto koncepcie upustil a zaradil ich do drietomskej jednotky (Began et al., 1993).

Andrusov (1932, 1938) v oblasti Stredného Považia vyčlenil pruskú jednotku s prechodným vývojom a znakmi plytkovodného aj hlbokovodného vývoja. Pruská jednotka predstavuje prechodný typ oravickej sekvencie medzi hlbokovodnou kysucko-pieninskou a plytkovodnou čorštynskou sekvenciou (Andrusov, 1938), je ekvivalentná niedzickej sekvencii v Poľsku (Birkenmajer, 1960; Andrusov, 1974) a streženickej sekvencii na Strednom Považí (Began a Borza, 1971; neskôr na mape Mella et al., 2005 nevyčlenená). Podobne ako ostatné prechodné oravické jednotky sa vyznačuje prítomnosťou krinoidových vápencov aj rádiolaritov. V skúmanom území sa vyskytuje aj osobité súvrstvie Samášky (Aubrecht a Ožvoldová, 1994), ktoré predstavuje striedanie jurských krinoidových vápencov a bridlíc. Horniny čorštynskej jednotky, a zvlášť prizlomovú krasínsku brekciu v oblasti Hornej Súče skúmali rôzni autori (Mišík et al., 1994; Aubrecht a Szulc, 2006).

3.7. Bielokarpatská jednotka

Flyšové pásmo ako celok bolo pre absenciu významnejších ložísk nerastných surovín a absenciu intenzívnejšieho osídlenia tradične na okraji hospodárskeho záujmu, a teda aj záujmu geológov. Už Paul (1891) vyčleňoval v Západných Karpatoch vonkajšie flyšové pásmo ako *Karpathensandsteinzone*. Nowak (1929) ho rozdelil na severnú okrajovú, strednú a magurskú zónu. Bielokarpatský príkrov po prvýkrát na základe špecifického stratigrafického sledu vyčlenil z magurskej zóny Kodym (1925).

Oblasť Bielych Karpát tvoria viaceré geologické a geomorfologické útvary. Preto ani geologický výskum a geologické mapovanie tejto oblasti v minulosti neprebiehali ucelene, ale len po častiach alebo mapových listoch. V roku 1960 boli na účely zostavenia mapy 1 : 200 000 z oblasti Bielych Karpát po listoch zostavené geologické mapy 1 : 50 000: Buday (1960), Buday a Plička (1960), Buday

a Matějka (1960), Buday a Roth (1960), Dornič a Buday (1960), Roth a Buday (1960) – listy M 33-119-C (Holíč), M 33-120-A (Hluk), M 33-120-B (Horná Súča), M 33-120-C (Myjava), M 33-119-B (Veselí nad Moravou), M 33-119-A (Hodonín), M 33-119-D (Senica).

Neskôr bol v mierke 1 : 25 000 doplnený list Strání (Potfaj et al., 1986) a list 35-211 Nemšová (Began et al., 1988). Geologické mapovanie v regióne vykonávali aj Began et al. (1984). Ich mapu reinterpretovali Potfaj et al. (1986). Lokálne (túrové) geologické mapy zostavili Stráník et al. (1986) počas štúdia geotraverzov bielokarpatskej jednotky.

Zjednodušený pohľad na geologickú stavbu bielokarpatskej jednotky podávajú mapy 1 : 200 000 v dvoch edíciách: Buday et al. (1963a, b) (list M 33 Gottwaldov) a Maheľ et al. (1962) (list M 34 Žilina). Neskôr v novej edícii máp 1 : 200 000 (Bezák et al., 2008, 2009) bolo územie zobrazené na liste 35 Trnava (Elečko et al., 2008) a v menšej miere aj na liste 25 Bytča (Potfaj et al., 2008). Spomínané prehľadné geologické mapy zohľadňujú všetky dovtedy realizované práce a poznatky. Región sa pri Hornom Srní prekrýva s publikovanou regionálnou geologickou mapou Stredného Považia 1 : 50 000 (Mello et al., 2005, 2011).

Na základe litofaciálnej charakteristiky definoval Pesl (1964) v bielokarpatskej jednotke vrchný a spodný oddiel paleogénu, ako aj vlársky, hlucký a prechodný vývoj. Pestré vrstvy považoval za paleocénne, čo malo za následok menšie chyby v interpretáciách. Študoval cykly sedimentácie vrchného oddielu paleogénu vlárskeho vývoja v lomoch v okolí Vlárskeho priesmyku a sledoval zastúpenie rôznej hrúbky pieskovcov, podobne ako v rovnakom čase Bouma (1962).

Pesl (1968) po prvýkrát pomenoval svodnické vrstvy. Názov ondrášovecké vrstvy zaviedol Potfaj (1993) podľa osady Ondrášovec (Nová Bošáca) na základe opisu pestrého súvrstvia javorinského príkrovu (Potfaj et al., 1986). Lopenické súvrstvie definoval Potfaj (1993) z oblasti Veľkého Lopeníka (911 m n. m.).

Mimo regiónu, ale kvôli poznaniu bielokarpatskej jednotky významná je geologická mapa v mierke 1 : 75 000 od Matějku et al. (1954). Geologickú mapu 1 : 50 000 z územia tvoreného najmä bradlovým pásom zostavili Salaj et al. (1987) a Began et al. (1993). Flyšové pásmo zobrazujú len okrajovo ako nečlenené.

Najnovšou geologickou prácou spojenou s geologickým mapovaním je geologická mapa 1 : 50 000 zo západnej časti Bielych Karpát, ktorú zostavili Potfaj et al. (2014), a vysvetlivky k nej (Teťák et al., 2015). Túto časť bielokarpatskej jednotky interpretoval odlišne Teťák (2016). Západne od Javoriny opísal komplikovanú šupinovitú stavbu bázy javorinského príkrovu. V podloží javorinského príkrovu identifikoval nižší príkrov, ktorý pomenoval ako vrbovský príkrov. Zaoberal sa aj paleogeografiou bielokarpatskej jednotky.

Petrografiou, paleogeografiou a stratigrafiou hornín študovaného územia sa zaoberali viacerí autori. Krystek (1963, 1965) a Pesl a Krystek (1965) priniesli prvé paleoprúdové merania v bielokarpatskej jednotke. Hoci išlo len o niekoľko

stratigraficky nezarađených meraní, konštatovali mimoriadne rozkolísanie prúdových smerov v tejto jednotke. Cenné sú hlavne ich analýzy ťažkých minerálov a litologické opisy. Zameriavali sa však najmä na magurskú jednotku a bielokarpatskej jednotke sa venujú len okrajovo. Potfaj (1993) zhrnul paleoprúdové merania od Pesla a Krysteka (1965), Marschalka (1985) a Stránika et al. (1989) a doplnil ich o vlastné merania. Novšou prácou tohto druhu je práca Teťáka (2016) a Teťáka et al. (2019).

Marschalko (1985) vo svojej práci podal charakteristiku klastických sedimentov vlárskeho vývoja bielokarpatskej jednotky, litologické profily, paleoprúdové merania a rozvinul problematiku odberu vzoriek na nanoplanktón z hemipelagickej a turbiditnej časti ílovcov. Potfaj (1998) znázornil paleogeografickú pozíciu priestoru sedimentácie bielokarpatskej jednotky medzi magurským bazénom a priestorom bradlového pásma.

Krs et al. (1994) podrobili paleomagnetickým meraniam najmä vzorky z oblasti Bielych Karpát. Podobne ako pre celý západný úsek flyšového pásma, aj pre ne je typická rotácia proti smeru hodinových ručičiek.

V študovanej oblasti a v jej blízkosti sa v bielokarpatskej jednotke realizovalo niekoľko hlbokých štruktúrnych vrtov a viacero plytších, väčšinou hydrogeologických vrtov. Najvýznamnejší je oporný vrt Lubina-1/1a západne od skúmaného regiónu s hĺbkou 3 300 m (Leško et al., 1978; Leško et al., 1982). Do hĺbky 1 876 m prevrtal myjavské vrstvy brezovskej série, v hĺbke 1 876 až 2 603 m slieňovce staršieho albu až cenomanu manínskej jednotky a do konečnej hĺbky 3 300 m pokračoval v magurskej jednotke (pravdepodobne v belovežskom súvrství), no bez zachytenia sedimentov bielokarpatskej jednotky. V priloženej správe Potfaj (1978) charakterizoval prevrtané súvrstvia. Pieskovce magurskej jednotky a ílovce v celom profile vrtu Lubina-1 sedimentárno-petrograficky vyhodnotil Ďurkovič (1978). Predbežné výsledky z vrtu Lubina-1 podali Kullmanová et al. (1974).

Severoseverozápadne od Moravského Lieskového bol vyhlbený vrt KLK-1 (Klanečnica). Dosiahol hĺbku 662 m. Realizoval sa v rámci naftového prieskumu s cieľom overenia antiklinálnej štruktúry v tejto oblasti. Potfaj et al. (1986) interpretovali v najvyššej časti vrtu svodnické súvrstvie bielokarpatskej jednotky (paleocén až starší eocén). Asi od hĺbky 75 m interpretovali zlínske súvrstvie račianskej jednotky. Na základe obhliadky zachovaných vrtných jadier usudzujeme, že prítomnosť glaukonitových pieskovcov ani vek stredný eocén nie sú dôvodom na zaradenie k račianskej jednotke. Nižšiu časť vrtu (ca od hĺbky 90 m) reinterpretovejme ako bystrické vrstvy bystrickej jednotky, pre ktoré sú typické vo vzorkách jadier hojne pozorované veľké foraminifery v glaukonitových kremitých pieskovcoch a hrubé vrstvy tmavosivých ílovcov. Do úvahy pripadá aj svodnické súvrstvie hluckého vývoja bielokarpatskej jednotky vo vývoji s glaukonitovými pieskovcami (porovnaj Teťák, 2016).

Osobité postavenie bielokarpatského príkrovu v rámci flyšového pásma bolo indikované jeho špecifickým petrografickým, faciálnym a tektonickým vývojom,

ako aj fáciami ťažkých minerálov (Zapletal, 1946; Matějka a Roth, 1956; Pesl, 1965; Krystek, 1965). Aj napriek tomu bol bielokarpatský príkrov považovaný za ekvivalent oravskomagurskej a krynickej jednotky. Až Potfaj (1993) na základe odlišností litologického a tektonického vývoja vylúčil bielokarpatskú jednotku z magurskej skupiny príkrovov ako samostatnú faciálnu a tektonickú jednotku, hierarchicky rovnocennú s magurskou jednotkou. Vzťah bielokarpatskej jednotky k bradlovému pásu definoval ako tektonický. Teťák (2016) usudzuje, že hoci má bielokarpatská jednotka svoj osobitý charakter, litologicky, litofaciálne, paleogeograficky aj tektonicky je neoddeliteľne spätá s vývojom magurského bazénu a príkrovu. Bielokarpatská jednotka je súčasťou magurskej skupiny príkrovov. Nie je ekvivalentom krynickej (oravskomagurskej) jednotky, ale je samostatnou jednotkou na jej úrovni.

Bielokarpatskou jednotkou najmä z pohľadu korelácie s rakúskym úsekom flyšového pásma sa zaoberal Pivko (2005). Smerom na západ býva korelovaná s láb-ským príkrovom v Rakúsku (Lexa et al., 2000; Eliáš et al., 1990; Schnabel, 1992).

Táto práca z hľadiska litostratigrafického členenia bielokarpatskej jednotky vychádza najmä z práce Potfaja (1993) a z nej vyplývajúcej práce Teťáka (2016). Nemenej významná je aj práca Stráníka et al. (1995) zameraná na hlucký vývoj (bošácky príkrov).

3.8. Neogénne sedimenty

Trenčianska kotlina a Ilavská kotlina sa nachádzajú na rozhraní blokov Vonkajších Západných Karpát a Vnútorých Západných Karpát. Pôvodne jednotná panva vznikla počas spodného miocénu a tvorila jednotný priestor od severu Viedenskej panvy cez sever blatnianskej priehlbiny, Bánovskú kotlinu, Hornonitriansku kotlinu až po Turčiansku kotlinu. V minulosti bola považovaná za relikt úzkych panví typu pull-apart (Vass et al., 1988), v súčasnosti je interpretovaná ako súčasť rozsiahlej nadklinovej panvy (Pelech et al., 2020). Geologická stavba oblasti je čiastočne vyobrazená na mapách Strážovských vrchov, Považského Inovca a jv. časti Trenčianskej kotliny, Trnavskej pahorkatiny a Stredného Považia (Maheľ et al., 1982; Maglay et al., 2006; Mello et al., 2005; Ivanička et al., 2007). Ďalšie informácie pochádzajú z nepublikovaných správ (Gabčo et al., 1963; Pospíšil et al., 1971; Began et al., 1993). Dodatočné biostratigrafické údaje pochádzajú z prác Čtyrokého (1957, 1960) a Seneša (1960). Sedimentologickou analýzou sa zaoberali Kováč et al. (1988) a Baráth a Kováč (1989).

Beckovská depresia

Beckovská depresia predstavuje najsevernejší výbežok blatnianskej priehlbiny. Do skúmaného regiónu zasahuje iba nepatrne. Na základe tiažového a geoelektrického merania (Zbořil et al., 1984) dosahuje dĺžku asi 6 km a šírku 1 až 1,5 km a má de depresné centrá. Južne má predpokladanú hĺbku 1 200 m a severne 1 000 m.

Neogénnu výplň beckovskej depresie tvoria spodnomiocénne sedimenty, transgresívne a diskordantne ležiace na mezozoických sekvenciách hronika.

Tektonická stavba je ovplyvnená výrazným zlomovým systémom s veľkou amplitúdou vertikálneho pohybu vo východnej časti depresie na styku s Považským Inovcom, kde boli namerané najintenzívnejšie recentné pohyby, 3 až 4 mm za rok (Kvitkovič in Fusán et al., 1982). Tým je podmienená aj asymetrická stavba depresie s pozvoľna stúpajúcim západným svahom a strmým východným okrajom.

Trenčianska kotlina

Trenčiansku kotlinu zo západu obmedzujú Biele Karpaty a z východu Strážovské vrchy a Považský Inovec. Podľa seizmického rezu 124R/76 v priečnom profile má asymetrickú stavbu, ale na rozdiel od beckovskej depresie, na západnom okraji je strmo obmedzená. Sedimentárna výplň podľa geofyzikálnych údajov dosahuje v centrálnych častiach hrúbku 800 až 1 000 m (Fusán et al., 1987).

Výplň kotliny možno hodnotiť podľa vrtov HVJ-25 a HVJ-26 (Pospíšil et al., 1971), výskytov na povrchu a informácií z plytkých vrtov (Kysela, 1978). V centrálnej časti kotliny chýbajú hlbšie vrty, ktoré by informovali o charaktere jej výplne. Spodnomiocénne sedimenty možno rozčleniť na dve súvrstvia. Staršie, čausianske súvrstvie zodpovedá egenburgu. Na jeho báze ležia kľáčianske zlepenice. Sú to zlepenice s horizontmi pieskov, ktoré vznikli v litorálnom morskom prostredí. Na povrch vystupujú medzi Novým Mestom nad Váhom a Trenčianskymi Bohuslaviciami. V nadloží zlepeníc ležia vápnnité prachovce až ílovce, ktoré vznikli v relatívne hlbokovodnejšom morskom prostredí. Čausianske súvrstvie podľa vrtu HVJ-25 dosahuje hrúbku 130 m.

Nad čausianskym súvrstvom ležia sedimenty, ktoré možno korelovať so závodským súvrstvom karpatského veku. Súdiac podľa vrtu HVJ-25, vrchnú časť závodského súvrstvia v juhozápadnej časti Trenčianskej kotliny tvoria tmavé prachovce a ílovce s vložkami svetlejších pieskovcov. Tieto sedimenty ležia na litologicky podobných sedimentoch čausianskeho súvrstvia a ich vzájomný styk vyvoláva dojem postupného prechodu. V skutočnosti ide o transgresiu, ktorej v depresii chýbajú bazálne klastiká. Celková hrúbka karpát v spomínanom vrte je ca 100 m.

Klastické sedimenty egenburského veku – zlepenice, pieskovce a vápnnité prachovce až ílovce – vystupujú v severovýchodnej časti. V kotline možno predpokladať aj prítomnosť karpát, ale priame dôkazy chýbajú.

Vrchnú časť výplne tvoria pliocénne sedimenty – štrky, piesky a piesčité íly. Ide o sedimenty riečneho prostredia (Fejfar a Heinrich, 1985; Fejfar a Sabol, 2004).

Ilavská kotlina

Ilavská kotlina je poslednou z kotlín Stredného Považia, ktorej výplň budujú neogénne sedimenty. Zo severozápadu ju ohraničujú Biele Karpaty, z juhovýchodu Strážovské vrchy. Hrúbka výplne v čiastkových depresiách v okolí Dubnice

nad Váhom a Košece podľa posledných geofyzikálnych výskumov je okolo 500 až 600 m (Halmešová a Szalayová, 1983, 1985).

Neogénna sedimentácia sa začína v egenburgu. Prevládajúcim litotypom sú aj tu hrubé klastiká, piesky, pieskovce, prachovce a ílovce. Vrstvy na báze obsahujú sladkovodnú a brakickú faunu a len vo vyšších obzoroch sú morske usadeniny. Pri Sverepci vo vrte PB-1 (Gabčo et al., 1963) dosahujú súhrnnú hrúbku ca 100 m, ale v depresných častiach by mohli dosahovať rádovo aj niekoľko stoviek metrov. Opísané sedimenty možno korelovať s čausianskym súvrstvom Hornonitrianskej kotliny. Nemožno vylúčiť ani prítomnosť mladších, spodnomiocénnych sedimentov – ekvivalentov bánovského súvrstvia. Priame dôkazy však chýbajú. Spodnomiocénne sedimenty sú pokryté štrkovitými usadeninami s polohami pieskov a ílov vrchnomiocénno-pliocénneho veku, ktoré vznikli v riečno-jazernom až riečnom prostredí.

Poznatky o výplni všetkých troch kotlín Stredného Považia sú veľmi neúplné. Územie týchto kotlín je zakryté kvartérnymi aj pliocénnymi sedimentmi. K lepšiemu poznaniu litológie výplne kotlín môžu prispieť jedine vrty, ktoré by prenikli cez celú výplň v centrálnych častiach depresii. Lepšie poznanie geologickej stavby a výplne opísaných depresii by prispelo k spresneniu poznatkov o vývoji Západných Karpát v spodnom miocéne.

3.9. Kvartér

Údolie Váhu od Trenčína po Piešťany patrí z hľadiska kvartérnej stratigrafie medzi najvýznamnejšie oblasti Slovenska. Geomorfologickú problematiku tejto oblasti rozobral Lukniš (1946) v kratšej odbornej štúdii, kde podáva celkový opis územia a jeho hlavných tvarových jednotiek. Všímal si v nej aj otázky kvartérneho odnosu a sedimentácie v údolí Váhu a pokúsil sa o ich bližšie časové zaradenie. Vzhľadom na to, že v tom období ešte nemal k dispozícii bližšie informácie o stratigrafii jednotlivých druhov sedimentov, musel sa obmedziť iba na veľmi všeobecné závery. Až v nasledujúcich rokoch 20. storočia sa v opisovanom území uskutočnili niektoré čiastkové stratigrafické výskumy, ktoré sa týkali predovšetkým sprašových profilov na oboch brehoch Váhu a poskytli spoľahlivé oporné body na časové zaradenie tvorby jednotlivých sprašových pokryvov. Určenie veku a vývoja miestnych spraší úzko súvisí s otázkami vývoja vážskeho údolia počas obdobia kvartéru, pretože spraše študovaných profilov tvoria podstatnú časť jednotlivých geomorfologických jednotiek opísaných Luknišom (1946), predovšetkým tzv. pseudoterasy, ktorá je jedným z najnápadnejších útvarov v reliéfe daného územia.

Pelíšek (1953) ako prvý spracoval granulometrické zloženie, obsah uhličitanov, humusu a fyzikálneho ílu karpatských spraší z oblasti Považia. Na základe zmeny granulometrického zloženia spraší v profile sa snažil udať počet návejov

pri sedimentácii. Jeho veľkým prínosom je zistenie, že sprašový materiál pochádza z rozvetraných hornín blízkeho i vzdialenejšieho okolia.

Po geomorfologickej, geologickej, paleontologickej, ale aj archeologickej stránke je v tomto regióne významná lokalita Ivanovce – skala, ktorú tvoria skrasovatené mezozoické vápence so sprašovým pokryvom, ktorá výrazne vytŕča z nivy Váhu ako skalná ostroha. Pukliny a krasové kapsy sú v nej vyplnené červenkastým fosiliferným sedimentom s množstvom fosílnych zvyškov stavovcov, hlavne cicavcov. Bližšie sa sedimentárnou výplňou týchto káps zaoberali Smolíková a Ložek (1962) a Smolíková (1963).

Na základe nálezov malých cicavcov [*Mimomys (Cseria) gracilis*, *M. davakosi*, *Bjornkurtenia cantarranensis* a *Trilophomys depereti*] bola lokalita Ivanovce-skala datovaná do spodného pliocénu (vrchný ruscín, vrchná časť zóny MN 15b). Spoločenstvo z lokality vykazuje isté podobnosti so spoločenstvom z lokality Hajnáčka I, je však o niečo staršie. Celá tafocenóza reprezentuje spoločenstvo, ktoré žilo v humídnom lese pozdĺž širokého riečneho údolia so skrasovateným vápencovým masívom, obklopeného suchšími otvorenými stanovišťami na vyvýšených miestach. Ide o typovú lokalitu taxónov *Hesperoviverra carpathorum* (Kretzoi a Fejfar, 1982) (*Viverridae*, *Mammalia*) a *Allosorex stenodus* (Fejfar, 1966) (*Allosoricidae*, *Mammalia*). Paleontologické nálezy stavovcov z lokality spracovali Fejfar (1961a, b, c, 1966, 1970), Mlynarski (1963), Fejfar a Heinrich (1985) a Fejfar a Sabol (2004, 2005).

Kvartérnym sedimentačným pokryvom lokality Ivanovce-skala, jeho malako-faunou a paleolitickými nálezmi sa zaoberali Ložek (1950, 1955), Prošek (1953), Ložek a Tyráček (1960), Bárta (1966) a Kaminská et al. (2008).

Lokalita Ivanovce-jarok je napriek svojmu významu v odbornej literatúre len veľmi málo spomínanou lokalitou. Jej profil prvýkrát publikoval Prošek (1953). Jej dôležitosť spočíva najmä v neobyčajnej hrúbke sprašového pokryvu z obdobia W2 – vyše 9 metrov. Bližšie vysvetlivky k profilu uvádza až Ložek (1955), ktorý bol zrejme aj jeho autorom a spracoval z tejto lokality faunu teplomilných i chladnomilných suchozemských ulitníkov.

Ložek a Tyráček (1960) po prvýkrát podrobne opisujú bohato členené sprašové profily pri Novom Meste nad Váhom (tehelňa v Mnešiciach a hradlo Búdy). Ťažbou spráše v tehelni na lokalite Mnešice sa odkryli dôležité stratigrafické horizonty s archeologickým materiálom rôzneho veku. Na základe tohto materiálu, fauny mäkkýšov, pedologických a litologických metód Kukla, Ložek a Bárta (1961) vyčlenili v priamej superpozícii sedimenty nielen mladého, ale aj stredného a staršej časti stredného pleistocénu. Za najstarší sprašový horizont sa považujú spráše, ktoré ležia na proluviálnom kuželi (PK) V a zaraďujú sa do mindelu. Spráše na PK IV sa považujú za risské a tie, ktoré ležia na PK III, II a I, za würmské. Sprašové sedimenty tu dosahujú hrúbku viac ako 20 m. Osobitný význam študovaného

profilu, nielen z miestneho, ale aj stredoeurópskeho hľadiska, spočíva v tom, že sa tu našli zvyšky piatich paleolitických ľudských kultúr (gravettien, szeletien, moustérien, levalloisien, clactonien), ležiacich nad sebou v superpozícii (Kukla, Ložek a Bárta, 1961). Vaškovský (1970) doplnil stratigrafiu mnešickej lokality vrtni, ktoré schádzali až do nivy Váhu, Vaškovská (1970) sa zaoberala mikromorfológiou sedimentov tehelne. Vo výskume mikroštruktúr spráši v Mnešiciach pokračovali Klukanová a Modlitba (1989) a Klukanová (1993). Paleomagnetizmom sedimentov sa venovala Vaškovská (1986). Spoločenstvami malakofauny z lokality sa zaoberali Ložek (1961) a Kernátsová (1997). Pre potreby inžinierskej geológie čerpali z odkryvu údaje aj Šajgalík a Modlitba (1983) a Šajgalík (1985).

Výsledky ^{14}C datovania zo sprášových odkryvov na lokalitách hradlo Búdy, Trenčianske Bohuslavice-Pod Tureckom a Melčice-Lieskové publikovala Vaškovská (1989). Všetky výsledky spadali do obdobia posledného glaciálu. Petrografiou, litológiou, genézou a stratigrafiou spráši na lokalitách hradlo Búdy a Zemianske Lieskové, ako aj celom skúmanom regióne vo všeobecnosti sa zaoberal Šajgalík (1964a, b, c, 1967).

Výstavbe transformátorovej stanice v sedle medzi Tureckým vrchom a vrchom Hradisko a prístupovou cestou vedúcou k nej z Trenčianskych Bohuslavíc začiatkom 80. rokov 20. storočia vďačíme nielen za objav paleolitického sídliska z obdobia gravettien v polohe Pod Tureckom, ale aj za podrobný geologický prieskum blízkeho okolia (Páleník, 1978; Celnar, 1979). Bárta (1988) toto gravettieske sídlisko skúmal v rokoch 1982 – 1986. V stene bývalej úvozovej cesty vyhlbil stratigrafickú sondu do hĺbky 7 m (neskôr rozšírenú a označenú ako pracovisko B, ktorú zdokumentoval a opísal Vaškovský, pričom náčrt a popis jednotlivých vrstiev sa zachovali v dokumentácii výskumu; Bárta, 1986). Ostatný geologický a podrobný sedimentologický prieskum lokality Trenčianske Bohuslavice-Pod Tureckom vykonal počas výskumu Nývlt (2008), a to vrátane analýzy magnetickej susceptibility a granulometrie sedimentu. Jeho výsledky boli zosumarizované v práci Vlačíkyho et al. (2013). Výskum paleolitického sídliska z obdobia gravettien v Trenčianskych Bohuslaviciach pochovaného v spráši tiež priniesol súbor 14 datovaní metódou ^{14}C , ktoré vyšli v rozmedzí 20 000 až 30 000 rokov BP (Bárta, 1988; Verpoorte, 2002; Vlačíky et al., 2013).

Stredný tok Váhu medzi Trenčínom a Novým Mestom nad Váhom v najmladšom pleistocéne nehral len úlohu transportéra, ako usudzujú Ložek a Tyráček (1960), ale sa aj postupne zarezával. Dôkazom toho sú terasy a náplavové kužele. Ich výskumom sa zaoberali Mazúr a Kalaš (1963), ktorí tzv. veľčickú terasu, ako ju opisujú Ložek a Tyráček (1960), identifikovali, na rozdiel od nich, ako periglaciálny kužeľ Chochoľnice würmského veku, nie risského, ako uvádzajú spomínaní autori na základe jej relatívnej výšky (20 m). Táto výška súvisí len s jej narezaním laterálnou eróziou Váhu. Okrem toho, v oblasti Chochoľnej-Veľčíc

a Kostolnej-Záriečia nejde len o tento jeden kužel, ale nad ním boli identifikované aj staršie kužele, ktoré svedčia o postupnom zarezávaní bočných prítokov aj eróznej bázy samotného Váhu v priebehu pleistocénu. Najpodrobnejšiu informáciu o náplavových kuželloch v skúmanom regióne podáva Mazúrová (1972), ktorá plynulo nadviazala na výsledky Mazúra a Kalaša (1963). Tyráček (1963) publikoval prehľad fluviálnych sedimentov v celom skúmanom regióne. Sedimentárno-petrografickým výskumom fluviálnych sedimentov na tomto území sa zaoberal Horniš (1993).

4. CHARAKTERISTIKA LITOSTRATIGRAFICKÝCH JEDNOTIEK

Poloha regiónu na rozhraní Vnútrotných Západných Karpát a Vonkajších Západných Karpát ho predurčuje na vznik pестrej štruktúrnej stavby. Najstaršia a štruktúrne najvnútornejšia jednotka regiónu je hronikum vystupujúce v jeho jz. časti. Zastupuje ho považský a hršovský príkrov. V jeho podloží leží fatrikum zastúpené zliechovskou jednotkou. Naprieč celým regiónom prechádza tektonicky zložitá štruktúra bradlového pásma, do ktorej boli tektonicky včlenené aj okrajové časti Vnútrotných Západných Karpát. Zastupuje ich drietomská jednotka a vytvárajú bradlové pásmo s. l. Externejšie leží bradlové pásmo s. s. zastúpené skupinou oravických jednotiek – čorštynskou, kysuckou a pruskou jednotkou. Časť litostratigrafických jednotiek vzhľadom na svoju nejednoznačnú pozíciu zostáva tektonicky nezaraďená. Vonkajšie Západné Karpaty zastupuje bielokarpatská jednotka flyšového pásma. Tvoria ju odvrchu javorinský, zubácky a bošácky príkrov. Neogénne sedimenty sa na povrchu zachovali len ojedinele, no vo väčšom množstve sa nachádzajú pod kvartérnymi sedimentmi Trenčianskej kotliny a Ilavskej kotliny. Región je značne pokrytý pестrou škálou kvartérnych sedimentov, predovšetkým deluviálnych sedimentov svahov, proluviálnych a aluviálnych naplavenín nív a terás, eolických spraší a chemogénnych penovcov. V uvedenom poradí je usporiadaný aj opis litostratigrafických jednotiek.

4.1. Hronikum

Tektonická jednotka hronika sa na území regiónu nachádza v jeho južnom cípe v priestore medzi Novým Mestom nad Váhom a obcami Dolné Srnie, Haluzice, Ivanovce, Štvrtok a Trenčianske Bohuslavice. Z pohľadu geomorfologických jednotiek je hronikum situované v Bielokarpatskom podhorí a v Trenčianskej kotline. Hronikum v tomto priestore, ako aj v prilahlých regiónoch vystupuje vo viacerých štruktúrach. V zásade (konvenčne) ich možno v zmysle Havrila (Havrila in Teťák et al., 2015; Havrila in Mello et al., 2011) priradiť k dvom tektonickým telesám hronika. Z dôvodov, ktoré uvádza Havrila (Havrila in Teťák et al., 2015), sa upúšťa od starších termínov (nedzovský vápenec/dolomit, nedzovský príkrov). Hronikum na našom území (ponímané ako nedzovský príkrov) bolo naposledy spracované v práci *Vysvetlivky ku geologickej mape, list 35-142 Beckov* (Hanáček in Began et al., 1990). V tejto práci bola tektonická jednotka hronika skompilovaná do jednej štruktúry označenej ako nedzovský príkrov so stratigrafickým rozsahom ladin/vrchná jura. V staršej interpretácii (Hanáček et al., 1977) bolo hronikum rozdelené na chočský (trias/jura) a strážovský príkrov (wettersteinský vápenec a dolomity). Z nového tektonického členenia hronika (sensu Havrila) je zrejmé, že v mladšej interpretácii (Hanáček in Began et al., 1990) boli vnímané tektonické štruktúry hronika ako jedno teleso.

Vzhľadom na doterajšie výskumy Havrila a členenie hronika v susedných regiónoch bola použitá terminológia členenia tektonických štruktúr hronika podľa jeho (citovaných) prác. Vychádza najmä z pohľadu na susedný región (geologická mapa Bielych Karpát-južná časť a Myjavskej pahorkatiny), rozdelenie na spodný, hrušovský príkrov s typickými faciami triasu/jury a nadložný, považský príkrov s wettersteinským vápencom/dolomitom (obr. 4.1.1) a hlavným dolomitom. Hranica medzi obidvomi príkrovmi je v našom území vedená konvenčne.

Pre považský príkrov je typický oponický vápenec. Jeho nález v našom regióne bol zaznamenaný len z vrtu HB-3 situovaného medzi obcami Dolné Srnie a Bošáca z hĺbky 120 m (Salaj et al., 1992, s. 23). Pozícia vrstvového sledu považského príkrovu wettersteinský dolomit/oponický vápenec/hlavný dolomit v tyle hrušovského príkrovu (Dolné Srnie-Hradisko) sa tak ukazuje ako nelogická. Tento fakt môže poukazovať aj na odlišnú tektonickú interpretáciu hronika v našom území. Alternatívne by mohlo ísť o imbrikované kryhy výlučne považského príkrovu.

4.1.1. Hrušovský príkrov

V rámci príkrovových štruktúr v priestore Čachtických Karpát a Bielokarpatského podhoria predstavuje spodné tektonické teleso hronika. Havrila (Havrila in Teťák et al., 2015, s. 32) hrušovský príkrov koreluje na základe litofaciálneho obsahu s príkrovom Homôľky zo Strážovských vrchov. Jeho charakteristickou súčasťou je jursko-kriedový sled.

87 hlavné dolomity: sivé až béžové kavernózne, často zbrekčovatené dolomity (karn až norik)

V našom území sú to najstaršie horniny hrušovského príkrovu a reprezentujú jeho spodnú časť. K hlavným dolomitom bola zaradená aj tektonická troska na k. 358 Ostrá hora ssv. smerom od Haluzíc. Najväčšie plošné rozšírenie dosahujú v priestore medzi Haluzicami, Štvrtkom (obr. 4.1.2C, D) a Trenčianskymi Bohuslavcami v masíve Hájnice (obr. 4.1.2A, B; 4.1.3A). Je to spôsobené aj faktom, že teleso hrušovského príkrovu je tu tektonicky zdvojené. Vidieť to z niekoľkých výskytov vrchnotriasových vápencov (dachsteinský typ) v podloží hlavných dolomitov južne od Haluzíc, ktoré už na svojej mape zobrazuje aj Hanáček (Hanáček et al., 1977). Ďalšie výskyt hlavných dolomitov sú situované v severnom zakončení masívu Tureckého vrchu (obr. 4.1.3B, C, D), kde asociuje s dachsteinským vápencom, taktiež v pruhu jz. od Trenčianskych Bohuslavíc. V tomto úseku je styk s nadložími neprirodzený, zlomový a v strednej časti zakrytý kvartérnymi uloženinami. Inžinierskogeologické vrty (B-1, B-2, J-1) vybudované v priestore trafostanice (Elektrická stanica ESt Bošáca) tu zastihli dolomity až v hĺbke 20 až 24 m (Pokorný, 1987). Mohlo by ísť o duplicitnú šupinu hlavného dolomitu evidovaného na J a JJZ od trafostanice, v štruktúre, kde hlavný dolomit leží na vrchnotriasovom dachsteinskom a mojtínskom vápenci.

Hrúbka dolomitov je 50 – 90 m, ich vek je karn – norik.

HRONIKUM				
VEK			hrušovský príkrov	považský príkrov
JURA	spodná	toark		
		pliensbach		
		lotaring		
		sinemúr		
		hetanž	rovnianske súvrstvie 85	
TRIAS	vrchný	rét	mojtínsky vápenec 86	82 – wettersteinské vápence: svetlobéžové masívne vápence
		sevat	dachsteinský vápenec	83 – wettersteinské dolomity: svetlé, miestami raubakizované dolomity
		alaun	hlavné dolomity 87	84 – steinalmský vápenec, reiflinský vápenec: svetlosivé vápence a pestré béžové lavicovité vápence, ojedinele s rohovcami
		lác	svetlosivé vrstvitité dolomity	
		tuval	85 – rovnianske súvrstvie: sivé, béžové, ojedinele pestré jemno- až strednozrné krinoidové vápence	wettersteinské vápence 82
		jul		wettersteinské dolomity 83
	stredný	kordevol	86 – dachsteinský vápenec, mojtínsky vápenec: sivé až hnedasté lavicovité vápence s biodetritom	reiflinský vápenec 84
		longobard		steinalmský vápenec
		fasan	87 – hlavné dolomity: sivé až béžové kavernózne, často zbrekčovatené dolomity	
		ilýr		
		pesón		

Obr. 4.1.1. Litostratigrafická tabuľka hronika (zostavil M. Olšavský).

86 dachsteinský vápenec (sevat až rét), mojtínsky vápenec (rét): sivé až hnedasté lavicovité vápence s biodetritom

Podobne ako na mape Beckova (1 : 25 000; Began et al., 1990) a regionálnej geologickej mape Bielych Karpát (Havrila in Teťák et al., 2015, s. 37), aj v našom prípade boli vrchnotriasové sedimenty z praktických dôvodov kartograficky začlenené pod združenú vysvetlivku. Napriek snahe z terénnych pozorovaní v našom území nebolo možné vrchnotriasovo-spodnojurskú sekvenciu uspokojivo priestorovo (kartograficky) rozčleniť. Dôvodom je jednak obmedzené odkrytie sedimentárnych sledov, jednak tektonika, ktorá sa podpisuje na deformácii hornín, často v nelogickej pozícii.

V masíve k. Hradisko (Srniansky háj) boli dachsteinské vápence a „kössenské vrstvy“, resp. mojtínsky vápenec (Havrila, l. c.) spomínané už v starších prácach (Hanáček et al., 1977; Hanáček in Began et al., 1990). Sú zrejme faciálne previazané so spodnojurskými faciami. Dachsteinské vápence na Tureckej a v Srnianskom háji spomína už Štúr (1860). V ich nadloží zistil aj „kössenské vrstvy“ s fosíliami *Gervillia inflata* (SCHAFFH.), *Mytilus minutus* (GOLDFUSS) a *Terebratula gregaria* (SUESS.). V okolí Srnianskeho hája je niekoľko dostupných odkryvov (obr. 4.1.4A), niekedy so známami skrasovatenia. Vrchnotriasové dachsteinské vápence vystupujú na južnom cípe masívu Hájnice, kde sú normálnym stratigrafickým nadložíom hlavného dolomitu (kontakt s ním je na západnom svahu čiastočne tektonizovaný). Potvrdili sa na V a Z od k. Turecký vrch. Ide o sivé lavicovité (do 50 cm) jemnokryštalické až kalové vápence s organodetritom. Zistená fauna

sa dávnejšie zaraďovala do rétu a bola opísaná v starších prácach (Hanáček, 1969; Hanáček et al., 1977; Hanáček in Began et al., 1990). Časť územia (v. svahy Hradiska) nebolo možné overiť pre rozsiahlu neprístupnú vegetáciu. Už spomenuté, plošne menšie výskyty sú v duplicitnej štruktúre južne od Haluzíc.

Z vrtu VT-2 situovaného na jv. svahu Tureckého vrchu určil a opísal dachsteinské vápence M. Sýkora (rukopisná správa z r. 2003 pre GEOFOS). Vo vzorke z hĺbky 98,3 m našiel viaceré druhy fosílií: koralý, lastúrniky, brachiopódy, červené riasy a články echinodermát. Vyskytujú sa aj ostrakódy, sesílné foraminifery a zoospóry *Globochaete* sp., typ *tatrica*. Vekovo horninu zaradil do norika až rétu. Z úseku 101 – 105 m opísal dva typy vápencov: A) vápenec zložený najmä z kalcitových ooidov, často sa vyskytujú foraminifery rodu *Angulodiscus* a druhu *Angulodiscus friedli* (KRISTAN – TOLLMANN), úlomky lastúrnikov, pelety, intraklasty (oomikrity), *Globochaete tatrica* RADWAŇSKI. Podľa neho hornina zodpovedá dachsteinskému vápencu s. l.; B) obsahuje bioklasty: foraminifery *Angulodiscus friedli* (KRISTAN – TOLLMANN), *Angulodiscus* sp., *Triassina* sp. – úlomky pravdepodobne *T. hantkeni* MAJZON, *Nodosaria* sp., úlomky lastúrnikov, články echinodermát: krinoidy, ofiúrie, 1x sklerit holotúrie, ostrakódy, zoospóry – *Globochaete* sp. (veľké formy), riasa *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI, *Acicularia* sp., úlomky schránok brachiopódov. Okrem bioklastov boli identifikované onkoidy. V ilovitejšej časti vzorky je relatívne veľa kremenného siltu až jemnozrnného piesku. Poznamenal, že „prítomnosť kremeňa a zvýšený podiel ílu neodpovedá zloženiu dachsteinských vápencov (podľa definície)“.

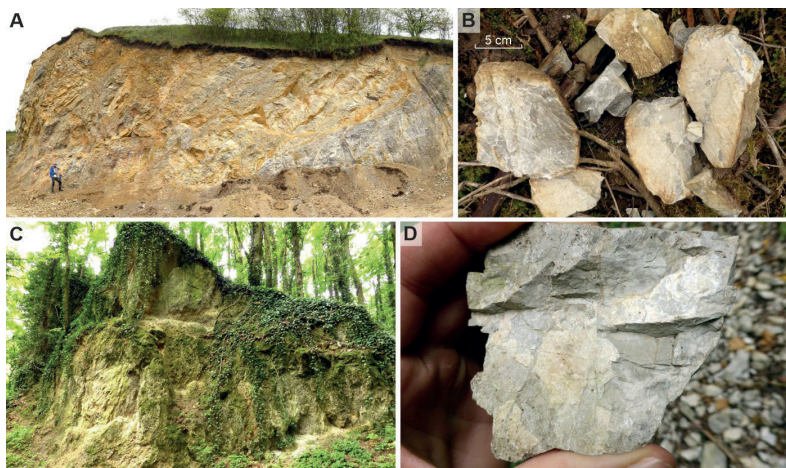
Typická litológia rétu v podobe lumachelových vápencov, akú poznáme z iných oblastí Západných Karpát, v našom území abscentuje. Koralové vápence sa našli len na jednej lokalite (430 m na VJV od k. Turecký vrch) v podobe väčších úlomkov v sutine (obr. 4.1.5C). Môžu však patriť aj k dachsteinskému vápencu. Horniny, ktoré biostratigraficky zhodnotila Dr. Boorová ako rét, majú pomerne pestrú litologickú škálu. Ide o béžové vápence od detritických a organodetritických po slienité až kalové variety, sterilné na organický materiál.

Z oblasti Hradiska bolo vyčlenené súvrstvie rétu (Hanáček, 1965), a to najmä na základe nálezu fosílií (*Rhaetina gregaria* SUESS., *Zeileria austriaca* ZUGMAYER, *Cyrtina* cf. *uncinata* SCHAFF.), ktoré určil J. Pevný. Na lokalite Srnianske háje boli identifikované vápence rétu obsahujúce hrubostenné schránky lastúrnikov (obr. 4.1.4C, D; 4.1.5A, B).

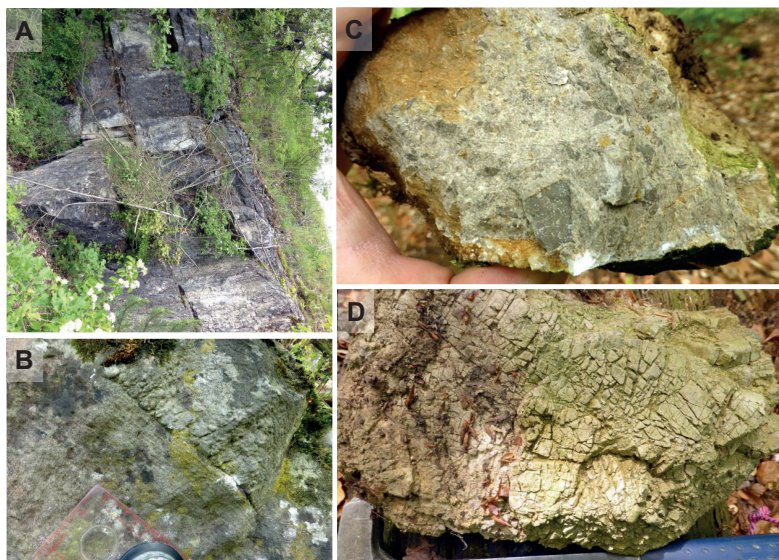
Hrúbka vápencov je 30 – 100 m. Vek dachsteinského vápenca je sevát – rét a vek mojčínskeho vápenca je rét.

85 rovníanske súvrstvie: sivé, béžové, ojedinele pestré jemno- až strednozrnné krinoidové vápence (*sinemúr až lotaring*)

Jurské, resp. spodnoliasové sedimenty boli v Bielokarpatskom podhorí dávnejšie vyčlenené v jeho jz. časti v pruhu medzi Dolným Srníom a k. Hradisko (obr. 4.1.4B). Referencie o nich sú najmä na základe fosílií *Chlamys dispar* (TERQ)

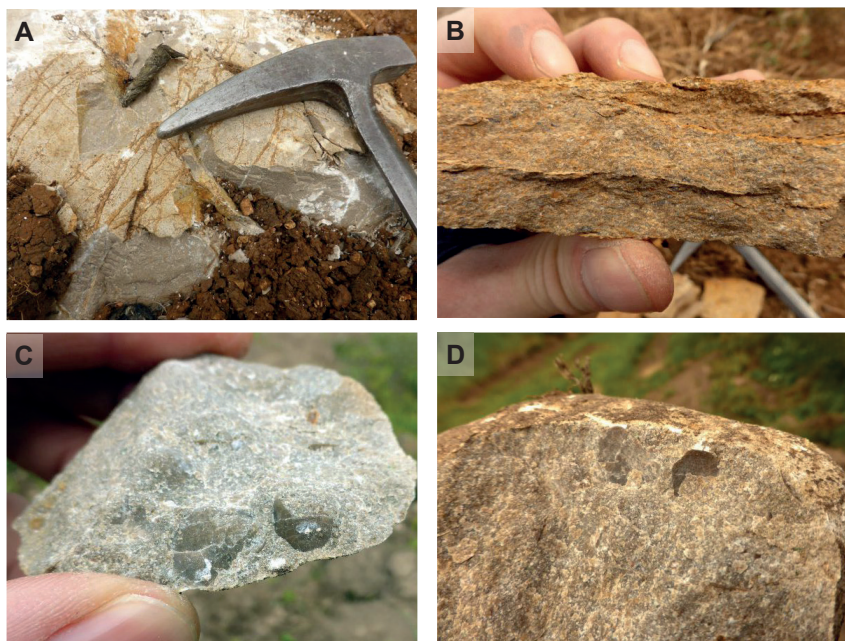


Obr. 4.1.2. Litofaciálne členy hrušovského príkrovu hronika – vrchný trias – hlavný dolomit. **A:** Lom v hlavných dolomitoch situovaný na severnom zakončení Hájnice na začiatku obce Haluzice; **B:** charakteristický rozpad hlavného dolomitu (s. svah Hájnice); **C, D:** tektonicky porušené hlavné dolomity so sutinovými osypmi (Haluzická tiesňava) a detail na svetlosivý dolomit (foto M. Olšavský).



Obr. 4.1.3. Litofaciálne členy hrušovského príkrovu hronika – vrchný trias – hlavný dolomit. **A:** Hrubolavicovitý hlavný dolomit (Pod Hájnicou); **B:** lavicovitý dolomit so známami stromatolitickej laminácie (s. od Tureckého vrchu); **C, D:** zbrekciovatý dolomit (s. svah Tureckého vrchu), čerstvý lom a navetraná plocha balvanu z blokovej sutiny (foto M. Olšavský).

a úlomkami *Chlamys (Aequipecten)* sp. určených Kochanovou r. 1960 (Began et al., 1990). Ide predovšetkým o sivé až sivobéžové, niekedy béžové hrubokryštalické až krinoidové vápence, ojedinele s hľuzami hnedosivých rohovcov. Niekedy obsahujú opracované klasty, biodetrit v podobe hrubostenných schránok lastúrnikov. Na základe litologických charakteristík boli k tomuto litotypu zaradené aj doteraz kartograficky nezohľadnené nálezy lokalizované v dolinke v.-z. smeru na JV od Dolného Srnia (lok. Doliny – Vidové – Mrvánovské). Vystupujú tu lavicovitú krinoidové vápence – vrstvy s plytkým úklonom na Z, odkryté vďaka starším prospekčným prácam a kutacím prácam (neznámeho veku), ktorých je v tejto oblasti viacero. Litológiu detritických vápencov (s prímiesou kremeňa) s čiastočne vylúhovaným karbonátovým cementom lokalizovanú 470 m na SZ od k. Hradisko ťažko stotožňovať s inou než jurskou. Preto bola na tejto lokalite vyčlenená.



Obr. 4.1.4. Litofaciálne členy hrušovského príkrovu – ?rét – ?lias – rovnianske súvrstvie, organodetritické a krinoidové vápence. **A:** Svetlosivé strednokryštalické vápence s hnedastými žilkami kalcitu asociujú s kalovými vápencami béžovej farby, tiež s krinoidovými vápencami obsahujúcimi hrubostenné lastúrniky, určené ako rét (poľná cesta, Srnianske háje); **B:** predpokladaný jurský krinoidový vápenc s viditeľným krinoidovým detritom (okráhly svetlý článok) na čerstvej ploche (450 m na JJZ od k. Hradisko); **C, D:** sivo-béžové krinoidové vápence s fragmentmi lastúrnikov, fácia predpokladaného spodnojurského rovnianskeho súvrstvia, oolitické vápence rétu (foto M. Olšavský).

Rovnaké sivobéžové krinoidové vápence ako z okolia kóty Hradisko boli neskôr lokalizované aj v podloží duplicitnej štruktúry na úpätí východného svahu

Hájnice v blízkosti elektrického vedenia (plošne malý výskyt). Na niekoľkých miestach sa v krinoidových vápencoch našli aj zvyšky makrofosílií v podobe schránok mäkkýšov. Zrejme podobné nálezy schránok mäkkýšov boli identifikované ako *Chlamys* sp. a determinujú strednoliasový vek (napr. Hanáček et al., 1977, s. 18). Na riešenie problematickej stratigrafie by bolo nutné oveľa viac zahustiť odbery na výbrusový materiál, aby sa mohlo definitívne doriešiť vekové zaradenie sivobéžových krinoidových vápencov s makrofosíliami.

Hrúbka súvrstvia je 70 m, vek sinemúr – pliensbach.

4.1.2. Považský príkrov (nedzovská kryha)

Nedzovská kryha považského príkrovu zastúpená v Čachtických Karpatoch má relatívne široký stratigrafický rozsah (trias/jura/krieda). Považský príkrov vyčlenený v našom území obsahuje len triasový sled.

84 steinalmský vápenc (pelsón – ilýr), reiflinský vápenc (fasan – kordevol): svetlosivé vápence a pestré béžové lavicovité vápence, ojedinele s rohovcami

Strednotriasové fácie v mapovanej oblasti doteraz neboli vyčlenené. Pri mapovaní Tureckého vrchu boli odobraté referenčné vzorky situované na JV a ZSZ od k. Turecký vrch. Dr. Boorová z nich na základe výskytu fosílie *Turiglommina mesotriassica* (KOEHN-ZANINETTI) určila vekové zaradenie najvrchnejší anis – ladin (resp. ilýr – kordevol). V roku 2010 prebiehal geotechnický monitoring spojený s výstavbou tunela popod Turecký vrch (Molčan et al., 2012). Pri tejto príležitosti sa tu robili aj vrtné práce, ako aj dokumentácia tunelového profilu. Pozdĺžny inžinierskogeologický profil Tureckého vrchu (l. c. príloha 4.1) ukazuje neobvyklú interpretáciu, kde v podloží identifikovaných strednotriasových facií (steinalmské/reiflinské vápence) ležia vrchnotriasové dachsteinské dolomity/vápence predpokladaného telesa hrušovského príkrovu. Petrografické a mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z povrchu, ako aj z vrstev geologického prieskumu robil v r. 2003 v rukopisnej správe pre GEOFOS M. Sýkora (PriF UK). Tieto vápence interpretoval ako steinalmské a reiflinské vápence. Ide o rukopisné (zrejme nepublikované) údaje k prieskumným dielam zhotoveným pred samotným razením tunela. Hodnotné informácie poskytuje jeho opis vzoriek z vrtného jadra VT-2. Opis a interpretácia sa zhoduje s horninami na povrchu, ako aj s vekovým zaradením stredného triasu na základe prevažujúcej fosílie *Turiglommina mesotriassica* (KOEHN-ZANINETTI). Spomína aj medzivrstvové polohy (úsek 70 – 80 m) zelených ilovcov, „snád' vložky tufov“ (tzv. „pietra verde“), známe aj z alpských a západokarpatských lokalít. Zistili sa aj ako medzivrstvové polohy vo vápencoch z blízkeho lomu (obr. 4.1.7C, D). Od úseku 98 – 105 m vrtu VT-2 už opisuje vrchnotriasové fácie dachsteinských vápencov/dolomitov. Sled však považuje za prevrátený. Aj táto jeho interpretácia má však trhliny, pretože po obidvoch stranách výskytu strednotriasových vápencov sa nachádzajú mladšie, nadložné sedimenty.



Obr. 4.1.5. Litofaciálne členy hrušovského príkrovu – ?rét – ?lias – rovnianske súvrstvie, organodetritické a krinoidové vápence. **A:** Krinoidové vápence, z bezprostredne odobratého jemnozrnného vápenca bola určená Turiglomina mesotriassica poukazujúca na vek anis – ladin – steinalmský vápenec (560 m na SZS od k. Turecký vrch); **B:** svetlosivý vápenec so sieťou limonitových žíliiek so slabozachovaným lastúrnikom (na s.-j. hrebienku v blízkosti trafostanice), horniny identické ako na Hradisku (sivo-béžové krinoidové vápence); **C:** koralový alebo riasovo-hubkový (neboli viditeľné septá) vápenec (niekoľko desiatok metrov na S od lomu na Tureckom vrchu), dachstein – ?rét, v sutine úlomky organogénnych vápencov; **D:** organodetritický alebo oolitický vápenec (hrebienok 450 m na SZS od k. Hradisko) (foto M. Olšovský).

Najpriateľnejšie sa javí interpretovať ich ako bazálnu časť považského príkrovu ležiacu na podložnej šupine dachsteinských vápencov patriacu k hrušovskému príkrovu (sensu Havrila).

Hrúbka vápencov je 50 m, vek pelsón – ilýr.

83 wettersteinské dolomity: svetlé, miestami rauvakizované dolomity (anis – kordevol)

Wettersteinské dolomity sa nachádzajú v podloží wettersteinských vápencov. Sú situované na JV od k. Turecký vrch (obr. 4.1.7B). Tektonické porušenie dolomitov sprevádza aj množstvo odkryvov v rauvakoch. Časť z nich (menej tektonicky porušená) nesie litologické znaky typických wettersteinských dolomitov,

v prevahe svetlých celistvých masívnych dolomitov vystupujúcich v menších odkryvoch alebo v sutine. Možno ich evidovať najmä vo výraznejšej dolinke v.-z. smeru na jv. svahu Tureckého vrchu. Vek dolomitov je interpretovaný z pozície oproti wettersteinským vápencom.

Nie je jasné, z ktorej časti (z podložia dolomitov) boli opísané oponické vápence (Salaj et al., 1992, s. 17). Autor správy ich však opísal z vrtu HB-3. Tu bol navŕtaný sled (z nadložia do podložia) hlavný dolomit (0 – 120 m), oponický vápenec (– 120 m), wettersteinský vápenec (– 130 m). Prítomnosť tejto litologickej zostavy však naruša koncepciu tektonického usporiadania či skôr jednoduchú interpretáciu príkrovovej stavby, resp. tejto šupiny. Wettersteinské vápence typické pre považský príkrov sa tu totiž nachádzajú v mieste, kde by už považský príkrov nemal vystupovať. Natíska sa predpoklad, že považský príkrov je tu zošupinovaný a jeho súčasťou budú aj elementy situované severnejšie, len zdanlivo patriace k hrušovskému príkrovu (dachsteinské vápence a rovníanske súvrstvie).

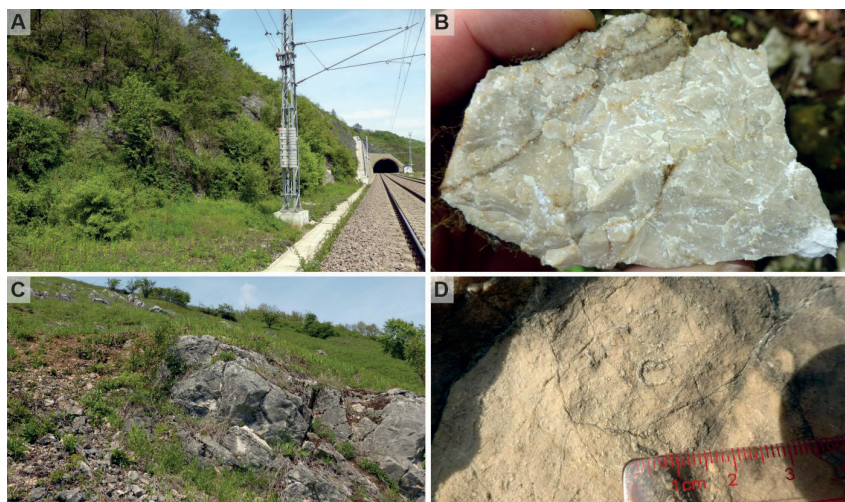
Pri podrobnejšom pohľade na tektonické členenie na regionálnej geologickej mape Bielych Karpát (južná časť) (Havrila in Teťák et al., 2014) je možné si všimnúť, že tektonické členenie periférnej časti hronika (prechodná časť do nášho územia) tu nie je úplne transparentne interpretované. Atribút tektonickej šupiny hronika označeného „*sensu lato*“ nepriamo poukazuje na určitú nejednoznačnosť v členení hronickej domény pri východnom zakončení regiónu Bielych Karpát (Havrila in Teťák et al., 2014).

Hrúbka dolomitov je 90 – 120 m, vek anis – kordevol.

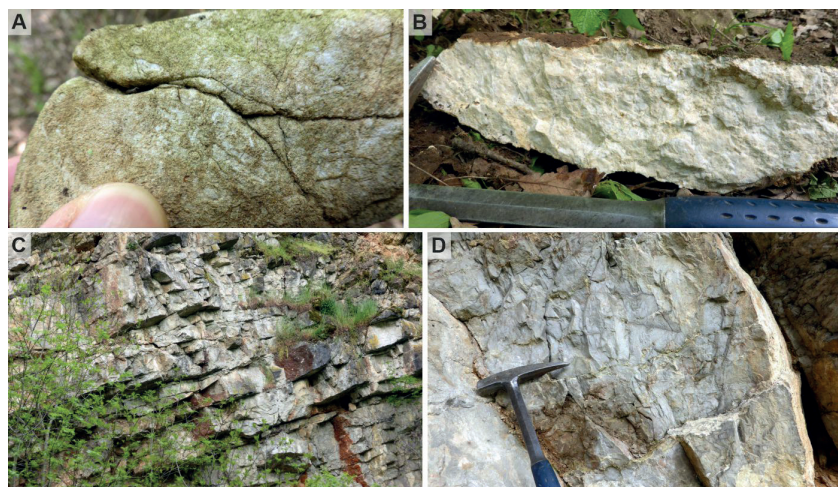
82 wettersteinské vápence: svetlobéžové masívne vápence (*ladin* – *kordevol*)

Je to typický stavebný prvok nedzovskej kryhy považského príkrovu (predtým nedzovské vápence nedzovského príkrovu). Ide o svetlé a svetlohnedé hrubolavcovité vápence so zriedkavo zachovanými prierezmi rias (obr. 4.1.6C, D; 4.1.7A). V našom území sa vyskytujú v južnom cípe Tureckého vrchu (lokality Turecké, Stráne, Pod hájom). Referencie o nich sú v starších prácach (Bystrický, 1964; Hanáček, 1969; Began et al., 1990). Množstvo odkryvov v nich vystupuje popri prebudovanej železničnej trati medzi Novým Mestom nad Váhom a Trenčianskymi Bohuslavcami. Častejšie sú v nich opisované dolomitické polohy, najmä z vrtných jadier, prípadne z kameňolomov, kde vystupujú na väčšej ploche. Wettersteinské vápence sa zistili aj na lokalite Tušková (oblasť bývalej tehelne, dnes skládka KO), kde boli identifikované v podloží spraší a neogénnych sedimentov. Boli overené monitorovacími vrtmi v hĺbke 38 m p. t. vo vrte HGP-14, 50 m p. t. vo vrte ČK-1, 41 m p. t. vo vrte MV-1 a 17 m p. t. vo vrte MV-2, interpretované ako lavicovité až masívne, intenzívne rozpukané a skrasovatené (Vybíral et al., 1993; Ďurovič, 1999). Zaujímavosťou je, že vek vápencov (*ladin*) bol stanovený až v r. 1964 na základe nálezu rias *Teutloporella herculea* (STOPP.), ktoré určil J. Bystrický a neskôr potvrdil Hanáček (1965).

Hrúbka vápencov je 60 – 90 m, vek *ladin* – *kordevol*.



Obr. 4.1.6. Litofaciálne členy považského príkrovu hronika – stredný trias – steinalmské a reiflinské vápence, wettersteinské vápence a dolomity. **A:** Nesúvisle odkrytý svah vo wettersteinských vápencoch pri južnom portáli tunela Turecký vrch; **B:** svetlý wettersteinský vápenec (Tušková – záver dolinky); **C, D:** odkryv vedľa železničnej trate vo wettersteinských vápencoch (Stráne) a detail na prierez riasy (foto M. Olšavský).



Obr. 4.1.7. Litofaciálne členy považského príkrovu hronika – stredný trias – steinalmské a reiflinské vápence, wettersteinské vápence a dolomity. **A:** Navetraná plocha úlomku wettersteinského vápenca s prierezmi rias (s.-j. dolinka na Z od lokality Pod hájom); **B:** tektonicky podrvený wettersteinský dolomit (jjv. od k. Turecký vrch); **C, D:** doskovité ?steinalmské/ reiflinské vápence (vek anis – ladin) (lom na JV od k. Turecký vrch) a zelenkavé ílovité polohy medzi jednotlivými vrstvami (foto M. Olšavský).

4.2. Fatrikum – zliechovská jednotka

Za súčasť zliechovskej jednotky považujeme horninový sled pri Bošáci, aj v minulosti interpretovaný nejednotne (pozri kap. 4.5. *Manínska jednotka – výskyt pri Bošáci*). Na základe podrobného geologického mapovania môžeme na tejto lokalite konštatovať nasledujúci horninový sled: najstarším členom sú tu spodnojurské slienité škvritné vápence – „fleckengerel“, nasledujú ružovkasté biomikritické vápence (jaseninské súvrstvie), svetlosivé kalové vápence (osnické súvrstvie), sivé slienité vápence (mraznické súvrstvie), tmavosivé organodetritické vápence („urgón“), pieskovce a zlepenice (porubské súvrstvie). Hyaloklastitové lávy sa nám doteraz nepodarilo nájsť. Časť tohto sledu pozorujeme aj ďalej smerom na JZ, posledné úlomky v sutine v poli sa dajú nájsť až na jv. úpätí kóty Dúbravka. V tejto oblasti je zrejmé, že opisovaný horninový súbor leží v podloží spodnojurských sedimentov dúbravského vývoja. Rovnaký vrstvomý sled, bohatší jedine o rádiolárové vápence, sa nachádza v smere na východ medzi Bošacou a Ivanovskou dolinou. V tomto území neboli nikdy pochyby o tektonickej príslušnosti vrstvomého sledu ku krížňanskému príkrovu, snáď s výnimkou kriedového flyšového súvrstvia, niektorými autormi považovaného za klapskú jednotku (napr. Hók et al., 2009). Nasvedčuje tomu litologický charakter jednotlivých súvrství aj tektonická pozícia v podloží hronika. Za odlišné horniny prítomné na lokalite pri Bošáci, ktoré viedli viacerých autorov k oddeleniu tohto sledu od krížňanskej jednotky, môžeme považovať predovšetkým barémsko-aptské „urgónske“ vápence. Organodetritické vápence však nachádzame aj v kriede (spodný alb) považovanej za kriedu vrstvomého sledu zliechovskej jednotky pri lokalite Morské oko. Tmavé mikritické rohovcové a organodetritické vápence spodného albu a tiež hyaloklastity boli zachytené aj vo vrte HB-2 pri Haluziciach (Salaj et al., 1992). Z litologického hľadiska by teda rozdelenie horninových sledov východne a západne od Bošáce do dvoch odlišných tektonických jednotiek nebolo nutné. Zo štúdia mapového obrazu nám vyplýva podobná myšlienka, rozdelenie týchto sledov sa tu stáva násilným, takmer rovnaký priebeh má styk dúbravskej jednotky s jednotkou rozloženou na JV od nej v úseku od Bošáce až po Chocholnú. Vzhľadom na uvedené fakty navrhujeme považovať všetky horninové členy nachádzajúce sa medzi dúbravským vývojom spodnej jury a tektonickou jednotkou hronika za súčasť zliechovskej jednotky krížňanského príkrovu.

Výskyt horninových súborov, ktoré možno považovať za reprezentantov hlbokovodného, zliechovského vývoja krížňanského príkrovu, je v smere SV – JZ obmedzený na územie medzi Bošacou a Adamovskými Kochanovcami. Zo SZ sa stýka so spodnojurskými sedimentmi tzv. *dúbravského vývoja*, z JV je buď prekrytý kvartérnymi sedimentmi, alebo môžeme v jeho nadloží pozorovať triasové karbonáty hronika. Na litologickej náplni tejto tektonickej jednotky sa podieľajú sedimenty v stratigrafickom rozsahu od spodnej jury po spodnú/vrch-

nú kriedu (obr. 4.2.1). Za typických predstaviteľov hlbokovodného vývoja, na základe ktorých bol definovaný a ako ho poznáme z mnohých iných pohorí Vnútrotných Západných Karpát, možno považovať horniny allgäuského, ždiarskeho či jaseninského súvrstvia (chýbajú členy typické pre manínsku jednotku, drietomskú jednotku atď.). Pokladať túto jednotku za súčasť krížňanského príkrovu nás však azda najviac oprávňuje práve jej pozícia v podloží tektonickej jednotky hronika.

81 tmavosivé škvrnité slienité vápence, sivé ílovité bridlice, polohy organodetrinitických vápencov („allgäuské súvrstvie“) [spodná jura (sinemúr – toark)]

Súvrstvie má najväčší výskyt v oblasti medzi Bošacou a Haluzicami, v odkryvoch ho možno pozorovať len v záreze/roklinke na lokalite Močiare. Vrstvy sú tu uklonené na JV. Lokálne a iba v sutine sa horniny allgäuského súvrstvia nachádzajú v okolí kóty 276,2 Nad Sedličkami na jv. hrebeni Ostrej hory (357,9 m n. m.) a v sv. svahu tejto kóty. Škvrité slienité vápence možno nájsť aj v sutine spoločne s mladšími horninami sledu na jv. hrebeni kóty Lysica, nedá sa však úplne vylúčiť, že by mohli pochádzať z oblasti vystupovania *dúbravského vývoja* spodnej jury.

Najtypickejším litologickým typom sú sivé a tmavosivé, vcelku pekne škvrnité slienité vápence, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do svetlohnedých až žltkastohnedých slienitých vápencov, často s menej výraznými škvrnami (obr. 4.2.2B). Tak z morfológie väčších kameňov v sutinách, ako aj podľa odkryvov na lokalite Močiare možno konštatovať, že ide o doskovité vápence a bridlice s hrúbkou vrstiev do 20 cm. V sutinách sa s nimi vyskytujú aj organodetrinitické vápence (?krinoidové), pravdepodobne redepozity. Neobsahujú hľuzy rohovcov, bývajú však prekremenené, často sa v nich nachádzajú stratiformné vrstvičky rohovcov(?) s hrúbkou asi do 0,5 cm. Miestami, podobne ako v susednej tzv. *dúbravskej jednotke*, môže ísť až o vrstvy silicítov s hrúbkou do 10 cm (obr. 4.2.2A). Bežne sa dajú pozorovať násypy biodetritu do pôvodne mikritického sedimentu. Prejavuje sa to šmuhovitým, prípadne fľakatým vzhľadom študovanej vzorky. V najvyššej časti súvrstvia bývajú vápence už na prvý pohľad silno kremité, stále však škvrnité, na povrchu vyvetrávajú do ostro ohraničených rozbrázdnených polygónov.

Vek súvrstvia na základe analogických hornín vo fatických jednotkách je sinemúr až toark, prípadne álen.

80 ždiarske súvrstvie: doskovité sivozelené a červené rádioláριοvé vápence (vrchný oxford až kimeridž)

Toto súvrstvie malej hrúbky vystupuje na viacerých miestach severne od Haluzíc medzi Bošacou a Ivanovskou dolinou.

FATRIKUM zliechovská jednotka				
VEK			Litológia	Popis
KRIEDA	vrchná	koňak		75 – pieskovce, ílovce a zlepence („porubské súvrstvie“) 75a – zlepence 76 – vápence, zväčša organodetritické vápence 77 – sivé a tmavosivé slienité doskovité vápence („mrznické súvrstvie“) 78 – svetlosivé až béžové, resp. pleťové vrstvité kalové vápence, miestami s rohovcami („osnické súvrstvie“) 79 – jaseninské súvrstvie: svetlosivé a ružovkasté doskovité biomikritické vápence 80 – ždiarske súvrstvie: doskovité sivozelené a červené rádiolárové vápence 81 – tmavosivé škvŕnité slienité vápence, sivé ílovité bridlice, polohy organodetritických vápencov („allgäuske súvrstvie“)
		turón		
		cenoman	75 75a	
	spodná	alb	76	
		apt		
		barém	77	
		hoteriv		
		valangin		
		berias	78	
JURA	vrchná	titón	79	
		kimeridž	80	
		oxford		
		kelovej		
	stredná	bat		
		bajok		
		álen		
		toark		
	spodná	piensbach	81	
		sinemúr		
		hetanž		

Obr. 4.2.1. Litostratigrafická schéma zliechovskej jednotky fatrika v skúmanom území (zostavil M. Sentspeter).

Povrch týchto doskovitých tenkovrstvovitých vápencov ostrohranne zvetráva, plochy vrstiev bývajú zväčša rovné. Ani v jednom prípade nebol pozorovaný prirodzený odkryv v týchto horninách, v sutine však celkom bezpečne možno sledovať a určiť ich výskyt, keďže vytvárajú výrazne hranaté úlomky v priemere od milimetrov až po desiatky centimetrov (obr. 4.2.2C). Typickou črtou týchto vápencov sú aj kričkovité náteky oxidov mangánu, ktoré sú prítomné aj v iných horninách (osnické súvrstvie či kremitý fleckenmergel), rozhodne však v menšom množstve.

Mikrofácia je rádiolárová, resp. rádiolárovo-sakokómovo-aptychová. Základná hmota je mikritová, čiastočne rekryštalizovaná. Vyskytujú sa v nej ne-

pravidelne usporiadané, niekedy výraznejšie naakumulované (až náznakov kvázi laminácie) alochémy, čo spôsobuje miestami šmuhovitosť. Komponenty sú viac-menej usmernené. Z hľadiska mikroštruktúry ide o biomikrit/biomikrosparrit (*wackestone*). Vyskytli sa ojedinelé úlomky s mikritovou základnou hmotou s bližšie neidentifikovanými rekryštalizovanými alochémami. Fosílie reprezentujú nevytriedené, obyčajne kalcifikované rádiolárie (výplň je často tvorená jedným, prípadne viacerými zrnami kalcitu), sakokómy, resp. ich fragmenty, aptychy, ihlice hubiek, úlomky ostnatokožcov, vzácné vápnité dinoflageláty *Colomisphaera pieniniensis* (BORZA) a výnimočné misky hladkostenných lastúničiek. Prítomný je rekryštalizovaný detrit, resp. biodetrit. Obsahujú aj ílovitú prímes, sľudy a pyrit. Minerály zrejme Fe miestami impregnujú základnú hmotu.

Vek súvrstvia je vrchný oxford – kimeridž.

79 jaseninské súvrstvie: svetlosivé a ružovkasté doskovité biomikritické vápence (kimeridž – titón)

Horniny tohto súvrstvia sa vyskytujú väčšinou spolu s rádioláriovými vápencami, z ktorých sa plynule vyvíjajú. Tak isto sa v nich nenašiel ani jeden prirodzený odkryv (obr. 4.2.2D).

Súvrstvie tvoria ružové, ružovofialové, žltohnedé či žltozelené ílovité vápence (obr. 4.2.3A, B). Bežne sa tieto farebné variácie striedajú vo forme nepravidelných vrstvičiek, pruhov, alebo sú v hornine rozmiestnené vo forme škvŕn. Ide o horniny najviac bohaté na nálezy schránok belemnitov (obr. 4.2.3A). Z kameňov zo sutiny možno usudzovať, že vrstvy týchto vápencov sú doskovité, nebola pozorovaná výraznejšia „hluznatosť“, ktorá sa zvykne opisovať ako typická črta tohto súvrstvia.

Idie o šmuhovitý kvázi laminovaný vápenec. Prítomná je pasáž, resp. lamina s rádioláριοvo-spikulitovou mikrofáciou. Mikroštruktúrne ide o rádioláριοvo-spikulitový biomikrit (rádioláριοvo-spikulitový *packstone/wackestone*). Fosílie sú nevytriedené, obyčajne pomerne husto usporiadané. Dominujú rádiolárie spumeláριοvého typu, naselárie sa vyskytujú v zanedbateľnom množstve. Výplň rádiolárií býva rôzna. Niektoré majú ešte čiastočne zachovanú pôvodnú kremitú výplň. Zastúpené sú ihlice spongií, aptychy, veľmi vzácné sakokómy, vyskytuje sa biodetrit. Prítomné sú minerály zrejme Fe, ktoré viac-menej impregnujú sediment. Ďalšia „lamina“ má výraznejšie šmuhovitý charakter. Vyskytujú sa bežné polia s mikritovou základnou hmotou a len sporadickými alochémami (mikrit – *mudstone*). Na iných miestach základná hmota výraznejšie inklinuje až k sparritu. Kontakt týchto dvoch lamín je miestami ostrý, inokedy relatívne plynulý, prípadne sprostredkovaný veľkým, čiastočne silicifikovaným fragmentom aptycha. Alochémy sú obyčajne vo výrazne menšom množstve ako v opísanej lamine a niektoré vykazujú známky usmernenia. Popri poliach s rádioláριοvo-spikulitovou mikrofáciou sa v nej vyskytujú hlavne pasáže s planktonickými krinoidmi rodu *Saccocoma* AGASSIZ, resp. častejší je ich detrit. Mikrofáciu možno nazvať

ako sakokómovo-rádiolárióvá. Výnimočne sú zastúpené aj vápnité dinoflageláta [*Schizosphaerellaminutissima* (COLOM)], fragmenty ostnatokožcov, aptychov, výnimočne misky hladkostenných lastúrnečiek a biodetrit.

Vek súvrstvia je kimeridž – titón. Na základe mikrofaciálneho charakteru najpravdepodobnejšie ide o kimeridž, pre ktorý je charakteristická podľa K. Borzu (1980) sakokómovo-rádiolárióvá mikrofácia.



Obr. 4.2.2. A: Krinoidový vápenec s prekremenenými stratiformnými vrstvičkami; B: škvrnitý slienitý vápenec allgäuského súvrstvia; C: rádiolárióvý vápenec; D: rádiolárióvý vápenec, bordové biomikritické vápence a svetlosivé slienité vápence s bielou patinou (foto M. Sentspety).

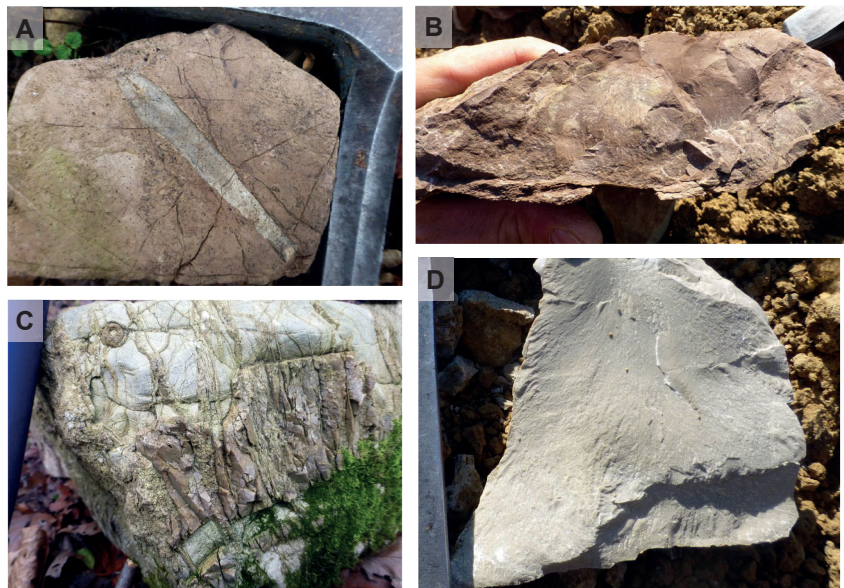
78 svetlosivé až béžové, resp. plet'ové vrstvité kalové vápence, miestami s rohovcami („osnické súvrstvie“) (*titón – berias*)

Podobne ako ostatné jurské sedimenty, aj výskyt osnického súvrstvia je obmedzený len na územie medzi Bošácou a Morským okom.

Tvorí stratigrafické nadložie jaseninského súvrstvia. Najlepšie je odkryté v starom kameňolome východne od Bošáce, pár starých dobývok/odkryvov sa nachádza vo východnom svahu Ostrej hory (357,9 m n. m.). V západnej časti v okolí Bošáce sa ukladá na SSV, vo východnej časti na SSZ. Na odkryve jv. od Ostrej hory (357,9 m n. m.) bola pozorovaná vrása s osou v smere SV – JZ a ramenami uklonenými na SSZ.

Ide o súvrstvie lavicovitých svetlosivých, hnedastých a plet'ových kalových vápencov. Typická je žiarivo biela patina. Zvetraním hornina nadobúda často

žltkavé sfarbenie, nie sú zriedkavé ani kričkovité náteky oxidov mangánu (obr. 4.2.3D). Podobne ako v biomikritoch jaseninského súvrstvia, aj tieto kalové vápence niekedy obsahujú rostrá belemnitov. Miestami sú tieto vápence prestúpené vrstvou rohovca (obr. 4.2.3C).



Obr. 4.2.3. A: Rostrum belemnitu v ružovkastom biomikritickom vápenci jaseninského súvrstvia; B: ružový vápenec s lastúrnatým lomom; C: béžový kalový vápenec s tmavým rohovcom; D: svetlosivý kalový vápenec osnického súvrstvia (foto M. Sentspetery).

Mikrofácia je kalpionelidová. Z hľadiska mikroštruktúry ide o kalpionelidový biomikrosparit (kalpionelidový *wackestone*). Fosílie zastupujú kalpionelidy, z ktorých boli identifikované *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH), zriedkavá *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU) a ojedinelá *?Lorenziella hungarica* KNAUER et NAGY. Zriedkavo sú kalpionelidy deformované. Ďalšie organické zvyšky patria rádioláriám, nanokónom, zriedkavým fragmentom ostnatokožcov, aptychom, *Globochaete alpina* LOMBARD, bentickému dierkavcovi *Spirillina* sp., výnimočným vápnitým dinoflagelátam (*Cadosina semiradiata fusca* WANNER), *Sacoccoma* sp. a časť schránky lastúrnika *Inoceramus* sp. Vyskytuje sa autigénny kremeň a ílovitá prímies. Prítomné sú vzácne malé obrysové rohovce.

Vek súvrstvia je vrchný berias, identifikované kalpionelidy indikujú zónu *Calpionellopsis*, podzónu *oblonga*.

77 sivé a tmavosivé slienité doskovité vápence („mraznické súvrstvie“) (?valangin – apt)

Zaberá výrazne najväčšiu plochu územia, tiahne sa v hrubom pruhu bez prerušenia od Bošáce po Adamovské Kochanovce. Napriek tomu bol v súvrství pozorovaný len jeden malý odkryv v záreze cesty na hrebeni Pod Drieňovou s vrstvami uklonenými na SZ. Súvrstvie vytvára veľké hromady sutiny a vzhľadom na to, že v tejto sutine sa viackrát vyskytli aj iné horniny (hlavne vápnité pieskovce ?albu), je možné domnievať sa, že jeho hrúbka je znásobená aj tektonickými procesmi, či už násunmi, alebo vrásovými deformáciami.

Litologicky ho možno charakterizovať ako sivé a svetlosivé ílovité kalové vápence s bielou patinou. Sú výrazne prežilkované, doskovité, so zvlňenými vrstvomými plochami (obr. 4.2.4A). Zriedka sú vápence škvrnité. Našli sa aj dve schránky belemnitov.

Began (1969) v nich zistil nasledujúce mikroorganizmy: *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH, *Tintinnopsella carpathica* (MURG. et FILIP.), *Remaniella cadischiana* (COLOM.), *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH) a *Nannoconus* sp.

Vek súvrstvia je pravdepodobne valangin – apt.

76 vápence, zväčša organodetrítické vápence (starší albu)

V rokline západne od Morského oka sa nachádza odkryv(?) sivého organodetrítického vápenca, ktorý tvorí lavicu hrubú asi meter a nachádza sa v miestach, kde by malo byť naokolo mraznické, prípadne osnické súvrstvie. Podobný odkryv v prostredí sedimentov kriedy vystupuje aj západne od Bošáce. V minulosti boli tieto vápence zaradené do barému (Kullmanová a Vozár, 1980), barému až aptu (napr. Zelman a Scheibner, 1960; Began, 1968; Hanáček et al., 1977), aptu až albu (Borza et al., 1980), prípadne do spodného albu (Salaj et al., 1992).

Ide o sediment svahovej fácie, ktorý má iný charakter ako tzv. urgónske vápence s. l. napr. na lokalite Manínska úžina. Mikroštruktúrne ide o intrabiosparit (*grainstone*). Vyskytujú sa náznaky mikrosparitovej základnej hmoty. Alochémy sú pomerne nevytriedené. Prítomné sú klasty karbonátov bez stratigraficky významných organických zvyškov. Ide prevažne o úlomky mikritu, niekedy s rekryštalizovaným detritom, resp. biodetritom, prípadne s autigénnym kremeňom.

Fosílie reprezentujú fragmenty ostnatokožcov so syntaxiálnymi lemami opticky zhodne dorastaného kalcitu, hrubostenných lastúrníkov, útržky rias, machoviek, *Pieninia oblonga* BORZA et MIŠÍK, osteň ježovky, výnimoční zástupcovia vápnitých dinoflagelát [*Cadosina semiradiata cieszynica* (NOWAK)], a hlavne z hľadiska vekového zaradenia sedimentu dôležité dierkavce reprezentované planktonickou aj benthickou zložkou. Z planktonických foriem boli identifikované *Blefuscuiana infracretacea* (GLAESSNER), *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI), *Ticinella madecassiana* SIGAL a *Ticinella* cf. *roberti* (GANDOLFI). Bentos repre-

zentuje okrem iných aj viacero zástupcov *Akcyaminuta* (HOFKER), *Dorothia oxycona* (REUSS), *Anomalina* sp., *Valvulina* sp., textularoidné a miliolidná forma a tiež vzácne časti schránok orbitolinidných dierkavcov. Vyskytuje sa glaukonit, pyrit a autigénny kremeň.

Vek vápencov je spodný alb.

75, 75a pieskovce, ílovce a zlepence („porubské súvrstvie“) (?alb až?)

Toto súvrstvie sa tiahne predovšetkým v úzkom pruhu v smere VSV – ZJZ od jv. svahov kóty Dúbravka po Adamovské Kochanovce. Vystupuje aj v podloží mraznického súvrstvia sz. od Ivanoviec na jv. hrebeni oblasti Pod Drieňovou, v oblasti Morské oko a vo väčšom množstve ho možno nájsť aj južne od Ostrej hory (357,9 m n. m.). Pozoruhodné je to, že ojedinelé výskyty sedimentov považovaných za súčasť tohto súvrstvia sa nachádzajú takmer v celom študovanom území, často len ako pár kameňov v sutine. Celkom bežne sa v teréne povalujú obliaky, ktoré môžu pochádzať z rozpadnutých zlepenčov. Odkryvy sa vyskytujú v závere doliny Haluzického potoka, tu sa vrstvy ílovcov ukláňajú na SZ (obr. 4.2.4B), a v rokline na lokalite Pod Oriekom jz. od Borotovca.

Ide o vcelku pestrý horninový komplex, ktorého litologické zloženie poukazuje na výraznú zmenu sedimentačných podmienok. Ide o flyšový súbor pozostávajúci zo striedajúcich sa vrstiev vápnitých pieskovcov, ílovcov a polymiktných zlepenčov.

Najviac sú pravdepodobne zastúpené pieskovce rôznych zrnitostných frakcií od jemno- až po hrubozrnné (obr. 4.2.4C). V sutine bývajú buď ováľané/zaoblené, alebo s veľmi rovnými plochami vrstiev. Vápnité ílovce možno zaznamenať skôr v ojedinelých odkryvoch (veľmi malých) ako v sutine, pričom boli pozorované vrstvičky od tenkých, lístkovito sa rozpadajúcich, až po zhruba 5 cm doštičky. Zlepence sa najčastejšie vyskytujú ako veľké balvany v miestach, kde súvrstvie vystupuje na povrch priamo in situ, na jednej lokalite sa nachádzajú aj v prirodzenom odkryve (obr. 4.2.4D). Tam, kde sa nachádzajú iba v sutine ďalej od zdroja, možno väčšinou pozorovať len samostatné obliaky veľkosti od pár centimetrov až do 30 cm, pričom najčastejšie ide o granitoidy a kremence. Našiel sa aj koralový vápenec veľkosti päste.

Pokiaľ ide o vek, Began (1968) uvádza zo žltkastých a zelenkavých slieňov s ojedinelými vložkami jemnozrnných pieskovcov *Hyperammina grzybowski* DYLAZANKA, *Ammodiscus incertus* (D'ORB), *Clavulina gaultina* MOROZOVA, *Ticinella roberti* (GANDOLFI) a *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI). Uvedené formy poukazujú na alb.



Obr. 4.2.4. A: Svetlosivý slienitý vápenec mraznického súvrstvia; porubské súvrstvie; B: ílovec; C: stredozrnný pieskovec; D: polymiktný zlepenec (foto M. Sentpetery).

74 brekciovitý bazalt (krieda) (iba v reze)

Bázické vulkanity opisali Kullmanová a Vozár (1980) ako *dezintegrované bazaltové lávy* a v ďalšom texte ako hyaloklastity (Kullmanová a Vozár, l. c.) alebo Hovorka a Spišiak (1988) ako *hyaloklastitové brekcie*. Na základe ich opisov sú nezvetrané a nealterované vzorky tmavosivej alebo tmavosivozelenej farby, ostatné alterované a zvetrané časti sú sivohnedé až svetlohnedé. Zvyčajne majú brekciovitú textúru s rovnomerne veľkými klastami (Kullmanová a Vozár, 1980) alebo s nerovnomerne veľkými klastami od 1 do maximálne 5 cm. Lokálne možno pozorovať náznaky gradačného usporiadania. Klasty sú tmavšie ako sivobiely karbonátový tmel. Sklovitá hmota, ktorá tvorí prevažnú časť vulkanitov, je devitifikovaná. Tvorí ju tmavosivý, lupeňovito zrnitý agregát sekundárnych minerálov (chlorit, sericit, karbonát a rudné minerály) (Hovorka a Spišiak, l. c.). Majú mandľovcovú, prípadne mandľovcovo-drobnoporfýrickú štruktúru. Výrastlice tvorí olivín (zvyčajne sekundárne premenený, spravidla chloritizovaný), pyroxén a v malom množstve aj amfibol alebo plagioklas. Vystupujú na kontakte s albskými slieňovcami v rokline západne od Bošáce (za bývalým židovským cintorínom). Na tejto lokalite boli donedávna pozorované v úlomkoch. Počas geologického mapovania sa však ich prítomnosť nepodarilo preukázať.

Bázické vulkanity zachytil aj vrt HB-2 (Haluzice) (Salaj et al., 1992) v dvoch intervaloch približne medzi hĺbkou 70 a 80 m. Presná hĺbka podľa zachovaných

opisov nie je jasná. Informácia o ich prítomnosti v detailných popisoch aj profiloch chýba. Objavujú sa iba v schematickom profile (Salaj et al., 1992, s. 24), v ktorom nie je možné presne určiť hĺbku. Vyššie situované menšie, tektonicky obmedzené teleso je opísané ako zelené žilkované bazické vulkanity, nižšie a hrubšie teleso ako „*ultrabázické vulkanity – hyaloklastity*.“ Vystupujú v kontakte s tmavými slieňmi, siltovcami a jemnozrnnými vápnitými pieskovecami albského veku. Rovnako ako hyaloklastity ich opisujú aj Hovorka a Spišiak (1988), nie je však jasné, či mali k dispozícii vlastný materiál a pozorovania, alebo iba preberali poznatky z práce Kullmanovej a Vozára (1980).

Vzhľadom na chýbanie presnejších petrografických opisov a akéhokoľvek fotografického materiálu nie je možné sa jednoznačne vyjadriť k faktu, či skutočne ide o hyaloklastity (vodou schladená a dezintegrovaná láva erupujúca na morskom dne) alebo iný typ vulkanizmu či subvulkanickej intrúzie. Brekciácia môže byť spôsobená aj mladšou tektonikou alebo kontaktom so zvodneným sedimentom pri intrúzii.

Hrúbka bazaltov je do 2 m. Ich vek na základe pozície vo vrstvovom slede je pravdepodobne alb alebo mladšia krieda. Bázika intrudujú, resp. sú v kontakte s horninami spodného albu (Kullmanová a Vozár, 1980; Salaj et al., 1992).

4.3. Manínska jednotka

Podľa Mahel'a (1948, 1978) sa na stavbe manínskej jednotky zúčastňujú viaceré súvrstvia od spodného liasu po apt. Za charakteristický znak, typický pre všetky manínske výviny, považuje zastúpenie hrubého komplexu spodnojurských piesčito-krinoidových vápencov s nálezmi „grypheí“ zo skupiny *Gryphaea arcuata* LAM., vývin titónskych a neokómskych slieňov s rohovcovými hľuzami a vývin urgónskych vápencov. Napriek tomu, že urgónske vápence s. s. sa nám nepodarilo nájsť, považujeme litologický komplex hornín vystupujúcich pri Skalke nad Váhom za manínsku jednotku. V pozícii chýbajúcich urgónskych vápencov v tejto oblasti vystupujú organodetritické až organoklastické vápence, podobné podhorským vápencom.

Sedimenty zaradené do manínskej jednotky v oblasti Skalky nad Váhom predstavujú viac-menej kontinuálny vrstvový sled od spodnej jury až do aptu (obr. 4.3.1). Spodná jura je zastúpená detritickými vápencami s navetranými zrnami kremeňa a nápadnými veľkými lastúrami tzv. grypheí, ktoré opisuje Mahel' (1978). Na digitálnej mape 1 : 50 000, ako aj rukopisnej geologickej mape Begana et al. (1993) sú tieto sedimenty zaradené do vrchného triasu drietomskej jednotky, azda pre ich nápadnú podobu s jemnozrnnými kremencami. Smerom do nadložia sedimenty prechádzajú do veľmi tenkej zóny pseudohľuznatých vápencov so sakokómovo-globochétovou mikrofáciou. Hrúbka sedimentov nedovoľuje ich

zakreslenie na mapovom obraze. Smerom do nadložia hľuznaté vápence prechádzajú do kalových, miestami až slienitých vápencov spodnej kriedy a pozvoľna prechádzajú do organodetritických až organoklastických vápencov aptu, tzv. podhorských vápencov. Sedimenty spolu tvoria relatívne strmú štruktúru uklonenú na JJV.

MANÍNSKA JEDNOTKA				
VEK			Litológia	Popis
KRIEDA	spodná	alb		71 – organodetritické vápence („podhorské súvrstvie“)
		apt	71	
		barém		
		hoteriv		
		valangin	72	
berias				
JURA	vrchná	titón		72 – ružové organodetritické vápence, kalpionelové vápence, slienité vápence s rohovcami – biomikritické hľuznaté vápence
		kimeridž		
		oxford		
stredná	kelovej			
	bat	73		
	bajok			
	álen			
spodná	toark		73 – piesčito-krinoidové vápence, „grypheové vápence“, krinoidové vápence	
	pliensbach			
	sinemúr			
	hetanž			

Obr. 4.3.1. Litostratigrafická schéma manínskej jednotky (zostavili I. Pešková a M. Sentpetery).

73 piesčito-krinoidové vápence, „grypheové“ vápence, krinoidové vápence [staršia jura (?sinemúr – ?lotaring)]

Vrstvový sled v oblasti Skalky nad Váhom sa začína piesčito-krinoidovými vápencami. Vystupujú na vrchole k. Kopec a ďalej sa tiahnu v jej severných svahoch nad diaľnicou D1 v úseku Skalka nad Váhom – Zamarovce.

Horniny sú sivobiele až sivohnedé, jemnozrnné až hrubozrnné, so žltkastou patinou (obr. 4.3.2A). Ojedinele možno pozorovať rohovcové polohy. Sú lavicovité, plocho uložené, so sklonom vrstiev na východ. Obsahujú veľa detritu, najmä kremenné zrná, ktoré sú na povrchu viditeľne navetrané. Kremenného detritu je také množstvo, že miestami má hornina charakter jemnozrnných kremencov. Ojedinele sme pozorovali organodetrit, najmä rekryštalizované klasty ?belemnítov.

Makroskopicky je možné vzácné nájsť fragmenty veľkých lastúr – *Gryphaea*? (obr. 4.3.2B, C).

Mikroskopicky ide o piesčito-krinoidový vápenec s fragmentmi hrubostenných lastúrníkov. Mikrofácia je echinodermátovo-lastúrníková. Niektoré časti schránok hrubostenných lastúrníkov dosahujú rozmery rudistovej veľkosti. Signifikantným znakom je nevytriedený klastický kremeň dominantne piesčitej frakcie. Rekryštalizované fosílie reprezentujú fragmenty článkov ostnatokožcov, hrubšiestenných až hrubostenných lastúrníkov, úlomky ramenonožcov, ojedinelej machovky, výnimočné filamente, bentické dierkavce, resp. časti ich schránok reprezentované *Involutina liassica* (JONES), *Frondicularia* sp., *Lenticulina* sp. a nodosaridnými a textularoidnými formami.

Vek vápencov je spodná jura, podľa Mahel'a (1978) sinemúr – lotaring.

Pri benzínovom čerpadle Zamarovce sú na poli úlomky bielych strednozrných krinoidových vápencov s ojedinelým výskytom glaukonitu. Tieto glaukonitové krinoidové vápence opisuje Mahel' (1978) v nadloží piesčito-krinoidových „grypheových“ vápencov. Okrem týchto úlomkov sme v štruktúrnom podloží piesčito-krinoidových a krinoidových vápencov našli v sutine čierne slienité vápence, mätko zvetrané, s bielou patinou, neškvrité. Je veľmi pravdepodobné, že sú najspodnejším členom spodnojurského súvrstvia manínskej jednotky.

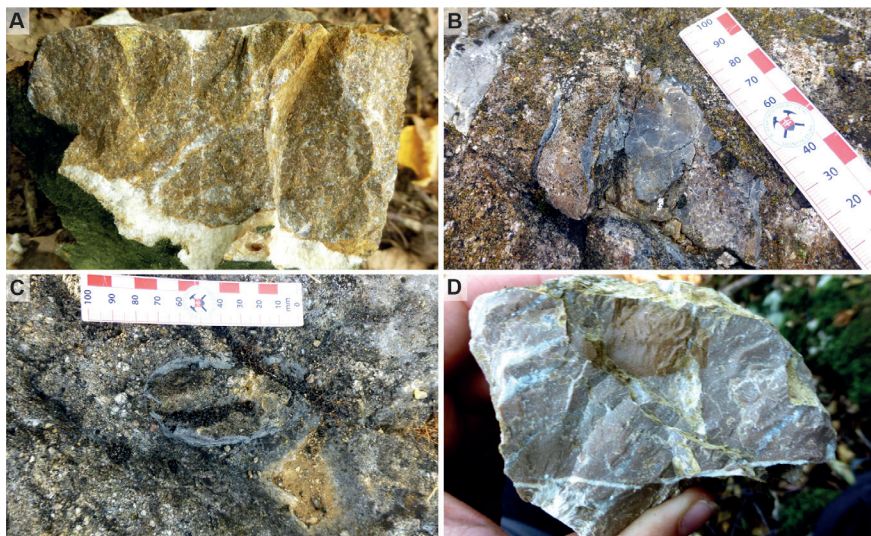
72 ružové organodetrické vápence, kalpionelové vápence, slienité vápence s rohovcami (mladšia jura – staršia krieda)

V severných svahoch k. Kopec sme pozorovali prechod z piesčito-krinoidových vápencov do **biomikritických vápencov**. Sú to ružovkasté až červené doskovité až lavicovité vápence (obr. 4.3.2D, 4.3.3B). Vápence sú pseudohľuznaté až hľuznaté (obr. 4.3.3A). Horizont s vrstvami hľuznatých vápencov je hrubý asi 2 – 4 m. Ich malá hrúbka, ako aj plošne obmedzený výskyt nedovoľuje ich zakreslenie ani na geologickej mape mierky 1 : 25 000. Mahel' opisuje červené hľuznaté vápence manínskej jednotky aj z oblasti Trenčianskych Teplíc (Mahel', 1948) a z oblasti Manína a Butkova (Mahel', 1978). Uvádza ich široký stratigrafický rozsah. V Butkove sa začínajú už v bate a v Soblahovskej doline dosahujú až berias. Charakteristická pre všetky stratigrafické horizonty je podľa Mahel'a (c. f.) globochétovo-globigerínovo-sakokómová mikrofácia.

Mikroskopické štúdium výbrusov hľuznatých vápencov poukazuje na sakokómovo-globochétovú, resp. globochétovo-sakokómovú mikrofáciu. Silno rekryštalizované fosílie reprezentujú okrem bežnej až hojnej *Globochaete alpina* LOMBARD pomerne bežné planktonické krinoidy rodu *Saccocoma* AGASSIZ, aj viac-menej bežné cysty vápnitých dinoflagelát, zastúpené hlavne *Colomisphaera tenuis* (NAGY), ako aj *Colomisphaera radiata* (VOGLER) a *Colomisphaera carpathica* (BORZA), fragmenty článkov ostnatokožcov, aptychy (vyskytli sa úlomky

impregnované minerálmi Fe), rádiolárie, niekedy s netradičnou mikritovou výplňou, ihlice spongií, *Didemnoides moreti* (DURAND DELGA) a benthické dierkavce (*Spirillina* sp., *Nodosaria* sp.). Prítomný je detrit, resp. biodetrit bez bližšej identifikácie.

Vek vápencov je stredný titón.



Obr. 4.3.2. A: Žltó-hnedé piesčito-krinoidové vápence spodnej jury (ssv. od k. Kopec); B – C: piesčito-krinoidové vápence so schránkami veľkých lastúrníkov, pravdepodobne „*Gryphaea*“ (k. Kopec); D: ružové biomikritické vápence v nadloží piesčito-krinoidových vápencov (foto I. Pešková).

V nadloží hľuznatých vápencov vystupujú svetlosivé až biele **kalpionelové vápence** (obr. 4.3.3D). Väčšinou sú doskovité až lavicovité. Vo vyšších častiach prechádzajú do slienitých doskovitých až bridličnatých vápencov s bielou patinou a mäkkým zvetraním. Vápence sú na niektorých miestach prerastené čiernymi rohovcami (obr. 4.3.3C). Vystupujú v odkryvoch najmä v severných svahoch k. Kopec, nad diaľnicou DI a vo forme mätko zvetraných úlomkov na vrcholovej plošine masívu Skalky nad Váhom spolu so sprašovou hlinou.

Mikroskopicky sa zistili zriedkavé fragmenty ostnatokožcov, ihlice spongií, rádiolárie, *Globochaete alpina* LOMBARD, benthické dierkavce, resp. časti ich schránok, *Spirillina* sp., *Patellina* sp., *Anomalina* sp., textularoidné a iné formy. Vyskytla sa ojedinelá, silno rekryštalizovaná schránka raného planktonického dierkavca, čiastočne ponorená v základnej hmote, a v neposlednom rade zle zachované cysty vápnitých dinoflagelát (*Colomisphaera* sp.).

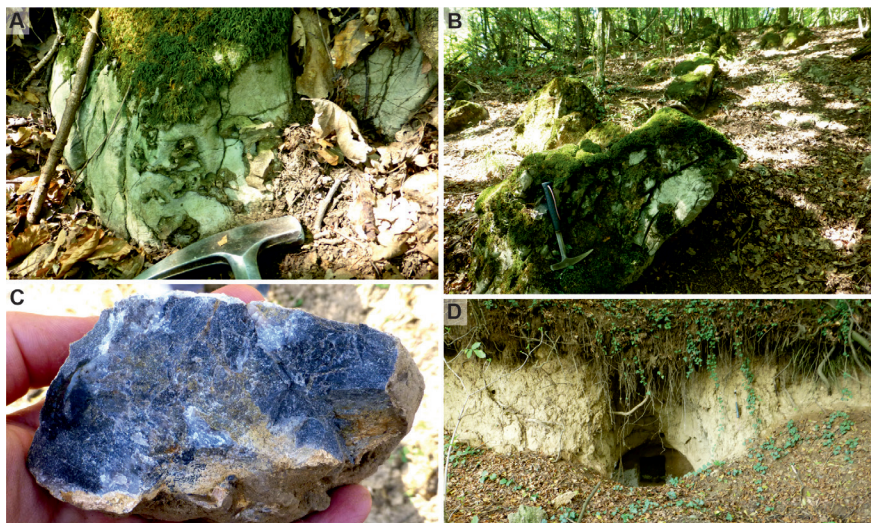
Vek vápencov je spodná krieda.

71 organodetrilitické vápence („podhorské súvrstvie“) [*staršia krieda (apt)*]

Opísané litologické sledy titónsko-neokómskeho veku pozvoľna prechádzajú do masívnych organodetrilitických až organoklastických vápencov. Vápencové komplexy tvoria morfológicky výrazné skalné útvary na východných svahoch masívu Skalky nad Váhom v okolí Kláštoriska (obr. 4.3.4B). Sú to vápence skôr masívne, aj keď ojedinele možno pozorovať náznaky plôch vrstvomitosti. Vápence sú hnedé, sivé, väčšinou však tmavosivé. Viditeľná je zrnitá štruktúra, pod lupou sú organodetrilitické až organoklastické, s gravelovou štruktúrou (obr. 4.3.4C). Obsahujú rohovce, ktoré však nie sú stratiformné, ale tvoria rôzne útvary od guľovitých až po vretenovité (obr. 4.3.4A). Veľmi často pozorujeme ich krasovatenie. Na vjv. svahoch masívu Skalky sú ich svahy pokryté vrstvou sprašovej hliny (obr. 4.3.4D). V dolinke s príznačným názvom Priepasť západne od Kláštoriska vznikol závrť v priemere asi 10 m.



Obr. 4.3.3. A: Ojedinelá hľuznatosť ružových biomikritických vápencov; B: neurčená schránka amonitu v biomikritických vápenoch; C – D: neokómske slienité vápence v nadloží ružových biomikritov (foto I. Pešková).



Obr. 4.3.4. **A:** Nepravidelné zhľuky rohovcov v organodetritických vápencoch podhorského súvrstvia; **B:** blokovité odkryvy v organodetritických vápenoch aptu – podhorské súvrstvie; **C:** tmavosivé organodetritické vápence aptu – podhorské súvrstvie; **D:** sprašové hľiny pokrývajúce vjv. svahy masívu Skalky nad Váhom (foto I. Pešková).

Fosílie reprezentujú fragmenty ostnatokožcov, *Globochaete alpina* LOMBARD, filamenty, zrejme vzácne úlomky lastúrníkov, benthické dierkavce, prípadne časti ich schránok *Spirillina* sp., *Patellina* sp., *Gaudryina* sp., *Anomalina* sp., *Meandrospira* sp., *Lenticulina* sp., *Fronicularia* sp., nodosaridné a textularoidné formy a cf. *Bolivinopsis* sp. Identifikované boli *Blefuscuiana* cf. *infracretacea* (GLAESSNER) a *Globigerinelloides* sp.

Vek vápencov je spodná krieda (najpravdepodobnejšie apt).

4.4. Tektonicky nezaradené litostratigrafické jednotky

Skupinu tektonicky nezaradených litostratigrafických jednotiek sme pôvodne vyčlenili v nepublikovanej správe ku geologickej mape 1 : 25 000 z juhozápadnej časti regiónu Biele Karpaty-sever (Pešková et al., 2018). Termínom tektonicky nezaradené litostratigrafické jednotky označujeme flyšové súvrstvie s vápencovými bradlami (obr. 4.4.1). Flyšové pieskovecovo-íllovcové súvrstvie obklopujúce vápencové bradlá vystupuje v limitnej pozícii, a to severne od drietomskej jednotky a južne od bradlového pásma. Bradlové pásmo chápeme v práci ako výrazný morfolitektonický fenomén Západných Karpát, ktorý sa nachádza medzi externidami a internidami Západných Karpát. Integrálnou súčasťou bradlového pásma sú jednotky oravika (napr. Andrusov, 1938; Birkenmajer, 1984; Maheľ, 1986; Mišík, 1997), zachované ako rôzne vývoje

jurských a kriedových hornín, ktoré boli odlepené od svojho substrátu. Pri tektonickej štrukturalizácii boli k bradlovému pásmu pričlenené/inkorporované aj externé časti príkrovej sústavy Vnútrotných Západných Karpát, tzv. pribradlová zóna (napr. manínska a drietomska jednotka v západnom úseku) (Maheľ, 1980).

Kontakt flyšového súvrstvia s bradlovým pásmom je takmer v celej dĺžke tektonický a/alebo tektonizovaný. V oblasti osady Zabudišová a obce Drietoma je možné z mapového pohľadu uvažovať o pokračovaní sedimentárneho sledu, no priame sedimentologické a stratigrafické dôkazy chýbajú. V dôsledku nedostatočného odkrytia nie je celkom zrejмый ani štruktúrny charakter tohto vzťahu. Je veľmi pravdepodobné, že flyšové súvrstvie je oddelené od bradlového pásma strmým zlomom. Kontakt flyšového súvrstvia s litofaciálnymi členmi, ktoré toho času považujeme za súčasť drietomskej jednotky, je tektonický. V žiadnom úseku sme nepozorovali priamy sedimentárny kontakt týchto litofaciálnych celkov.

Bradlá vystupujúce vo flyšovom súvrství sú veľké niekoľko metrov až stovky metrov. Niektoré bradlá sú pravdepodobne tektonicky inkorporované (?tektonické šupiny), niektoré pôsobia ako olistolity. V tesnej blízkosti jurských litofácií drietomskej jednotky vystupujú bradlá s vrstvom sledom *červených rádiolaritov*, *hl'uznatých vápencov* a *sivých kalových vápencov* (bradlá Skalka, dolina Bošáče; Pod Prchovou a Kováčová, Ivanovská dolina; k. Latovec-Hrabovka). Sú tektonicky výrazne deformované, až tak, že na niektorých miestach je veľmi náročné určiť nielen plochy vrstvitosti, ale aj litologickú náplň. Bradlá situované severnejšie sú spravidla väčších rozmerov a tvoria ich litologicky monotónne členy kriedových, výrazne *škvŕnitých vápencov* (Podskalčie – Pupnová, dolina Klanečnice, Kováčov vršok, dolina Chocholnice, západne od Hrabovky, v oblasti Družstevnej hory a k. 432 Mladé háje).

Štruktúrna aj tektonická pozícia flyšového súvrstvia je jednou z kľúčových otázok geologickej stavby západného úseku bradlového pásma. Predpokladáme, že časť tektonicky nezarađených litostratigrafických jednotiek prislúcha k centrálnokarpatským jednotkám a časť k bradlovému pásmu. Zaradenie flyšových a zlepecových facií s vápencovými bradlami je problematické z niekoľkých hľadísk. Popri samotnom štruktúrnom usporiadaní litostratigrafických jednotiek je to najmä výrazný tektonický postih zmapovaného územia. Nemôžeme obísť ani aspekt nedostatočného odkrytia územia, ako ani vzájomnú podobnosť pieskovcových variet vo zvetraninách. Na základe uvedených skutočností ostáva tektonické zaradenie aj štruktúrno-tektonická pozícia flyšového pásma na úrovni diskusie. Vzhľadom na názorovú evolúciu, ktorou opísané územie flyšového súvrstvia prešlo (pozri kap. *Prehľad výskumov*), ako aj kvôli zachovaniu vyššej miery objektivity sme sa rozhodli litostratigrafické členy opísať bez zaradenia k vyššej tektonickej jednotke.

Tektonicky nezaraďené litostratigrafické jednotky				
VEK			Litológia	Popis
KRIEDA	vrchná	mástricht		
		kampán		
		santón		
		koňak		
		turón		
		cenoman		
	spodná	alb		
		apt		
		barém		
		hoteriv		
		valangin		
		berias		
JURA	vrchná	titón		
		kimeridž		
		oxford		
	stredná	kelovej		
		bat		
		bajok		
		álen		
	spodná	toark		
		pliensbach		
		sinemúr		
		hetanž		

Obr. 4.4.1. Litostratigrafická schéma tektonicky nezaraďených litostratigrafických jednotiek (zostavili I. Pešková a O. Pelech).

70 škvŕnité vápence, bridlice („allgäuské súvrstvie“) [*?staršia jura (pliensbach – stredný toark)*]

Predstavujú ich rôzne fácie sivých škvŕnitých ílovitých vápencov a škvŕnitých bridlíc. Miestami obsahujú aj sivé silicity, zrnité/detritické (spravidla echinodermátové alebo spikulitové) vápence alebo detritické vápence s laminami silicítov. Bradlá tvorené allgäuským súvrstvom sa vyskytujú ojedinele a nie sú dobre odkryté. Odkryvy väčšinou absentujú, boli preto zmapované zo sutiny.

Horniny allgäuského súvrstvia vystupujú najmä v okolí Dolnej Súče a Hrabovky. Pri Dolnej Súči asociujú s rádiolaritmi. Niekoľko malých bradiel vystupuje aj

v doline Orechovského potoka. Spolu s rádiolaritmi predstavovali zriedkavý typ bradiel.

Vek súvrstvia na základe analógie je staršia jura (sinemúr – pliensbach). Priame paleontologické dôkazy o ich veku chýbajú. Nemožno sa oprieť ani o ich pozíciu vo vrstvovom slede, pretože tvoria spravidla izolované bradlá.

69 rádiolarity a rádiolárové vápence [*?stredná jura (mladší bat) až oxford*]

Tvoria ich sivé a sivozelené, menej červené rádiolárové vápence, rádiolárové silicity až Mn-rádiolarity. Nevystupujú ako samostatné bradlá. Nachádzajú sa v asociácii so spodnojurskými sivými škvrnitými vápencami allgäuského súvrstvia (bradlá pri Dolnej Súči) alebo so sivými slienitými vápencami spodnokriedového veku (bradlá v oblasti Drietomy a Ivanovskej doliny – Pod Prchovou). Vystupujú v oblasti Pod Prchovou severne od lokality Borotovec medzi Ivanovskou dolinou a Melčickou dolinou, z. a sz. od Drietomy na lokalite Kňažie hôrky, na svahu jz. od družstva Dolná Súča, jv. od Dolnej Súče a na lokalite Súdkové nad dolinou Orechovského potoka.

Vek na základe analógie je stredná až vrchná jura, priame biostratigrafické údaje chýbajú.

68 ružové a sivé doskovité kalové vápence s biodetritom, miestami hľuznaté (*?mladší bat – stredný titón*)

Litologicky predstavujú ružové a sivé kalové vápence, často s makroskopickým biodetritom alebo náznakmi hľuznatosti. Hľuznaté fácie sú porovnateľné s faciou *ammonitico rosso*. Na lokalite jv. od kóty Latovec (sz. od Hrabovky) sa našli aj neidentifikovateľné úlomky amonitov a lastúrnikov.

Vystupujú v oblasti kóty Skalka, z. od Zemianskeho Podhradia a v. od kóty Budišová južne od Zabudišovej, v oblasti Pod Prchovou a na lokalite Kováčová v Ivanovskej doline, j. od kóty 497 Malá Černatina (j. od Dolnej Súče) a jv. od kóty 469 Latovec (sz. od Hrabovky).

Vek vápencov na základe analógie bez biostratigrafických dôkazov je stredná až mladšia jura.

67 svetlosivé kalové vápence typu „biancone“, miestami s rohovcami (*?titón*)

Vápence sú sivé až biele, lavicovité až masívne, typu „biancone“. Majú charakteristickú belosivú patinu, lastúrnatý lom, obsahujú početné kalcitové žilky a stylolity. Pod lupou v nich možno pozorovať drobné prierezy rádiolárií. Zriedkavo obsahujú tmavosivé rozpukané, najmä kontúrové rohovce. Litofaciálne sú blízke typickému pieninskému vápencu (c. f. Birkenmajer, 1977, s. 97) alebo lučivnianskemu vápencu.

Vystupujú v južnejšej časti pruhu tektonicky nezarađených litostratigrafických jednotiek, napr. na z. hrebeni kóty Pod skalou pri osade Rolincová, pri kóte Skalka z. od Zemianskeho Podhradía, v oblasti Pod Prchovou, v oblasti kóty 434 severne od lokality Borotovec a v oblasti Lagin za Hájom, kde sú vápence výrazne rohovcové a doskovité. Plošne najväčšie výskyty sa nachádzajú z. od obce Skalka nad Váhom.

Vek bez biostratigrafických dôkazov na základe analógie je najmladšia jura, ?titón.

66 sivé škvrnité vápence (?staršia krieda)

Vápence sú kalové, sivé a zelenosivé, na čerstvom lome s charakteristickou svetlosivou patinou. Zvyčajne majú výrazné charakteristické škvrny (obr. 4.4.3B). Ojedinele možno nájsť aj jemne škvrnité alebo neškvrnité ekvivalenty. Vápence sú bez rohovcov. Viditeľný je systém paralelných kalcitových žíliiek, sporadicky je možné pozorovať aj stylolity a stopy po tlakovom rozpúšťaní, prípadne šmykové plochy zvýraznené tmavými minerálmi a/alebo ílom („mázdry“). Škvrnité vápence sú prevažne tenkodoskovité, prípadne doskovité až bridličnaté a zvrásnené.

Sivé škvrnité vápence vystupujú vo forme bradiel v pieskovcovom „flyši“. Tvorí buď samostatné bradlá, ktoré sú typické predovšetkým pre severnú (sz.) časť pruhu pieskovcového „flyšu“, alebo asociujú s červenými kalovými vápencami či svetlými kalovými vápencami typu „biancone“.

Mikroskopicky sú vápence charakterizované ako foraminifero- a rádiolá-riový biomikrit/biomikrosparit. Vyskytujú sa fosílné zvyšky rádiolárií, najmä spumeláriového typu, planktonické aj bentické dierkavce, úlomky echinodermát a sakokómy, ostne ježoviek a *Globochaete alpina* LOMBARD. Na základe identifikovaných planktonických dierkavcov *Blefuscuiana* cf. *infracretacea* (GLAESSNER) a *Blefuscuiana* cf. *aptiana* (BARTENSTEIN) boli škvrnité vápence zaradené do spodnej kriedy – barému (Hlohová, 545,2 m n. m.). Vo vzorke pochádzajúcej z bradla v. od Kováčovho vŕšku (dolina Chocholnice) bol na základe spoločenstva dierkavcov určený vek vrchný apt. Boli identifikované *Blefuscuiana infracretacea* (GLAESSNER), *Hedbergella* cf. *trocoidea* (GANDOLFI), *Globigerinelloides* sp., *Globigerinelloides aptiensis* LONGORIA, *Globigerinelloides* cf. *barri* (BOLLI, LOEBLICH et TAPPAN) a *Globigerinelloides ferreolensis* (MOULLADE).

Zo slienitých škvrnitých vápencov vystupujúcich v bradlách utopených v kriedovom „flyši“ nad Ivanovskou dolinou bola identifikovaná kalpionelidná mikrofauna s prierezmi *Calpionellites major* (COLOM), *Tintinopsella carpathica* (MURGENAU et FILIPESCU) a *Calpionellites darderi* (COLOM). Našla sa aj kadosina *Colomisphaera heliosphaera* (VOGLER). Uvedené spoločenstvo indikuje valanginský vek skúmaného bradla.

Vek vápencov je ?staršia krieda.

65 sivé organodetrilitické až organoklastické vápence (*mladší apt – alb*)

Samostatne vyčleniteľné útvary organoklastických vápencov sú natoľko malé, že vo väčšine prípadov sa nedajú v danej mierke čitateľne zobraziť. Reprezentaívne výskyty sú na mape zobrazené bodovou značkou. Vápence sú sivé až tmavosivé, húževnaté a tvoria masívne vrstvy. Na čerstvom lome sú zrnité a obsahujú kalcitové žilky. Makroskopicky pripomínajú bežné sivé stredno- až jemnozrné organodetrilitické vápence, podobné urgónskej fácií.

Organodetrilitické vápence vystupujú na viacerých lokalitách: j. svah lokality Jachtár z. od obce Drietoma, v oblasti východného rebra kóty Mlacovec nad Ivanovskou dolinou jv. od osady Zabudišová. V oblasti východného rebra kóty Mlacovec nad Ivanovskou dolinou vystupujú v odkryve v styku so sivými slienitými vápencami s rohovcami spodnokriedového veku a albsko-vrchnokriedovými pieskovcovým „flyšom“.

Mikroštruktúrne ide o intrabiopelmikrit, prípadne intrabiopelmikrosparit až intrabiosparit. Môžu sa vyskytovať aj klasty pochádzajúce z organodetrilitických vápencov s mikritovou základnou hmotou. Vzorka zo svahu lokality Jachtár obsahovala fragmenty planktonických redeponovaných orbitolinidných foraminifer (?barém – spodný apt). Vo vzorkách sa hojne vyskytovali úlomky hrubostenných lastúrníkov (rudisty) a dasykladálne riasy.

Vek vápencov na základe planktonických foraminifer z oblasti v. svahov kóty Mlacovec (určil Fekete, os. komunikácia) *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI), *Favusella washitensis* (CARSEY, 1926) a *Ticinella* sp. je barém – alb.

64 pieskovce, ílovce až bridlice, zlepenice (*alb – ?paleogén*)

Litostratigrafická jednotka napriek svojmu pomerne veľkému plošnému zastúpeniu nie je dostatočne odkrytá. Vzhľadom na charakter odkryvov a vystupovanie pieskovcov najmä vo forme intenzívne zvetraných úlomkov nie je možné vyjadriť vzájomný pomer ílovcov a pieskovcov. Prevládajúca ílovcová časť nad pieskovcovou je často v teréne zaznamenaná len neprítomnosťou pieskovcových úlomkov. Zriedkavé odkryvy (sz. od Drietomy) naznačujú, že pieskovce tvoria lavicovité až masívne vrstvy. Odlišný charakter malo súvrstvie v záreze cesty okolo kóty Budišová (južne od Zabudišovej) (obr. 4.4.8A, B). Tu je možné pozorovať striedanie doskovitých pieskovcov a vápnitých ílovcov. Pieskovce sú v prevahe nad ílovcami. V pieskovcoch na tejto lokalite bola identifikovaná prítomnosť fosfátového tmelu, ktorý môže naznačovať plytkovodný pôvod (Demko, 2020). Ojedinele (južne od Zabudišovej, zárez potoka západne od Zabudišovej, Techonovica sz. od Drietomy) boli pozorované sivé, zelenosivé až modrosivé ílovité až siltové bridlice až siltovce s lupeňovitým rozpadom (obr. 4.4.3A). Ílovce v oblasti južne od Zabudišovej je možné zobraziť aj v mapovom pohľade a sú bližšie opísané v ďalšom texte.

Pieskovce sú na čerstvom lome ocel'ovosivé alebo sivomodré, jemno- až hrubozrné, kremenno-karbonátové. Zvetrávajú do sivohneda až hneda (obr. 4.4.6B,

C, D). Lokálne boli v pieskovcoch pozorované sedimentárne štruktúry ako stopy po prúde na spodných vrstvových plochách (obr. 4.4.6A). Môže sa v nich vyskytovať aj rastlinná drvina. Z klastických minerálov prevláda kremeň, živce boli ojedinelé, rovnako ako sľudy. V oblasti obce Hrabovka vo vrte vyhlbenom s cieľom vybudovania studne boli pozorované aj čierne siltové bridlice až čierne jemnozrnné pieskovce.

Ojedinele sa našli siltové bridlice až siltovce. Sú sivozelené, s lupeňovitým rozpadom.

Vek súvrstvia je alb – mástricht – ?paleogén.

Informácie o veku súvrstvia sú fragmentárne. Began et al. (1993) zaradovali „flyšové“ súvrstvie so zlepenkami v skúmanom regióne do albu až turónu na základe mikrofauny dierkavcov. Albský vek potvrdzujú nálezy jz. od lokality Pod Čechovkou západne od Horného Orechového a s. od Zlatoviec (Salaj in Began et al., 1993, tab. 21 a 22). Z ílovcov až siltovcov na báze súvrstvia v jarku z. od Zabudišovej bola identifikovaná pravdepodobne preplavená fauna foraminifer vrchného aptu až albu (Józsa, osobná komunikácia). Z toho istého materiálu Dr. Žecová určila bohaté, ale málo diverzifikované spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu so zle zachovanými kokolitmi, v ktorom dominovali zástupcovia rodov *Watznaueria* a *Retecapsa*, dokumentujúce vek mladší koňak, zóna UC11 (Burnett et al., 1992) a CC 15 (Perch-Nielsen, 1985). Z oblasti j. od lokality Hradište z. od Zemianskeho podhradia bola identifikovaná mikrofauna mladšieho cenomanu (Józsa, osobná komunikácia). Z hrubozrnných pieskovcov v oblasti Chocholnianskej doliny j. od lokality Kamenná určil Köhler (osobná informácia) úlomok *Siderolites calcitrapoides* LEMARCK a úlomky orbitolidných foraminifer indikujúcich mástrichtský vek. Boorová (osobná informácia) z opakovaných zberov horninového materiálu z tejto lokality konštatovala početné fragmenty polámaných schránok *Inoceramus* sp., ako aj ďalších lastúrníkov, dierkavce, prípadne časti ich schránok, zastúpené hlavne rotaloidnými formami (*Rotalia* sp.), *Textulatia* div. sp., lagenidnými zástupcami (cf. *Lenticulina* sp., resp. *Robulus* sp.) a cf. *Marssonella* sp. Na základe mikrofaciálneho charakteru predpokladá paleogénny vek vzoriek (Boorová, osobná informácia).

64a zlepence

Zlepence tvoria ojedinelé polohy vo flyšovom súvrství, často sú zachované len vo forme rozvetraných obliakov (obr. 4.4.2A a 4.4.4B). Boli pozorované v doline Orechovského potoka s. od kóty Malá Černatina, kde sa vo svahu našli v rozsype obliaky svetlo- až tmavosivých jemnozrnných kremencov, obliaky kremenného porfýru a bližšie neurčených metamorfovaných hornín. Západne od Kľúčového sa našiel jemnozrnný polymiktný zlepenec s makroskopicky identifikovateľnými klastami karbonátov, žilného kremeňa, pestrých pieskovcov, bazických vulkanitov, metamorfovaných hornín (fylity, ruly) a granitoidov. V oblasti kóty 432 Mladé háje sa našli zlepence s klastami organogénnych vápencov (obr. 4.4.4C – D) a iných karbonátov. Klasty prevažne bielosivého kremeňa sú pekne opracované, s priemerom zhruba 1 až 1,5 cm, zatiaľ čo klasty s organogénnymi vápencami sú poloopracované až neopracované a dosahujú veľkosť v priemere až do 10 cm. Organogénne vápence predstavujú vápence urgónskeho typu (spodnokriedový vek až apt), čo by stratigraficky dokazovalo najnižšiu možnú vekovú hranicu (Boorová, osobná informácia). Okrem klastov kremeňa a organogénnych vápencov sa

vyskytli aj klasty napr. triasových vápencov, metamorfovaných hornín, pieskovcov a siliciklastík.

Zlepence situované v tesnej blízkosti drietomskej jednotky sú viac-menej polymiktné, s obsahom „exotického“, prevažne vulkanického materiálu (obr. 4.4.2A, B, 4.4.3D). V severnom okraji flyšového komplexu, ktorý sa stýka s horninami bradlového pásma s. s., v zlepencoch aj pieskovcoch prevláda kremenný materiál (obr. 4.4.2C, 4.4.3C, 4.4.4A). Na niektorých miestach bol priamy prechod so sivohnedého strednozrnného pieskovca a do jemnozrnného polymiktného zlepenca (obr. 4.4.2D). Veľkosť obliakov sa pohybuje v priemere od niekoľko centimetrov až do zhruba 30 cm. V pieskovcových, ako aj zlepencových horninách bol identifikovaný vulkanický materiál, ktorý vystupuje vo forme detritu. Prítomnosť eolického vulkanického materiálu sa nezistila. Svojím zložením zodpovedá bazaltom a ryolitom.

64b ílovce až bridlice (*vrchná krieda*)

Bridličnaté slieňovce/vápnité ílovce sú sivé až sivozelené, miestami škvrnité a rozpadavé. Ich výskyty sú v bazálnej časti súvrstvia pieskovcového „flyšu“, resp. na kontakte so spodnokriedovými slienitými vápencami kysuckej sukcesie, v oblasti zárezu potoka z. od osady Zabudišová (medzi kótami 498 Boháčovec a bezmennou kótou 484) a na lokalite Techonovica sz. od Drietomy. Pre svoj malý plošný rozsah nie sú znázornené na mape. Väčšie telesá zobrazené na mape, vystupujúce pravdepodobne uprostred pieskovcového „flyšu“, sa nachádzajú južne od Zabudišovej.

Vek na základe pozície vo vrstvovom slede je vrchná krieda. Priame paleontologické dôkazy o veku ílovcových telies vystupujúcich južne od Zabudišovej nemáme. Mladší cenoman bol potvrdený na základe mikrofauny dierkavcov z Hradištného vršku z. od Zemianskeho Podhradia (určil Józsa, osobná komunikácia), mladší koňak, zóna CC15, na základe nanoplanktónu zo zárezu potoka západne od Zabudišovej.

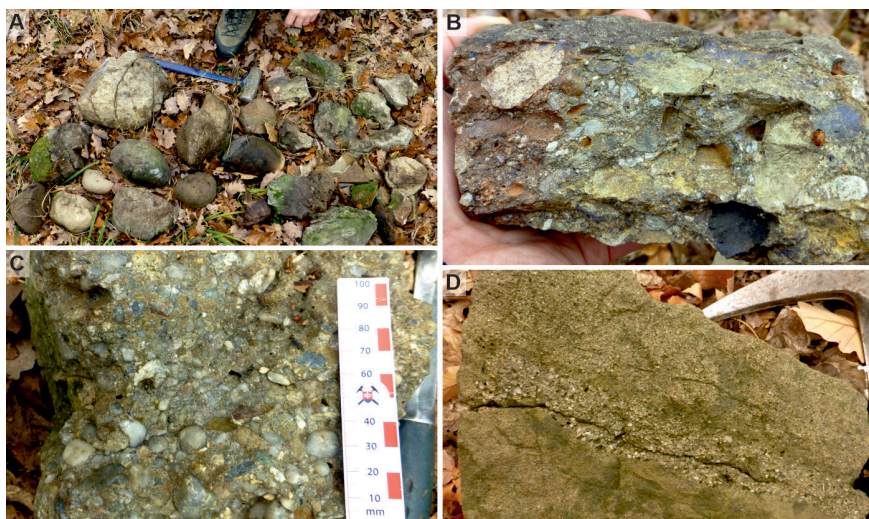
63 okrovo hnedé karbonátovo-kremenné pieskovce, ílovce až bridlice

V severovýchodnej časti územia sa objavujú pieskovce, ktoré možno makroskopicky odlíšiť od „klasických“ kremenno-karbonátových pieskovcov. Vystupujú najmä v okolí k. Čechovka, južne od Krasína (Dolná Súča), sz. a severne od Hrabovky a s. a z. od Trenčianskej Závady.

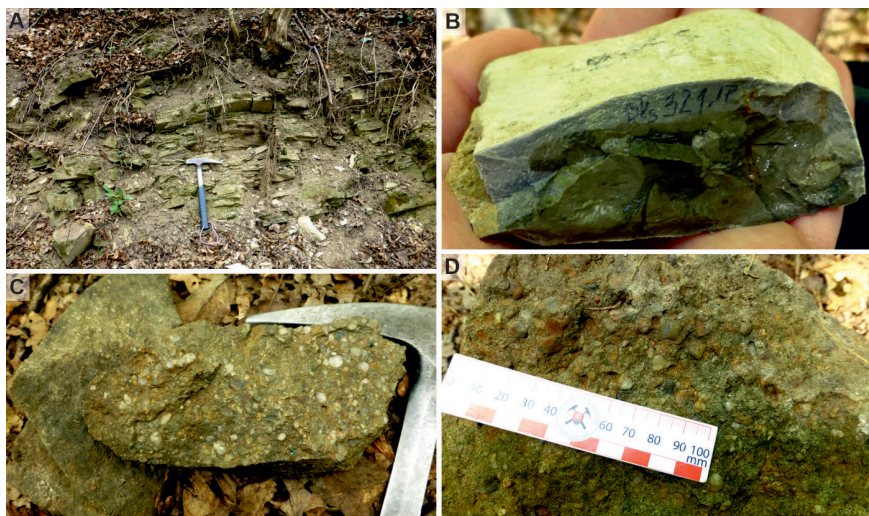
Pieskovce sú svetlohnedé až okrovo hnedé. Sú veľmi jemnozrnné, dobre vytriedené, prevládajú klasty kremeňa – karbonátovo-kremenné až kremenné pieskovce (obr. 4.4.5A). Po zvetraní majú okrovú patinu a akoby sférické odlupovanie, miestami možno pozorovať Liesegangove obrazce (obr. 4.4.5D). Sú podobné pieskovcom chabovských vrstiev, od ktorých sa však líšia väčšou litifikáciou. Obsahujú ílovité závalky, ktoré sú miestami úplne vyvetrané (obr. 4.4.5C).

Ojedinele je v nich možné sledovať lamináciu (obr. 4.4.5B). Zvetrané úlomky sa rozpadajú paralelne s vrstvitosťou na tenké doštičky (obr. 4.4.6B). Na plochách paralelných s vrstvitosťou sa vyskytuje rastlinná drvina a klastická slúda. Na spodných plochách možno pozorovať hieroglyfy (obr. 4.4.6A). Spolu s pieskovcami vystupuje aj silne ílovitá okrová zemina, z ktorej možno predpokladať, že ide o ílovcovo-pieskovcové súvrstvie. Ílovce pozorované v oblasti Dolnej Súče boli nevápnité, obsahovali rádiolárie. Nepodarilo sa z nich však získať biostratigraficky významné mikrofosílie ani nanoplanktón.

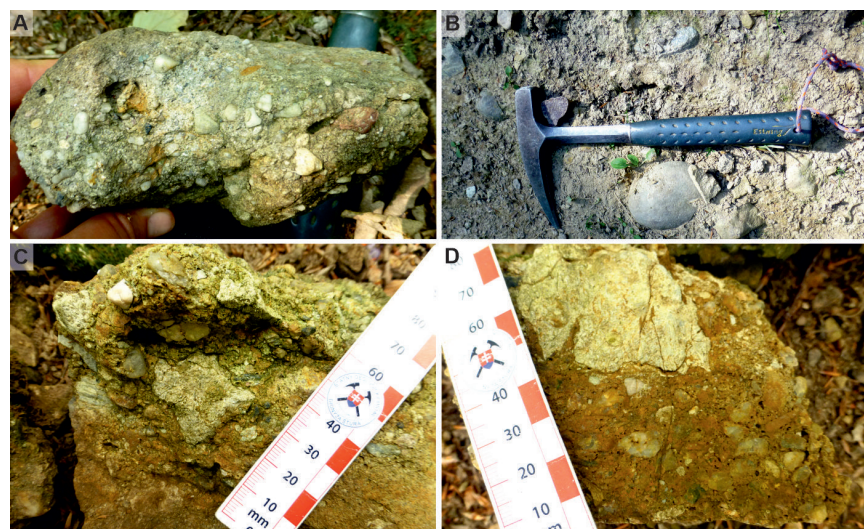
Vek nie je stratigraficky určený.



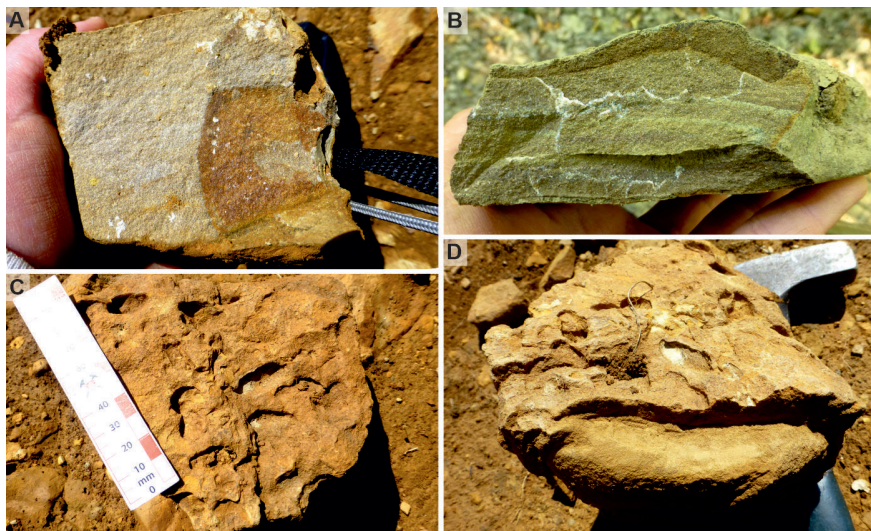
Obr. 4.4.2. **A:** Vyzbieraný „exotický“ obliakový materiál zo zlepenecov (Mlacovec, Zabudišová N 48,849 589°, E 17,852 047°); **B:** hrubozrný pestrý zlepenec (Pod Oriekom, v. od k. Lipka); **C:** kremenno-karbonátový zlepenec (Kamenná, dolina Chocholnice); **D:** kremenno-karbonátový pieskovec so zlepenecovou polohou (Kolková, Zabudišová N 48,860 317°, E 17,838 836°) (foto I. Pešková).



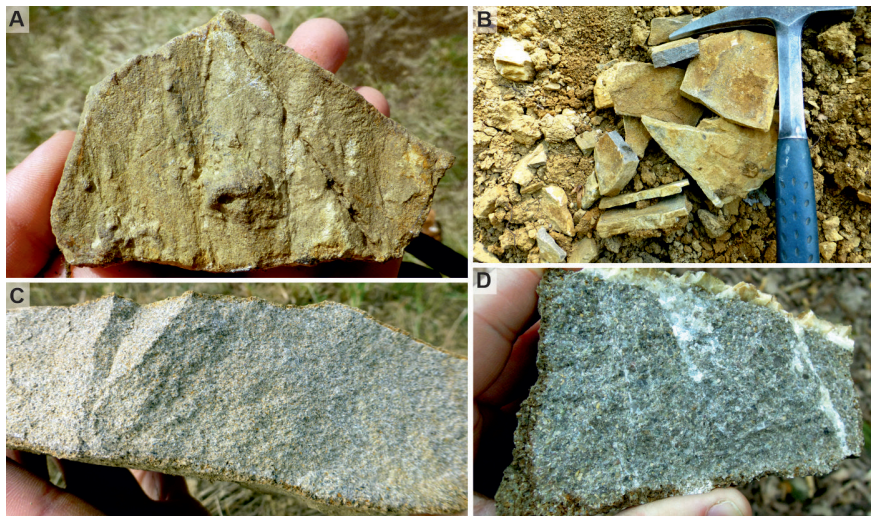
Obr. 4.4.3. A: Odkryv v pieskovo-ílovcovom súvrství (Skalka, Zemianske Podhradie); B: škvrnitý kalový vápenec z bradiel uprostred flyšového súvrstvia (Kováčov vŕšok, dolina Chocholnice); C: hrubozrné kremenno-karbonátové pieskovce až zlepenec s prevládajúcimi klastami bieleho a sivého kremeňa (južné svahy k. Chmeľnica); D: polymiktný zlepenec (sv. od k. 432,0 Mladé háje) (foto I. Pešková).



Obr. 4.4.4. A: Zlepenec s prevládajúcimi klastami kremeňa, litoklast červenej siliciklastickej horniny (sv. od k. Zlatovská Chotárna); B: zvetrané klasty/obliaky „exotických“ hornín vo svahu (s. od k. Veľká Černatina); C, D: zlepenec s klastami organogénnych vápencov (jv. od k. Mladé háje) (foto I. Pešková).



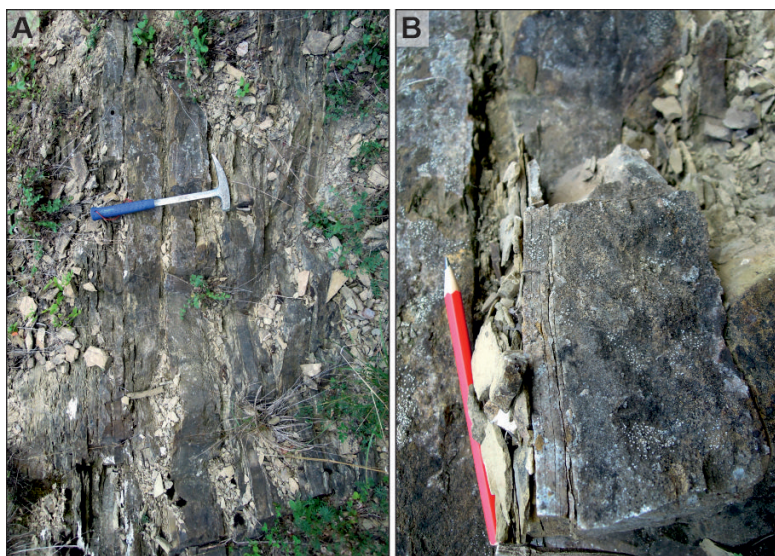
Obr. 4.4.5. **A:** Okrovo hnedé jemnozrnné kremenné pieskovce (j. od Krasína, Dolná Súča); **B:** laminované okrovo hnedé zvetrané pieskovce (okolie k. Čechovka); **C:** ilovité závalky a stopy po ich zvetraní (j. od Krasína, Dolná Súča); **D:** sférické odlupovanie pri zvetrávaní (j. od Krasína, Dolná Súča) (foto I. Pešková).



Obr. 4.4.6. **A:** Hieroglyfy na spodných plochách okrových pieskovcov (okolie k. Čechovka); **B:** charakteristický doštičkový rozpad pieskovcov (okolie k. Čechovka); **C:** typický čerstvý lom strednozrnného kremennokarbonátového pieskovca (Polníky, Dolná Súča); **D:** hrubozrnný pieskovec z oblasti južne od Zabudišovej (foto A, B – I. Pešková, foto C, D – O. Pelech).



Obr. 4.4.7. **A:** Kremenno-karbonátový pieskovec s náznakmi doskovitej odlučnosti (Techonovica, sz. od Drietomy); **B:** vystupovanie pieskovcov medzi lokalitami Techonovica a Kňažie hôrky (západne od Drietomy, žltá elipsa – kladivo ako mierka); **C:** prúdové stopy na spodnej vrstvovej ploche (Tlstá hora, dolina Chochoľnice); **D:** hrubozrnné doskovité pieskovce s organodetritom, z ktorých bol potvrdený mástrichtský až ?paleogénny vek (oblasť j. od lok. Kamenná v Chochoľnianskej doline) (foto O. Pelech).



Obr. 4.4.8. **A:** Drobnó vrstvený „flyš“ – striedanie vápnitých pieskovcov a ílovcov v záreze cesty južne od osady Zabudišová; **B:** detail na sukcesiu ílovec – pieskovec z predchádzajúcej lokality (foto O. Pelech).

4.5. Drietomská jednotka

Drietomská jednotka má v rámci regiónu pomerne veľké rozšírenie a je začlenená do štruktúry bradlového pásma, resp. pribradlovej zóny (sensu Mahel', 1980).

Sledovať kontinuitu vrstvomého sledu drietomskej jednotky tak, ako ho opísali Began (1969) a Rakús (1977) a jeho koncepciu upravili Hók et al. (2009), je v dnešnom štruktúrnom usporiadaní veľmi náročné. Litologické členy pokladané za drietomskú jednotku sa v danom území vyskytujú vo forme morfológicky výrazných bradiel tvorených vrchnotriasovými kremencami a/alebo vo forme vrchnojurských až spodnokriedových útržkov s absenciou strednojurských litologických členov a prítomnosťou pieskovcov z flyšového súvrstvia, tektonicky nezaradeného. V takejto štruktúrnej situácii nie je možné pozorovať ich priamy kontakt. Vzhľadom na útržkovité výskyty sedimentov priradených k drietomskej jednotke ani podrobné geologické mapovanie v mierke 1 : 10 000 neprinieslo relevantné dôkazy o kontinuite vrstvomého sledu. Na základe uvedených faktov považujeme za drietomskú jednotku vrstvomý sled v rozsahu vrchný trias až spodná jura (obr. 4.5.1). Vrchnojurské a spodnokriedové litostratigrafické členy, ktoré by mohli byť či boli považované za súčasť drietomského vrstvomého sledu, sú na predkladanej mape uvedené ako tektonicky nezaradené litostratigrafické jednotky (pozri kapitolu *Tektonicky nezaradené litostratigrafické jednotky*).

DRIETOMSKÁ JEDNOTKA			
VEK			Popis
JURA	stredná	bat	
		bajok	
		álen	
		toark	
	spodná	pliensbach	54 – škvrnitá vápence, bridlice („allgäuske súvrstvie“)
		sinemúr	55 – sivé organodetritické a krinoidové vápence so stratiformnými silicifikovanými vrstvičkami
		hetanž	56 – sivé doskovité až lavicovité kremité vápence
TRIAS	vrchný	rét	57 – tmavosivé piesk., sludnaté piesk. a lumachel. váp. 58 – pieskovce, bridlice, anoxický flyš
		norik	59 – lumachelové vápence („fatranské súvrstvie“)
		karn	60 – sludnaté okrové a hnedé jemnozrnné kremité pieskovce
			61 – pestré ílovité bridlice, karbonatické zlepence

Obr. 4.5.1. Litostratigrafická schéma drietomskej jednotky (zostavili I. Pešková, M. Sentpetery a M. Olšavský).

Vrchnotriasové a spodnojurské sedimenty drietomskej jednotky vystupujú v limitnej pozícii medzi integrálnymi jednotkami bradlového pásma na severe a centrálnokarpatskými jednotkami na juhu. Môžeme ich pozorovať na lokalitách Horné Malinné-Starý háj (k. 485), Jurákovci, Veľčický háj (k. 427), Horná brezi-

na, Veľkokochocholniansky háj (k. 340), Skalický vrch (k. 438), Brezina, Starý háj a Dománky a v oblasti Drietomy, približne po dolinu Bukovinského potoka. Od tejto línie je výskyt facií priradených k drietomskej jednotke obmedzený len na výskyt kremencov južne od bradla Krasín v okolí osady Polníky (Dolná Súča). Vyskytujú sa výhradne v úlomkoch bez akéhokoľvek kontextu s okolitými horninami. Spolu s úlomkami kremencov sme zaznamenali aj jeden ojedinelý výskyt organodetrického vápenca vrchného triasu (rét), ktorý však pre svoj rozsah výskytu nie je zobrazený na geologickej mape.

Súvrstvie „karpatského keuperu“

Súvrstvie karpatského keuperu vystupuje buď so spodnojurskými faciami, alebo samostatne. Litofaciálne je možné rozlíšiť kremencovú siliciklastickú faciú, pestré bridlice s vápencami a karbonatické zlepenice. V mapovom obraze faciálne rozdelenie súvrstvia nie je vždy možné. Pestré bridlice a karbonatické zlepenice boli zlúčené do jednej vysvetlivky. Kremencová časť tvorí výrazné morfológické bradlá. Súvrstvie karpatského keuperu bolo dokumentované na typovej lokalite Drietoma-Ostrá hôrka (384 m n. m.), kde sú dobre odkryté všetky tri litofácie (obr. 4.5.2A – D, 4.5.3A – D). Oblasť Šereného vrchu (445,6 m n. m.) je tvorená najmä kremencovou faciou, ojedinele možno pozorovať zmäkčenie terénu a drobné úlomky červených ílovcov v červenej ílovitej hline. Ďalší väčší výskyt litofácií karpatského keuperu je sv. od k. Bolovica (v. od obce Drietoma) v oblasti Čierne blato.

V minulosti sa v týchto horninách v skúmanom území ťažili aj šošovky sadrovcov (Andrusov, 1928, 1931, 1945b). Sadrovce sme dokumentovali v starom lome nad viaduktom diaľnice DI v lokalite Čierne blato jv. a v. od k. 287.

62 kremence a zlepenice (?norik)

Siliciklastické faciie zväčša vytvárajú výraznejšie elevácie, chrbty s lokálnymi kamenito-blokovými sutinami. Sú väčšinou masívne, menej často možno pozorovať vrstvitosť (lavica s pravou hrúbkou zhruba 40 cm) (obr. 4.5.2A). Obliakový materiál je niekedy imbrickovaný (obr. 4.5.2B). Najfrekvencovanejšie sú hrubozrnné siliciklastické faciie v podobe štruktúrne nezrelých kremenných zlepenčov s klastami bežne okolo 1,5 – 2 cm, menej časté sú 5 – 10 cm obliaky (obr. 4.5.2C, D, 4.5.5A). Kremenný klastický materiál pozostáva najčastejšie z mliečnobieleho, často zo sivého, menej červenkavo zafarbeného kremeňa. V hrubozrnných keuper-ských pieskovochoch až drobnozrnných zlepenchoch boli identifikované intraklasty zelených prachovcových bridlíc, ktoré po navetraní vytvárajú v pieskovochoch systém dutiniek (severný hrebeň Šereného vrchu).

Mikroskopicky predstavujú hrubozrnné a strednozrnné, mierne až veľmi dobre vytriedené subarkózy (vulkanický arenit). Sú bohaté na monokryštalický kremeň (od 49,6 – 62,9 %), menej na polykryštalickú varietu (10 – 34,6 %). Zachovali

sa zrná plagioklasov (3,9 – 7,9 %) a draselných živcov (2,5 – 4,7 %). Klastické sludy sa vyskytujú len zriedka (1 – 2,2 %). Litické úlomky sú zastúpené kyslými vulkanitmi, fylitmi, rulami, siltovcami a pelitmi. Akcesorické minerály boli zastúpené rôzne opracovanými, ale aj morfológicky ohraničenými zirkónmi, menej turmalínmi.

Najkrajšie odkryvy v hruboklastických faciách, kremenných zlepencoch, sú v masíve Veľčický háj s kótou 427 a pokračujú sz. smerom na Veľkochocholniansky háj a Skalický vrch. Plošne najvýznamnejší je karpatský keuper prítomný v masíve Šereného vrchu (445,6 m n. m.) a v oblasti Čierne blato.



Obr. 4.5.2. A – D: Kremence vrchného triasu drietomskej jednotky (karpatský keuper) (foto A, B, D – I. Pešková, foto C – M. Olšavský).

61 pestré ílovité bridlice a karbonatické zlepence (?*norik*)

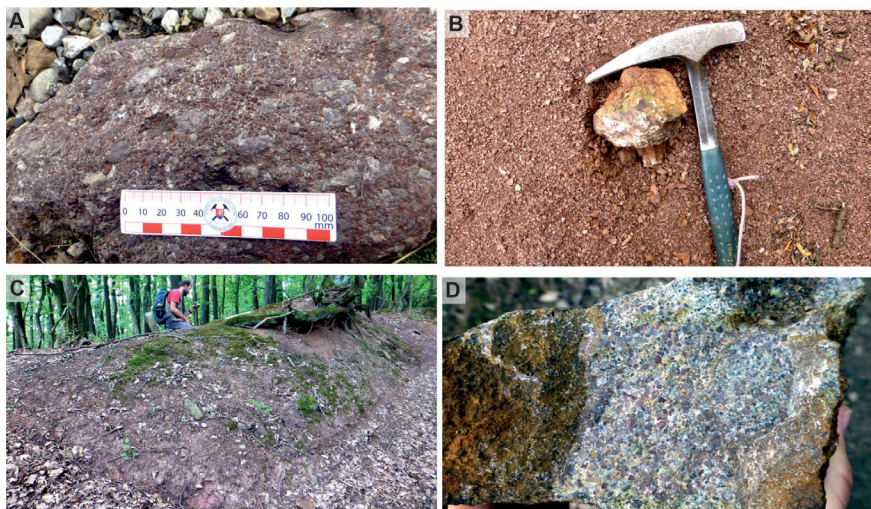
Pestré ílovité bridlice boli zdokumentované v odkryve v masíve Ostrej hôrky, inak sa vyskytujú len vo forme drobučkých, milimetrových úlomkov v sutine. Zriedkavo presahujú centimetrovú veľkosť. Ich prítomnosť často prezrádza hnedočervené zafarbenie hliny (obr. 4.5.4C). Typová lokalita pestrých bridlíc s klastickými vápencami a karbonatickými zlepencami karpatského keuperu drietomskej jednotky je drietomé bradlo (Ostrá hôrka, 384 m n. m.) (obr. 4.5.3A – D, 4.5.4A, B). Nachádza sa ssz. od obce Drietoma v záreze poľnej cesty smerom na sever. V rámci súvrstvia sú na lokalite dominantné piesčito-ílovité tmavočervené až fialové bridlice (obr. 4.5.3A, B, 4.5.4B), ktoré sprevádzajú svetlosivé vrstvité jemnozrné kremence. V ílovcach sa nachádzajú hľuzovité závalky klastických

vápencov (obr. 4.5.4B). Významným a do istej miery aj určujúcim členom súvrstvia karpatského keuperu drietomskej jednotky sú farebné, pestré karbonátové brekcie a zlepence (obr. 4.5.3A – D). Boli zaznamenané v jz. časti regiónu na lokalite Kobelová v doline Chocholnice (vjv. rameno Velčického hája, 427 m n. m.), kde vystupujú sivozelenkavé a miestami aj červené zlepence (obr. 4.5.3D). V severovýchodnej časti regiónu vystupujú karbonatické brekcie na dvoch miestach – v drietomskom bradle v masíve Ostrej hôrky (obr. 4.5.3C, 4.5.4A) a na lokalite Čierne blato južne od k. 377,4 (obr. 4.5.4D). Na oboch lokalitách vystupujú červenofialové variety karbonatických zlepenčov. Mikroskopicky ob-

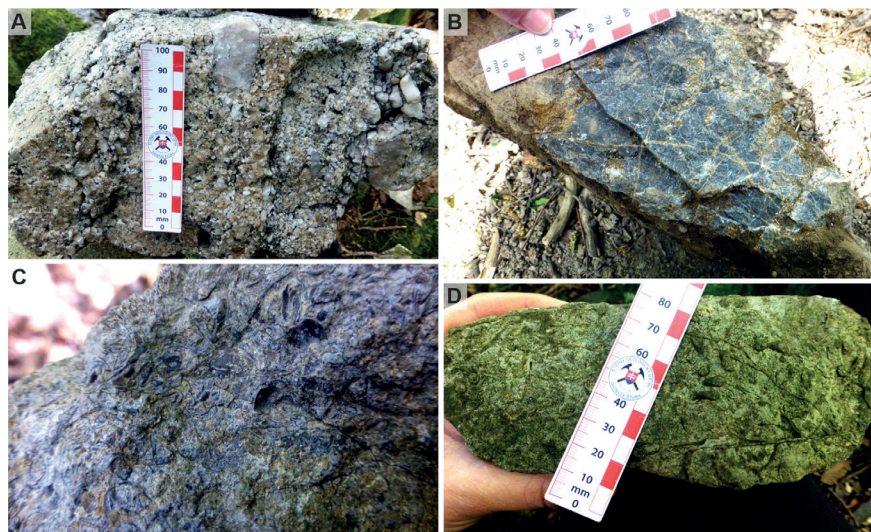
sahujú úlomky karbonátov a sú prevažne mikritového, menej mikrosparitového charakteru. Ide o úlomky vápencov a dolomitov. Intenzita limonitizácie pri jednotlivých klastoch je rôzna. Niektoré klasty majú len výrazný lem okolo zrna, pri iných postupuje limonitizácia smerom dovnútra klastu. Menšie zrná karbonátov sú často úplne limonitizované – opakové. Vnútri týchto klastov sú často pukliny vyplnené žilným kalcitom. Väčšie zrná karbonátov odolali limonitizácii. Namiesto lemov limonitu majú však okraje ob-
 rastané sparitovým cementom. Medzizrnové priestory sú vyplnené kalcitovým cementom – spari-



Obr. 4.5.3. Litofaciálne členy charakteristické pre vrchný trias (súvrstvie karpatského keuperu) drietomskej jednotky: **A – B:** vrstvy karbonatických zlepenčov v pestrých bridliciach (Ostrá hôrka); **C – D:** pestré karbonatické zlepence (C – E: Ostrá hôrka, D: Kobelová) (foto A, B – I. Pešková, foto C, D – M. Olšovský).



Obr. 4.5.4. Litofaciálne členy charakteristické pre vrchný trias (súvrstvie karpatského keuperu) drietomskej jednotky. **A:** Pestré karbonatické zlepence (C – E: Ostrá hôrka, D: Kobelová); **B:** závalky klastických vápencov v bridliciach (Drietomské bradlo); **C:** červenkastá hlina s úlomkami kremencov, charakteristická pre pestré bridlice (Čierne blato, j. od k. 377,4); **D:** pestré karbonatické zlepence vystupujúce spolu s červenou ílovitou hlinou na lokalite Čierne blato (j. od k. 377,4) (foto I. Pešková).



Obr. 4.5.5. **A:** Ružovkasté, slabo vytriedené kremence s „utopenými“ klastami kremeňa do veľkosti až 5 cm (južné rebro Šereného vrchu); **B – D:** rôzne variety tmavosivých organoklastických až lumachelových vápencov rétu (foto I. Pešková).

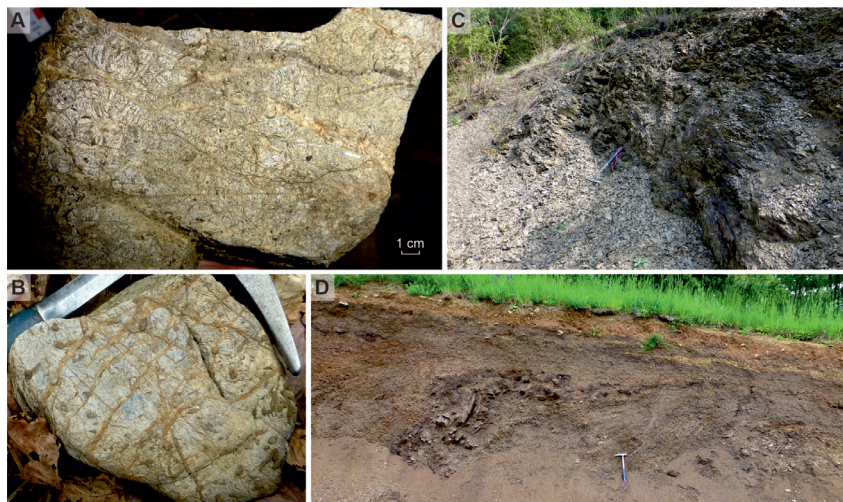
tom. V sparite môžeme pozorovať drobné ostrohranné klasty monokryštalického kremeňa.

Vek je norik.

60 sľudnaté okrové a hnedé jemnozrnné kremité pieskovce (Šerený vrch, Brezinka) (?mladší trias – ?staršia jura)

Okrové kremité pieskovce sa vyskytujú prevažne v sv. časti regiónu, v jz. časti bol ich výskyt zaznamenaný len pár úlomkami v oblasti Breziny (sz. od Chocholnej-Velčíc). Litofácia vystupuje výhradne vo forme úlomkov, odkryvy v nich neboli pozorované. Viazu sa na výskyty kremencov alebo kremitých zlepcov karpatského keuperu a organodetritických vápencov rétu. Ich stratigrafická pozícia je toho času daná konvenčne medzi tieto dve litofácie. Je možné, že ide o súčasť súvrstvia karpatského keuperu, ale vzhľadom na to, že je možné litofáciu zmapovať, priestorovo ohraničiť a oddeliť od karpatského keuperu, pieskovce vyčleňujeme ako samostatnú litofáciu. Pripúšťame aj možnosť, že by kremité pieskovce mohli patriť ku grestenským vrstvám.

Grestenské vrstvy a históriu terminológie opísal v stratigrafickom slovníku Andrusov (in Andrusov a Samuel, 1983). Poznamenal, že používanie termínu by sa malo viazať na používanie kontinentálnych sedimentov, ako bol definovaný z alpskej literatúry (Trauth, 1909). Litologický opis grestenských vrstiev vo vysvetlivkách k regiónu Stredného Považia (Mello et al., 2011) však korešponduje s marinými fáciami (hrubozrnné polohy s lumachelami). Ich opis sa teda viac podobá na opis kopieneckých vrstiev. Salaj et al. (1992) uvádzajú, že v drietomskej jednotke ide o súvrstvie odlišné od grestenskej fácie.

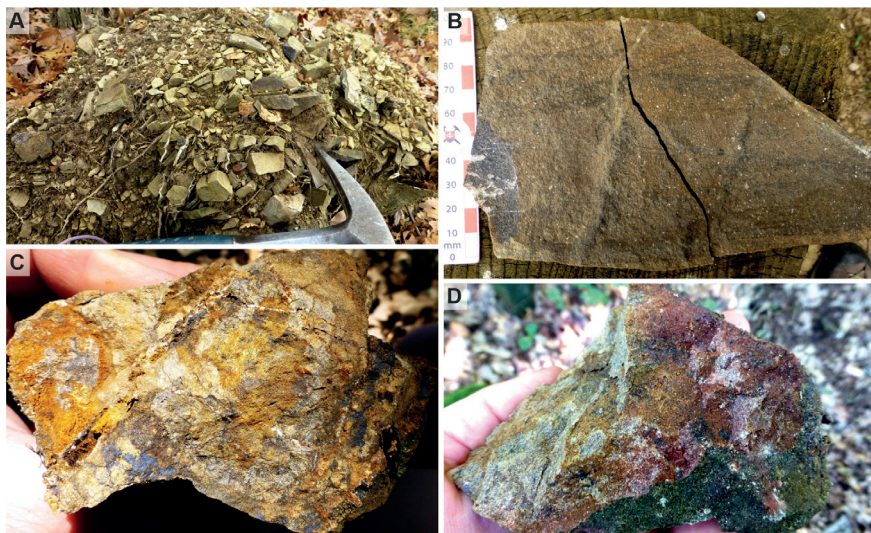


Obr. 4.5.6. Litofaciálne členy charakteristické pre spodnú juru drietomskej jednotky. **A,** **B:** Lumachelový vápenec, rét (Drietoma-Dúbrava); **C:** sivé až tmavosivé siltové bridlice s lupeňovitým rozpadom (zárez poľnej cesty s. od Drietomského bradla); **D:** tenkovrstvovitý zvrásnený anoxický flyš, kopienecké súvrstvie (Starý háj, Ivanovská dolina) (foto I. Pešková).

Hnedé/okrové kremité pieskovce boli pozorované na južných svahoch Šereného vrchu (k. 445,6), kde sú v kontakte s organodetrítickými až organoklastickými vápencami rétu a kremencami karpatského keuperu v obrátenej tektonickej pozícii. Boli dokumentované aj na k. Starý háj (k. 346,8), kde pieskovce vystupujú v štruktúrnom podloží kremencov karpatského keuperu a v nadloží škvŕnitých vápencov spodnej jury.

Pieskovce sú jemnozrnné, kremité, veľmi dobre vytriedené a zväčša zvetrané. Sú hnedé až okrové, s okrovou až atramentovou patinou (obr. 4.5.7C). Ojedinele bolo pozorované zvetranie do zelenkava až červenohneda (obr. 4.5.7D). V niektorých úlomkoch sa vyskytuje na povrchu sľuda v takom množstve, že pieskovce sú akoby lesklé, ale nie je problém nájsť aj kusy bez klastickej sľudy. Pre tieto pieskovce je charakteristická veľmi slabá reakcia na HCl.

Vek pieskovcov je ?vrchný trias – ? spodná jura.



Obr. 4.5.7. A: Sutina typická pre kopiencke súvrstvie (Starý háj, Hradnianska dolina); B: sľudnatý jemnozrnný pieskovec spodnej jury (Zemianske Podhradie); C – D: jemnozrnné okrové/hnedé kremité pieskovce s atramentovými a červenkastými nátekmi (napr. jjv. svahy Šereného vrchu) (foto I. Pešková).

59 lumachelové vápence („fatranské súvrstvie“) (réť)

Began et al. (1980) opisujú horniny rétu ako súvrstvie sivých bridlíc s tyčinkovitým rozpadom, uprostred ktorých sú polohy lumachelových vápencov, napr. na lokalite Starý háj (k. Ivanovská dolina, juhozápadná časť regiónu). Na takto označených lokalitách sme zaznamenali len flyšové súvrstvie s prevahou bridlíc s tyčinkovitým rozpadom, ktoré však nápadne pripomína litofaciálnu náplň

kopienického súvrstvia. Nami zistené výskyty lumachelových vápencov rétu sú výhradne vo forme úlomkov/balvanov (miestami až platne zhruba 30 x 30 cm) a vytvárajú sutinu – vystupujú výhradne spolu so siliciklastickými horninami, buď s kremencami, alebo kremitými sľudnatými pieskovecami. Vo väčšom množstve sa vo forme úlomkov tiahnu v jz.-sv. orientovanom pruhu južne od k. 445,6 Šerený vrch a v oblasti Čierneho blata. Lumachelové vápence rétu možno nájsť v ojedinelých úlomkoch takmer v celom vystupovaní drietomskej jednotky, najvýchodnejší výskyt vápencov je v oblasti Dolnej Súče-Polník jjv. od k. 428,4.

Výskyty rétskych vápencov považujeme za dôležitú až určujúcu súčasť vrstvomého sledu drietomskej jednotky, preto niektoré dôležité výskyty boli na mapovom obraze nadhodnotené, iné minoritné výskyty nebolo možné zobraziť samostatne.

Vápence sú tmavosivé až čierne, s bielou patinou (obr. 4.5.5B), na navetranej ploche možno voľným okom pozorovať zvetrané bioklasty (obr. 4.5.5C, D, 4.5.6A, B). Mikroskopicky ide o mikrit/mikrosparit, lokálne až o sparit. Dominantne sa vyskytuje zmes fosílnych zvyškov. Organické zvyšky reprezentujú najmä *Bacinella irregularis* RADOIČIĆ, rep. fragmenty *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI). Zastúpené sú úlomky ostnatokožcov, z ktorých niektoré patria fosiliám s veľkými rozmermi, schránky ulitníkov, hrubostenných i tenkostenných lastúrníkov, hladkostenné *Ostracoda* div. sp., ojedinelý osteň ježovky, fragment riasy a v neposlednom rade dierkavce, ktoré sú rozhodujúce z hľadiska stanovenia veku sedimentu. Ide hlavne o *Angulodiscus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN), *Angulodiscus* sp. a sesílné dierkavce *Planinivoluta* sp.

Vek sedimentov je rét.

„Kopienické súvrstvie“

Spodnojurské sekvencie drietomskej jednotky sú litofaciálne veľmi pestré. Je komplikované rozčleniť ich do súvrství etablovaných v centrálnokarpatských jednotkách, nepochybne aj v dôsledku zlého odkrytia terénu. Časť sedimentov spĺňa kritériá, na základe ktorých by bolo možné ich nazývať kopienickým, časť trlenským súvrstvím, časť grestenskými vrstvami a úplne typické tu nie je ani allgäuske súvrstvie. Prikláňame sa skôr ku kopienickému súvrstviu, ale kvôli zachovaniu objektivity určitého stupňa poznania zobrazujeme zmapované subfácie spodnej jury drietomskej jednotky aj osobitne. Superpozícia aj geologické hranice jednotlivých vyčlenených spodnojurských facií sú na mnohých miestach dané konvenčne, vychádzajúc z úlomkového materiálu.

58 pieskovce, bridlice, „anoxický flyš“ (staršia jura)

Pribúdanie karbonátovej zložky a jemnozrnných prachovcovo-ílovcových polôh spôsobuje, že v odkryvoch horniny nadobúdajú charakter flyšovej sedimentácie (obr. 4.5.6D). Litologická variabilita je tu značná. Pieskovce s karbonátovým

cementom prechádzajú až do piesčitých vápencov, kde vytvárajú polohy s hrúbkou do 10 cm v prachovcovo-piesčitých bridliciach (tenkodoskovité karbonátové pieskovce). Niekedy sú vrstvy vyložene tvrdé, húževnaté, s lastúrnatým lomom, od sivých do zelenosivých odtieňov. Často sa rozpadajú na nepravidelné kocky (obr. 4.5.7A). Takýto typ obsahuje častejšie laminácie, ktoré sú dobre viditeľné na navetraných plochách (na JZ od k. Urbanová). Na spodných plochách pieskovcov možno ojedinele nájsť bioturbácie (k. Urbanová) (obr. 4.5.7B). Na lokalite Poprudie (na Z od Drietomy) sa nachádza asociácia tmavé pieskovce s klastickou sľudou, sivé kremence a čierne prachovcové bridlice.

Na ostatných lokalitách, pokiaľ sú vyvinuté ílovce, sú intenzívne prevrásnené a silne rozpadavé (Starý háj, Ivanovská dolina) (obr. 4.5.6C, D). Bridlice majú obvykle tmavosivú až sivú farbu a lístkovitý až tyčinkovitý rozpad (obr. 4.5.7A). Krinoidový detrit v podobe polôh v prachovcových karbonátoch sa objavuje nepravidelne (napr. lokalita na V od osady Jurákovci alebo 460 m na JJV od Veľčického hája). Tam, kde obsah karbonátov výraznejšie prevažuje nad siliciklastickým materiálom, boli priamo v odkryve pozorované prechody do škvrnitých facií tzv. „fleckengerlu“ (obr. 4.5.9D). Takýto typ sedimentov sa objavuje pomerne často spoločne s „kopieneckou faciou“. Ich rozčlenenie na kopienecké alebo allgäuske súvrstvie je urobené konvenčne. Na mape je zohľadnené pomerné zastúpenie úlomkov konkrétnej fácie.

Vek bez paleontologických dôkazov na základe analógie s inými územiami je spodná jura.

57 tmavosivé pieskovce, sľudnaté pieskovce a lumachelové vápence (*hetanž* – *sinemúr*)

Extrémne sľudnaté pieskovce spolu s výskytom lumachelových vápencov (spodná jura – *hetanž*) vystupujú na plošne obmedzenom území. Možno ich pozorovať z. od Drietomy na lokalite Poprudie a v nesúvislých útržkoch zakrytých kvartérnym pokryvom v. od obce Drietoma: polia a lúky jz. od k. 366 Bolovica a jv. od cintorína v Drietome. Podobnú faciú je možné sledovať aj v úlomkoch na ssv. svahoch Ostrej hory. Tu však vystupujú vo veľmi malom množstve len lumachelové vápence, sľudnaté pieskovce chýbajú. V úlomkoch sa vyskytujú jemnozrné karbonátové pieskovce. Vzhľadom na to, že extrémne sľudnaté pieskovce je možné plošne identifikovať a vyskytujú sa spolu s lumachelovými vápencami, ktoré s klasickou kopieneckou faciou nepozorujeme, vyčleňujeme ich ako samostatnú faciú spodnej jury „kopieneckého súvrstvia“ drietomskej jednotky.

Pieskovce sú jemnozrné, doskovité, s pomerne bežnými hieroglyfmi na spodnej ploche (obr. 4.5.8B). Sú sivé, jemne laminované a vápnité. Charakteristickým znakom je extrémne množstvo sľudy, prítomné v celej hornine, nielen na plochách vrstvovitosti (obr. 4.5.8A). Ojedinele možno pozorovať rastlinnú drvinu. Vápence sú sivé až tmavosivé, so žltkastou patinou. Zjavná je piesčitá prímes, na navetra-

ných plochách možno pozorovať vyvetrané zrná kremeňa. Bežná a charakteristická je prítomnosť veľkých lastúrnikov a čierne zhluky pravdepodobne ?fosforu (obr. 4.5.8C, D). Pod lupou sú čiastočne viditeľné aj oolity. Charakter horniny pripomína prechod z lumachelových vápencov rétu do spodnojurských lumachel.

Mikroskopicky majú vápence lastúrnikovo-echinodermátovú mikrofaciu. Nevytriedený materiál (niekedy inklinuje až k rudistovej veľkosti) je usporiadaný chaoticky. Rekryštalizované fosílie reprezentujú fragmenty hrubostenných lastúrnikov, v rámci nich časti schránok *Inoceramus* sp. a ostnatokožcov. Bežná je prímes nevytriedeného, undulózne zhášajúceho kremeňa piesčitej frakcie. Niekedy tvorí kvázi akumulácie, sústredené viac-menej v „nepravidielných, neúplných mikrolaminách“. Prítomný je aj vzácny autigénny kremeň a výnimočné autigénne živce a sľuda. Z fosílií sa najčastejšie vyskytujú fragmenty schránok hrubšiestenných, resp. hrubostenných lastúrnikov, okrem iných častí schránky *Inoceramus* sp. Zastúpené sú aj pomerne bežné fragmenty článkov ostnatokožcov s relatívne zachovanou sieťovitou štruktúrou zvýraznenou minerálmi Fe, v rámci nich kolumnálie krinoidov.

Pokiaľ ide o vek, na základe mikrofaciálneho charakteru najpravdepodobnejšie ide o spodnú časť staršej jury (hetanž – sinemúr).



Obr. 4.5.8. **A:** Extrémne sľudnaté tmavosivé pieskovce spodnej jury (z. od Drietomy, Popradie); **B:** spodné plochy vrstvitosti s hieroglyfmi v tmavosivých sľudnatých pieskovcoch (z. od Drietomy, Popradie); **C:** lumachelové vápence spodnej jury vystupujúce spolu s tmavosivými sľudnatými pieskovcami (z. od Drietomy, Popradie); **D:** sivý organoklastický až lumachelový vápeneec spodnej jury s čiernymi zhlukmi, pravdepodobne ?fosforu? (ssv. svahy Ostrej hory) (foto I. Pešková).

56 sivé doskovité až lavicovité kremité vápence (?staršia jura)

Vápence vystupujú najmä severne od Drietomy v lokalite Potoky, kde ich bolo možné pozorovať aj v odkryve. Na iných lokalitách ich nachádzame len v podobe úlomkov, často úplne zvetraných. Vyskytujú sa v tesnom kontakte s pieskovecami a ílovcami kopieneckej fácie a/alebo so škvrnitými vápencami fleckenmerglovej fácie. Vápence sú lavicovité, pravá hrúbka lavíc je približne 20 – 30 cm. Smerom do nadložia prechádzajú do slienitejších/kalovejších vrstiev s pravou hrúbkou 10 – 15 cm a až do slienitých bridlíc. Sú sivé až tmavosivé, ojedinele je viditeľný zvetraný detrit, majú bielu až žltú patinu. Nezvetrané sú pevné, ťažko štiepatelné, s charakteristickým zvonivým zvukom. Zvetrávajú koncentricky dovnútra vrstvy, je to podobné Liesegangovmu zvetrávaniu (obr. 4.5.9A). Po zvetraní sa rozpadajú na kocky až doštičky s ostrými hranami a sú veľmi ľahké. Mikroskopicky ide o sediment, v ktorom sa v základnej (dolo)mikritovej hmote vyskytuje množstvo drobnej rekrytalizovanej drviny. Zastúpené sú sporadické sľudy a undulózne zhášajúci kremeň piesčitej a prachovej frakcie, zrejme pyrit, resp. tmavosivá substancia. Prítomné sú prierezy, ktoré by mohli patriť rekrytalizovaným ?ihliciám spongií.

Vekovo sú bez stratigrafického určenia.

55 sivé organodetrítické a krinoidové vápence so stratiformnými silicifikovanými vrstvičkami (?spodná časť staršej jury)

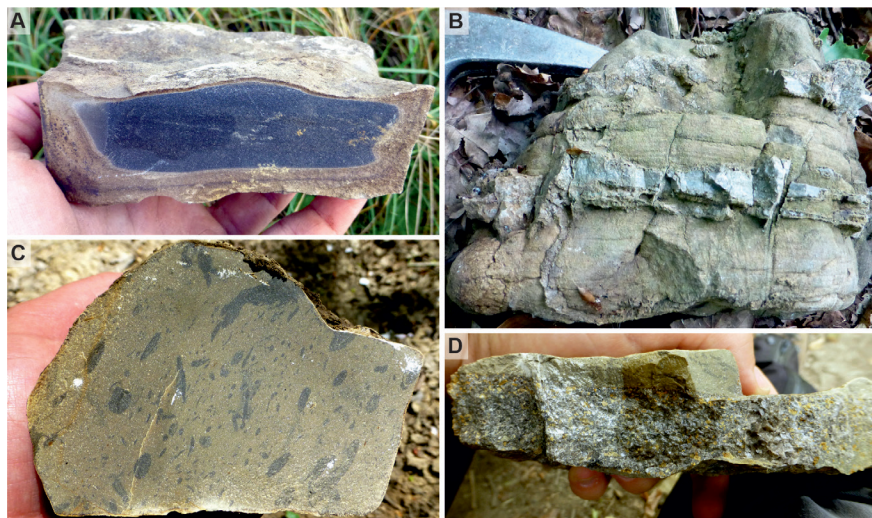
Veľmi typickou faciou pre spodnú juru drietomskej jednotky sú piesčito-krinoidové vápence. Sú tmavosivé, viac však svetlosivé až svetlohnedé, sú zrnité/kryštalické. Práve tieto vápence bývajú bežne silicifikované, zvyčajne v nich pozorujeme vrstvičky, prekremenené/silicifikované stratiformné laminy rôznej hrúbky, maximálne však pár centimetrov (obr. 4.5.9B). Väčšinou vystupujú spolu so škvrnitými vápencami fácie fleckenmerglu, pravdepodobne ako násypy hrubé od niekoľko centimetrov až do metrových polôh (obr. 4.5.9D). Na ojedinelých miestach však vystupujú aj samostatne, napr. na južných svahoch Šereného vrchu.

Mikroskopicky je pozorovaná výrazná rekrytalizácia sedimentu. Pravdepodobne ide o ?echinodermátový vápenec. Vyskytujú sa polia so silicifikovanou základnou hmotou (inklinácia k rohovcu). Dominujú spikuly hubiek viacerých morfotypov (obyčajne najväčšie alochémy) a rádiolárie spumeláriového typu. Zreteľne prevládajú pasáže s pôvodnou chalcedónovou výplňou spikúl hubiek a rádiolárií. Fosilie reprezentujú bentické dierkavce, resp. len obrysy ich schránok, zvýraznené mikritom či organickou hmotou. Ide o nodosaridné a textularoidné formy, ako aj niektoré ďalšie problematické prierezy, prípadne časti schránok dierkavcov. Ojedinelý je úlomok schránky ?lastúrnika. Zastúpený je kremeň, zdá sa, že iba v autigénnej forme. Časť z neho je jasne idiomorfne obmedzená. Vyskytla sa ojedinelá sľuda – biotit.

Na základe mikrofaciálneho charakteru je vek zrejme spodná časť staršej jury.

54 škvrnité vápence, bridlice („allgäuske súvrstvie“) [staršia jura (plienbach – stredný toark)]

Súvrstvie, tradične označované ako fleckenmergel, je v rámci drietomskej jednotky azda najrozšírenejšie. Tvoria ho doskovité až lavicovité slienité škvrnité vápence. Vápence sú tmavosivé až svetlosivé, veľmi pekne škvrnité, s mäkkým zvetraním a bielou patinou (obr. 4.5.9C). Škvrité vápence miestami obsahujú viac detritickej zložky – piesčité škvrnité vápence. Rohovce neboli pozorované. V súvrství sa miestami objavujú pasáže s výraznejšie kremíťmi polohami evokujúce fácie tzv. kremitého fleckenmerglu. Fácie „fleckenmerglu“ poskytujú aj najviac odkryvov, často však vo veľmi zlom stave, kde vidieť, že pôvodne dobre zvrstvené doskovité vápence prekladané ílovitými bridlicami prešli intenzívnym deformačným vývojom. Na území drietomskej jednotky sa škvrnité vápence veľmi tesne zastupujú s fáciami litologicky príbuznými s kopieneckým súvrstvom a so siliciklastickými horninami vrchného triasu. Fleckenmerglová fácia je najviac zastúpená v oblasti Čierneho blata a j. od obce Drietoma. Práve tu, južne od k. Bolovica, sa škvrnité vápence veľmi netradične stýkajú s kriedovými flyšovými horninami.



Obr. 4.5.9. A: Tmavosivý vápenec s charakteristickým zvetraním – „vyvetranec“ (napr. severne od Drietomy); B: sivé až sivohnedé organodetritické až krinoidové vápence so silicifikovanými stratiformnými vrstvičkami (jjv. svahy Šereného vrchu); C: hnedý škvrnitý vápenec spodnej jury; D: jemnozrnný krinoidový násyp v škvrnitom vápenci spodnej jury (foto I. Pešková).

Began (1968) a Began et al. (1990) uvádzajú z okolia vrchu Lagin faunu amonitov *Ludwigia murchisonae* (Sow.), *Ludwigia* sp., *Calliphylloceras* sp., *Leioceras opalinum* (REINECKE), *?Tmetoceras* sp., *Stephanoceras* cf. *humphresianum* (Sow.) a *?Eimelia* sp. (určil M. Rakús), ktorá poukazuje na vek pliensbach – stredný bajok.

4.6. Bradlové pásma s. s.

Horninové sekvencie bradlového pásma s. s. tvoria vrstvomé sledy viacerých litostratigrafických jednotiek (kysucká, čorštynská, pruská). V teréne pri mapovaní nachádzame obvykle izolované bradielka, zväčša litologicky monotónne, pri ktorých nie je možné jednoznačné zaradenie k vyššej litostratigrafickej jednotke. Stykové plochy sú tektonizované, navyše s veľkou mierou redukcie súvrstvia, bez možnosti overenia priameho kontaktu. Z tohto dôvodu litofaciálne jednotky bradlového pásma s. s. uvádzame ako nečlenené, resp. nezaradené k vyššej litostratigrafickej jednotke, s litologickým opisom jednotlivých facií. Súvrstvia, ktoré sú litofaciálne dobre rozpoznateľné a charakteristické len pre danú litostratigrafickú jednotku, sme zaradili aj k vyššej jednotke. Ide najmä o sled spodnej a strednej jury prúskej jednotky. Hypotetické vrstvomé sledy sú zostavené v litostratigrafickej tabuľke (obr. 4.6.1).

4.6.1. Pruská jednotka

Pruská jednotka (sekvencia) predstavuje prechodný typ oravickej sekvencie medzi hlbokovodnou kysucko-pieninskou a plytkovodnou čorštynskou (Andrusov, 1938). Je ekvivalentná niedzickej sekvencii v Poľsku (Birkenmajer, 1960; Andrusov, 1974), resp. streženickej na Strednom Považí (Began a Borza, 1963).

V skúmanom území vystupuje pruská jednotka hlavne v priestore medzi dolinou Drietomice a Vlára. Buduje najväčšie bradlá v oblasti hrebeňa medzi Krasínom (kóta 516,2) a kótou Mestský vrch (583). V doline Chocholnice vystupuje pomerne veľké bradlo severne od Sokolieho kameňa. Bradlo tvoria stredno- až hrubozrnné piesčito-krinoidové vápence, do ktorých sú zavrásnené červené rádiorarity a ružové biomikritické až hľuznaté vápence.

53 sivé krinoidové vápence, krinoidové vápence s klastami dedolomitov, rohovcami a prechodmi do sivých škvrnitých slienitých vápencov, sivé bridlice (súvrstvie Samášky) (álen – starší kelovej)

Termín súvrstvie Samášky (Samášky formation) zaviedli Aubrecht a Ožvoldová (1994). Existencia striedania krinoidových vápencov a bridlíc bola v tomto území však známa už skôr (Andrusov, 1945; Began, 1969). Kartograficky ju ako prvý vyčlenili na mape Began et al. (1988), objavuje sa aj na mape Stredného Považia v okolí Horného Srnia (Mello et al., 2005). Súvrstvie obsahuje sivé

BRADLOVÉ PÁSMO				
VEK		kysucká jednotka	čorštýnská jednotka	pruská jednotka
KRIEDA	vrchná	mástricht	38 pestré slien a slieňovce [„púchovské súvrstvie“]	ružové až červené slieňovce až váp. [„púchovské sl.“] 47
		kampán		
		santón		
		koňak		
		turón		
	spodná	cenoman		sivé škvrnité slieňovce 48 až vápence [„tisalské vr.“]
		alb		chýba/hiát
		apt		
		barém		
		hoteriv		sivé škvrnité slienité vápence neckómskej fácie 49
JURA	vrchná	valangin	kalpionelové vápence typu „biancone“; slienité škvrnité vápence [„pieninské vápence“] 39	sivé škvrnité slienité vápence 50
		berias		„pieninské vápence“ 50
		titón	41 biotritické 40 hľuznaté (čorštýnske) vápence 40	vrchné hľuznaté vápence 52
		kimeridž	41 červené a zelené radiolarity [„carakovské súvrstvie“]	radiolarity a radiolárne vápence 51
		oxford	42 sivozelené radiolárne vápence a radiolarity	spodné hľuznaté váp. 52
	stredná	kelovej		
		bat	43 škvrnité slienité vápence, sliené	53
		bajok	44 sivé krinoidové vápence, červené krinoidové vápence a krasínska brekcia	sivé krinoidové vápence s rohovcami (súvrstvie Samášky)
	spodná	álen		
		toark	45	
		piensbach	škvrnité vápence, krinoidové vápence, silicity, bridlice [„allgauske súvrstvie“]	
		sinemúr		
		hetanž		

Obr. 4.6.1. Litostratigrafická schéma jednotiek bradlového pásma s. s. (zostavili O. Pelech a I. Pešková).

doskovité až lavicovité krinoidové vápence so sivými rohovcami (napr. oblasť kóty Vysocko (N 48,950 105°, E 17,983 073°) alebo väčšími silicifikovanými partiami (obr. 4.6.2B, 4.6.3A), striedajúce sa sivé krinoidové vápence a zrnité alebo kremité vápence a litofácie sivých slienitých škvrnitých vápencov až slieňovcov (fleckenmergel a fleckenkalk).

Began (1970) opisuje aj prítomnosť tmavosivých (posidóniových) bridlíc s nerovným povrchom, ktoré sa prevrstvujú s krinoidovými vápencami. Zároveň dodáva, že bridlice nadobúdajú dominanciu smerom na východ. Striedanie oboch litofácií má na viacerých miestach charakter „turbiditových“ prechodov. V slabo odkrytej oblasti, akou je aj región medzi Drietomou a Nemšovou, bol v odkryve takýto vzťah dokumentovaný iba v záreze potoka v bočnej doline južne od Tren-

čianskej Závady (N 48,970 000°, E 18,078 419°). Na typovej lokalite (mimo skúmaného územia) Aubrecht a Ožvoldová (1994) uvádzajú masívne vrstvy krinoidového vápenca hrubé maximálne 1,2 m. Smerom dohora sa stenčujúce cykly (lavicovité až doskovité vrstvy krinoidového vápenca hrubé do 30 cm) s pribúdaním sivých bridlíc indikujú progradovanie turbiditového vejára smerom do panvy.

Krinoidové vápence sú stredno- až hrubo zrnité (obr. 4.6.3B) a môžu obsahovať premenlivé množstvo siliciklastického detritu. Miestami nadobúdajú až charakter piesčito-krinoidových vápencov až zlepencov (napr. oblasť medzi Vysockom a Sudkovým; N 48,946 668°, E 17,983 161°). V niektorých oblastiach (napr. hrebeň medzi Vysockom a Kamennou bránou; N 48,946 341°, E 17,979 176°) je súčasťou súvrstvia aj krinoidový vápenec s množstvom detritických klastov, hlavne žltých dedolomitov (obr. 4.6.2A), lokálne obsahujú závalky sivozelených ilovcov (obr. 4.6.2D).

Horniny zaradené do súvrstvia Samášky majú pomerne pestré zloženie. Charakterizuje ich relatívne tmavší vzhľad (sivé až tmavosivé krinoidové vápence, obr. 4.6.2A, C), čím sa odlišujú od prevažne bledosivých až ružových krinoidových vápencov čorštynskej jednotky.



Obr. 4.6.2. A: Hrubozrnný krinoidový vápenec s žltými dedolomitizovanými klastami (hrebeň v oblasti kóty Kamenná brána j. od Hornej Súče, N 48,946 341°, E 17,979 176°); B: laminácia a silicifikované stratifikované prevrstvenia v krinoidovom vápenci (starý lom sz. od Euboreči, N 48,967 113°, E 18,092 340°); C: laminovaný sivý krinoidový vápenec (z. od Krasína); D: krinoidový vápenec so závalkami ilovcov (z. od Krasína) (foto O. Pelech).

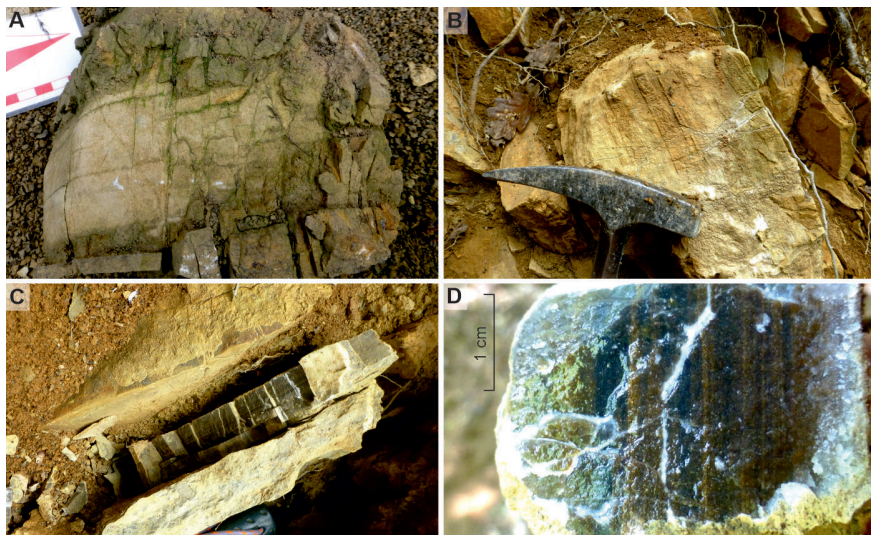
Striedanie sivých krinoidových vápencov a škvrnitých slienitých vápencov (*fleckenmergel* a *fleckenkalk*, resp. *posidóniové bridlice*), ale aj zrnitých vápencov (napr. obr. 4.6.3A) tvorí viaceré bradlá na severnom okraji bradlového pásma



Obr. 4.6.3. **A:** Silicifikovaný jemnozrnný vápenec (hrebeň z. od Krasína); **B:** hrubozrnný hnedosivý krinoidový vápenec (hrebeň z. od Krasína); **C:** sivé škvrnité slieňovce tisalského typu s charakteristickým rozpadom (sedlo medzi lok. Bukovina a k. Mäsiarová sz. od Kľúčového, N 48,962 913°, E 18,074 542°); **D:** sutina ružových až červených púchovských slieňovcov (svahy s. od Kľúčového, N 48,956 793°, E 18,087 393°) (foto O. Pelech).



Obr. 4.6.4. **A:** Bridličnatý rozpad a kliváž v púchovských slieňovcoch (v ceste z Dolnej Súče do osady Polníky, N 48,951 156°. E 18,025 306°); **B:** červená ílovitá hlina v dôsledku zvetrávania púchovských slieňovcov (zárez cesty j. od Krasína); **C – D:** litofácie spodnej jury „Ostrého vrchu“ (dolina Chocholnice); **C:** sivé škvrnité vápence; **D:** sivé silicity (foto A, B – O. Pelech, foto C, D – I. Pešková).



Obr. 4.6.5. Litofácie spodnej jury „Ostrého vrchu“ (dolina Chocholnice). **A:** Detritické sivohnedé vápence so stratiformnými silicitmi; **B:** náznaky silicifikácie v zrnitých vápencoch; **C – D:** laminované silicity (foto I. Pešková).



Obr. 4.6.6. **A – B:** Charakteristické silicifikované zvetranie vápencov, miestami škvrnité (kremitý „fleckengerel“) (dolina Chocholnice, bradlo Jachtár – Žľab); **C:** sivý až sivozelenkavý škvrnitý vápenec spodnej jury (Zemianske Podhradie, okolie Martákovie skaly); **D:** od tlačok amonitu vo škvrnitom vápenci (Zemianske Podhradie, v. svahy bradla Landrovec) (foto I. Pešková).



Obr. 4.6.7. A: Sivozelené škvŕnité slienité vápence spodnej jury?, miestami bez škvŕn (Zemianske Podhradie, sv. svahy bradla Landrovec); **B:** sivé, jemne škvŕnité vápence spodnej kriedy, miestami bez škvŕn (Hlohová, sz. od obce Bošáca); **C:** sivozelený rádioláriuový vápenec (Krausov salaš); **D:** červené doskovité rádiolarity zavrásnené uprostred piesčito-krinoidových vápencov (dolina Chocholnice) (foto I. Pešková).



Obr. 4.6.8. A: Ružovkastý biomikritický hľuznatý vápenec (Moravské Lieskové jz. od Babej hory); **B:** sivobiely kalový vápenec s čiernym rohovcom (dolina Melčického potoka, Lagin za Hájom); **C, D:** sivý a sýtočervený krinoidový vápenec – krasínska brekcia (Krasín, N 48,962 922°, E 18,023 495°) (foto I. Pešková).

približne v oblasti medzi bradlom Mestský vrch (583 m n. m.) a Krasínom (kóta 516,2) západne od Dolnej Súče (aj keď samotné bradlo Krasín má odlišné zloženie a patrí zrejme k čorštynskej jednotke). Súvrstvie tvorí aj ďalšie bradlá smerom na východ od lokality Kobylínek (v. od Dolnej Súče) až po Horné Srnie [mimo skúmaného regiónu, porovnaj mapu Mello et al. (2005)]. Krinoidové vápence aj horniny súvrstvia Samášky sú veľmi zle odkryté a napriek tomu, že budujú viaceré morfológicky výrazné bradlá, hlavne ich vrcholové partie sú často bez odkrytov.

Súvrstvie tvorí bázu pruskej jednotky, jeho stratigrafické podložie nie je známe. Na viacerých miestach leží súvrstvie v tektonickom styku s tisalskými alebo púchovských sličovcami (napr. hrebeň kóty 349 sv. od Trenčianskej Závady, hrebeň medzi kótou 382 Mäsiarová a lokalita Bukovina sz. od obce Klúčové), na/v styku s okrovohnedými karbonátovo-kremennými pieskovecami bradlového obalu (v. od Trenčianskej Závady) alebo v styku s horninami bielokarpatskej jednotky (hrebeň medzi Krasínom a Mestským vrchom z. od Dolnej Súče). Nadložie tvoria spravidla ružové a červené hľuznaté vápence alebo rádiolarity a rádioláriové vápence.

Pravá hrúbka sa pohybuje medzi 35 – 75 m. V dôsledku tektonického zdvojenia a častého zvrásnenia môže byť lokálne hrúbka až do 100 – 150 m.

Na základe fauny lamelibranchiát opisovanej Kochanovou (in Began et al., 1988) s druhmi *Posidonia alpina* (GRASS), *Arca hiersonensis* (D'ARCH.), *Nucula aalensis* OPPEL, *Tancredia* sp. a *Cucllaea* sp., ktoré sa našli v priestore kóty 523 Kamenná brána, a nálezu amonitu *Holcophylloceras* cf. *zignoi*. (D'ORB.) v oblasti kóty 561 Vysocko opisovaného Beganom et al. (1988) je vek álen – spodný kelovej. Aubrecht a Ožvoldová (1994) uvádzajú vek súvrstvia bajok – bat.

52 ružové a sivé doskovité kalové vápence s biodetritom, spodné a vrchné hľuznaté vápence (kelovej – mladší titón)

Litofácia červených, červenohnedých alebo ružových vápencov s ogranodetritom vystupuje v dvoch rôznych stratigrafických horizontoch, tzv. spodné (niedzické vápence) alebo vrchné hľuznaté vápence (čorštynské vápence), ktoré sa líšia svojou pozíciou vzhľadom na rádiolarity. Pri mapovaní nie je bez biostratigrafických dôkazov vždy možné identifikovať, o ktoré zo spomínaných súvrství ide (napr. v oblasti hrebeňa k. Kamenná brána). Preto pre potreby tejto mapy boli obe súvrstvia zjednotené pod jednu vysvetlivku.

Vápence sú červené až ružové, na zvetranom povrchu môžu byť až sivé. Sú spravidla tenkodoskovité, len zriedkavo možno pozorovať aj hrubšie lavice. Hľuznatý vzhľad je spôsobený rôznymi fenoménmi, jednak prítomnosťou silne skorodovaných jadier amonitov (fácia *ammonitico rosso*), jednak vnútornou brekciovitou makroštruktúrou s obsahom klastov krinoidového vápence. V oblasti jz. od Krasína (N 48,958 421°, E 18,009 573°) obsahujú medzivrstvy ružových krinoidových vápencov. V oblasti hrebeňa medzi k. Vysocko a Kamenná brána

(N 48,946 341°, E 17,979 176°) červené biomikritické vápence blízko kontaktu s rádiolaritmi obsahujú červené stratiformné rohovce.

Horniny ležia v stratigrafickom nadloží súvrstvia Samášky (spodné hľuznaté vápence) alebo v nadloží rádiolaritov a rádioláriových vápencov (vrchné hľuznaté vápence). Z hľadiska tektonickej pozície však často ležia v obrátenom slede pod súvrstvím Samášky (jz. od Krasína, N 48,957 300°, E 18,003 789°; alebo v hrebeni medzi Kamennou bránou a Mestským vrchom, N 48,939 920°, E 17,968,646°). Časté je intenzívne zvrásnenie spolu so súvrstvím Samášky alebo rádiolaritmi a spodnokriedovými vápencami.

Hrúbka je 2 – 10 m.

Pokiaľ ide o vek, spodné hľuznaté vápence pruskej jednotky v skúmanom území bez biostratigrafických dôkazov boli v starších prácach považované za vrchnokelovejské, a to na základe pozície vo vrstvovom slede (Began et al., 1993). Vrchné hľuznaté vápence boli na základe identifikovanej mikrofauny (sakokómy a kadosíny) považované za kimeridžsko-vrchnotitónske (Began et al., l. c.).

51 rádiolarity a rádioláriové vápence (*oxford*)

Ide o doskovité sivozelené rádioláriové vápence až sivé a červené rádiolarity. Na navetranom povrchu sú zvyčajne sivé. Obsahujú početné prierezy rádiolárií. Častá je prítomnosť mangánových nátekov. Began (1970) udáva, že medzi niektorými lavicami rádiolaritov pruskej jednotky pozoroval tenké prevrstvenia ílovitých bridlic. Miestami sú identifikovateľné v sutine len podľa prítomnosti sivozelených silicifikovaných čriepkov s charakteristickým lastúrnatým rozpadom. Rádioláriové vápence a rádiolarity predstavujú zriedkavý, ale podstatný člen pruskej jednotky, na základe ktorého je možné jej odčlenenie inak plytkovodného sledu od čorštynskej jednotky. V literatúre je pre rádiolarity prechodných jednotiek zavedené trojité členenie na kamionský, podmajerzský a buwalský člen čajakovského súvrstvia (napr. Schlögl et al., 2008), ktoré nie je v danej mierke mapy použiteľné.

Zvyčajne vystupujú v nadloží spodných červených hľuznatých vápencov. Ich nadložie tvoria vrchné hľuznaté vápence alebo titónske sivé až biele slienité vápence s rádioláriami. V skúmanom regióne sú známe západne od Dolnej Súče, napríklad z oblasti južne od kóty Holý vrch (N 48,957 300°, E 18,003 789°) alebo medzi kótami Vysocko a Súdkové (N 48,946 668°, E 17,983 161°) či severne od kóty Mäsiarová, severne od obce Kľúčové (N 48,960 169°, E 18,068 642°) a sz. od Ľuboreči na južných a východných svahoch lokality Kopánka.

Hrúbka je do 10 m.

V súlade so staršími prácami, ktoré datovali rádiolarity len na základe pozície pod vrstvami hľuznatých vápencov a nad nimi, je vek oxford (Began, 1970; Began et al., 1993).

50 svetlé až biele rádioláριοvé slienité vápence, miestami s rohovcami („pie-ninský vápenec“) (*titón – berias*)

Ide o doskovité až lavicovité sivé slienité vápence so žilkami kalcitu a prierezmi rádiolárií viditeľnými lupou. Majú bielosivú patinu a časté stylolity. Na čerstvom lome sú spravidla svetlosivé, miestami až pleťovej farby. Miestami sú škvrnité. Môžu obsahovať nepravidelné tmavosivé, čierne až oranžové rohovce. Na základe charakteristickej litológie, mikrofaciálneho charakteru a prítomnosti rádiolárií ich možno korelovať so spodnou časťou pieninského súvrstvia bradlového pásma (Birkenmajer, 1977; Vašíček et al., 1992).

Podľa výbrusov z v. svahu Drieňovej (N 48,931 581°, E 17,961 145°) a svahov kóty Mäsiarová (N 48,958 765°, E 18,072 736°) mikroskopicky ide o *mudstone* až *wackestone* (mikrit až rádioláριοvý biomikrit). Vo výbrusoch možno rozoznať zástupcov radu *Spumellaria* aj *Nassellaria*. Lokálne sa vyskytujú aj globochéty a ostrakódy. Biostratigraficky významné mikrofosílie neboli vo výbrusoch pozorované.

Vystupujú buď ako integrálna súčasť sledu pruskej jednotky [teda bradiel s krinoidovými vápencami (alebo súvrstvím Samášky) a rádiolaritmi], alebo ako samostatné bradlá uprostred pieskovcového „flyšu“ bradlového obalu. Tvoria nadložie červených hľuznatých (čorštynských s. l.) vápencov a podložie sivých škvrnitých vápencov spodnokriedového veku (to znamená vrchnú časť pieninského súvrstvia).

Hrúbka je 5 – 10 m.

Na základe kalpionelíd *Calpionella alpina* LORENZ., ojedinele *Tintinnopsella carpathica* (MURG. et FILIP.), *Crassicollaria parvula* REMANE a kadosíny *Cadosina lapidosa* VOGLER (Began et al., 1993) je vek titón – berias. Staršie práce (Began et al., l. c.) neidentifikovali vyššie členy a predpokladali po beriase do albu hiát.

49 sivé škvrnité slienité vápence neokómskej fácie (*berias – hoteriv*)

Doskovité sivé slienité škvrnité vápence neokómskej fácie majú bielosivú patinu a obsahujú aj šmykové plochy zvýraznené tmavými minerálmi a/alebo ílom („mázdry“) a stylolity. Môžu obsahovať rohovce. Od podložínych bielych vápencov sa odlišujú tým, že neobsahujú lupou viditeľné rádiolárie, sú spravidla viac škvrnité, ílovité a doskovité. Môžu predstavovať vyššie časti pieninského súvrstvia alebo ekvivalent mraznického súvrstvia. Na starších mapách (Began et al., 1993; Began et al., 1988) neboli analogické horniny vyčlenené alebo boli zaradené k rôznym tektonickým jednotkám (väčšinou k drietomskej).

Vystupujú buď v nadloží titónskych sivobielych slienitých vápencov fácie biankone s rádioláriami (sv. od Trenčianskej Závady), rádiolaritov, alebo priamo v kontakte s krinoidovými vápencami strednej jury, napr. v oblasti hrebeňa medzi kótami Vysocko a Kamenná brána južne od Hornej Súče.

Pozorovaná hrúbka je 5 – 10 m.

Vek bez biostratigrafických dôkazov na základe analógie je berias – hoteriv.

48 sivé škvrnité slieňovce až vápence („tisalské vrstvy“) (alb – cenoman)

Sivé a škvrnité slieňovce až pelagické vápence s bielosivou patinou predstavujú ďalší člen, ktorý možno na základe štruktúrnej pozície priradiť k pruskej jednotke. Slieňovce sú sivé škvrnité, ale aj neškvrnité, s charakteristickým čriepkovitým rozpadom (obr. 4.6.3C). Boli pozorované iba na troch lokalitách: 1. v sedle južne od lokality Bukovina a severne od kóty Mäsiarová (N 48,962 913°, E 18,074 542°); 2. v umelom záreze stavby na juhovýchode Trenčianskej Závady (N 48,977 347°, E 18,075 356°); 3. v záreze bezmenného potoka v doline Trenčianskej Závady blízko sútoku s Ľuborečou (N 48,969 629°, E 18,094 956°). Mikrofaciálne ich možno charakterizovať ako mikritické vápence s prierezmi planktonických foraminifer. Možno ich korelovať s tisalskými slieňovcami (vrstvami, cf. Haško a Samuel, 1977).

Vystupujú buď v tektonickej pozícii (zavrásnené alebo tvoriace šupinu) uprostred krinoidových vápencov (resp. súvrstvia Samášky). V oblasti sz. od Ľuboreče (N 48,969 629°, E 18,094 956°) ležia v štruktúrnej pozícii v nadloží slienitých vápencov neokómskej fácie (ale v obrátenom slede). Ich nadložím sú pravdepodobne ružové (púchovské) slieňovce, ktoré spolu s nimi vystupujú v oblasti sz. od Ľuboreče a medzi lokalitami Bukovina a Mäsiarová.

Z hľadiska mikroštruktúry ide o foraminiferový biomikrit/biomikrosparit (foraminiferový *wackestone*). Alochémy sú usporiadané chaoticky. Lokálne tvoria zhľuky malých rozmerov. Okrem dominantných planktonických dierkavcov sa v skúmaných vzorkách vyskytujú aj prierezy tenkostenných a hrubostenných lastúrnikov, výnimočne aj bentické formy dierkavcov a cysty vápnitých dinoflagelát.

Pozorovaná hrúbka je 5 – 10 m.

Na základe analógie (Haško a Samuel, 1977) a nálezov planktonických dierkavcov je vek alb – cenoman. Zo sedla južne od lokality Bukovina a severne od kóty Mäsiarová (N 48,962 913°, E 18,074 542°) pochádza spoločenstvo *Parathalmanninella appenninica* (RENZ), *Thalmanninella brotzeni* SIGAL, *Rotalipora montsalvensis* MORNOD, *Rotalipora reicheli* MORNOD, *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER), *Hedbergella planispira* (TAPPAN), *Shackoina* sp. a *Heterohelix* sp. indikujúce cenomanský vek. Zo zárezu bezmenného potoka pod elektrickým vedením sv. od lokality Pod hájom sz. od Ľuboreče (N 48,969 629°, E 18,094 956°) bola identifikovaná asociácia planktonických foraminifer *Pseudothalmanninella ticinensis subticinensis* (GANDOLFI), *Pseudothalmanninella ticinensis ticinensis* (GANDOLFI), *Ticinella primula* LUTERBACHER, *Ticinella* sp., *Biticinella* cf. *breggiensis* (GANDOLFI), *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER), *Favusella* cf.

washitensis (CARSEY), *Hedbergella planispira* (TAPPAN) a *Hedbergella* sp. indikujúce vrchný alb.

47 ružové až červené slieňovce až vápence („púchovské slieňe“) (kampán – mástricht)

Ružové, na čerstvom lome tehlovočervené slieňovce (obr. 4.6.3D) až ílovité vápence predstavujú najmladší člen, ktorý možno priradiť k pruskej jednotke oravika. Sú bridličnaté, pravdepodobne v dôsledku kompakcie a sekundárneho tektonického postihu. Často sú veľmi zle odkryté. Na niektorých miestach boli identifikované iba na základe prítomnosti červených hlín (obr. 4.6.4B).

Vystupujú spravidla v podloží, resp. na kontakte bradiel pruskej jednotky v hrebeni medzi Kamennou bránou a Krasínom, na južnej aj severnej strane hrebeňa medzi dolinou Drietomice a Dolnou Súčou. Našli sa aj v sedle medzi lokalitami Bukovina a Mäsiarová (sz. od Kľúčového; N 48,962 913°, E 18,074 542°) a vo viacerých výskytoch medzi Dolnou Súčou, Horným Srníom a Kľúčovým.

Pozorovaná hrúbka je 5 – 25 m.

Na základe nanoplanktónového spoločenstva, zastúpenia druhu *Reinhardtites levis* PRINS et SISSINGH, ktorý ma prvý výskyt v podzône UC 14d (kampán) a posledný výskyt v zóne UC 18 (mástricht), je vek pravdepodobne kampán – mástricht.

4.6.2. Bradlové pásmo, nečlenené

Najvýraznejšie sú bradlá s kysuckým vývojom. Tvoria mohutné elevácie, charakteristické hlbokovodnými fáciami jury **kysuckej jednotky**. Stratigrafický sled týchto bradiel je dokumentovaný na bradlách Žľab (737 m n. m.), Horné bradlo (704 m n. m.), Kozie rebro (651,4 m n. m.) a Urbanová-Boháčovec (500 m n. m.). Kompozitný hlbokovodný sled sme dokumentovali aj na bradle Mestský vrch (583 m n. m.), ktoré je v tektonickom kontakte s jurskými sledmi prechodnej pruskej jednotky. Litostratigrafický sled sa začína *škrvniťmi slienitými vápencami* (lotaring – toark), v ich nadloží vystupujú *červené rádiolarity a rádioláriové vápence*, ktoré miestami prechádzajú do *biomikritických vápencov (hl'uznaté vápence)*. *Kalpionelové vápence* v nadloží hl'uznatých vápencov sú sivé, sivobiely, ružovkasté, typu biankone (titón – berias). Vyššie časti súvrstvia tvoria *tmavosivé slienité škrvnité vápence*.

Bradlá s plytkovodným vývojom **čorštynskej jednotky** sú umiestnené výlučne pozdĺž externého okraja bradlového pásma s. s. (severne od výskytov kysuckej jednotky). Vystupujú viac-menej vo forme drobných izolovaných útržkov a bradiel reprezentovaných sivými a sivobielymi krinoidovými vápencami (dolina Bošáčky – Lovichovec, dolina Chocholnice – klin medzi dolinou Veľkej Chocholnice a Malej Chocholnice). Niektoré výskyty krinoidových bradiel sú tektonicky vtlačené do červených púchovských slieňov/?ondrášoveckých vrstiev. Takúto si-

tuáciu možno pozorovať z. od k. 440,9 Pod Babou horou, severne od Moravského Lieskového, na bradle Soví kameň, na pravej strane doliny Chocholnice či v. od k. 606 Tlstá hora. Najstarším členom hypotetického vrstvomého sledu čorštynskej jednotky sú *krinoidové vápence*. Ich nadložie pravdepodobne tvoria *čorštynské hľuznaté vápence*. Vrchnú juru a spodnú kriedu zastupujú *kalpionelové vápence*. Sedimenty mladšej kriedy pri bradlách čorštynskej jednotky sa nezistili, vrstvomý sled pokračuje ďalej až *pestrými slieňmi* vrchnej kriedy.

46 bradlá, nečlenené: vápence, rádiolarity, bridlice (*iba v reze*)

Pod touto vysvetlivkou uvádzame bradlá oravických jednotiek, ktoré na geologickej mape nie sú zobrazené ako jednotky vystupujúce na povrch, ale sú interpretované v geologických rezoch v hĺbke. Ide o bradlá tvorené hlavne jurskými a kriedovými vápencami a rádiolaritmi v hlbšom podloží pieskovcového „flyšu“ tektonicky nezaradených litostratigrafických jednotiek v reze 1 alebo v podloží hornín pruskej jednotky v reze 2.

45 škvrnité vápence, krinoidové vápence, silicity, bridlice („allgäuske súvrstvie“) (*sinemúr – toark*)

Litofaciálne komplexy spodnej jury vystupujú vo forme mohutných bradiel pravdepodobne ako súčasť vrstvomého sledu kysuckej jednotky. V bradlách severne od obce Drietoma v lokalite Dúbrava a v bradle Drieňová (562 m n. m.) tvoria jadro antiformnej vrásovej štruktúry. Sú takmer vždy v tesnom kontakte s červenými rádiolaritmi a kalovými vápencami vrchnojursko-spodnokriedového veku. Komplex hornín zastupujúci spodnú juru je litofaciálne pestrý. Pri terajšom stave poznatkov nami pozorované litofácie nie celkom zodpovedajú popisu allgäuskeho súvrstvia (Jacobshagen, 1965), ktorými sú horniny označené na starších mapových dielach Begana et al. (1980, 1993). Nezodpovedajú ani súvrstviu Janovky (Gazdzicki et al., 1979) alebo analogickým súvrstviam z poľských Pienin (Birkenmajer, 1977).

Litofácie boli študované na odkryve v masíve Ostrého vrchu (k. 469,7, dolina Chocholnice) (obr. 4.6.4C, D, 4.6.5A – D). Boli vyčlenené viaceré litofácie, ktoré majú praktický význam najmä pri podrobnom profilovaní, poznaní litológie spodnej jury. Na mapovom obraze ich nie je možné zobraziť. Spodnojurské fácie postupne prechádzajú do rádiolaritov a následne smerom do nadložia do doskovitých sivobielych kalových vápencov.

Základným litotypom sú škvrnité vápence (obr. 4.6.4C, 4.6.6C). Makroskopicke sú sivé až tmavosivé, výrazne škvrnité. Sú dobre vrstvomité, s hrúbkou lavíc zhruba 20 – 50 cm. Majú lastúrnatý lom a sú ťažko štiepatelné. Zvetrávajú do sivohneda. Smerom do nadložia sa objavuje aj žltá silicifikovaná patina alebo kremeť zvetranie, tzv. „kremeť“ *fleckenmergel* (obr. 4.6.6A, B). Obsahujú faunu

amonitov (bližšie neurčenú, obr. 4.6.6D) a pod lupou je viditeľný organodetrit, najmä rádiolárie. Mikroskopicky ide o spikulitovo-rádioláriový *wackestone* so spikulitovo-rádioláriovou mikrofáciou. Boli pozorované typické známky bioturbácie, ktoré sú miestami impregnované pyritom. Fosílie reprezentujú najmä ihlice hubiek, rádiolárie, fragmenty ostnatokožcov, hladkostenné *Ostracoda* div. sp., ako aj fragment lastúry *Inoceramus* sp. Klastický kremeň je zastúpený vzácné, ako aj sľuda. Charakteristické škvrny miestami chýbajú a vápenec pôsobí ako kalový, svetlosivohnedej až modrastej farby. Medzi vrstvami vápencových facií možno pozorovať zbridlíčnatené zóny, čiastočne asi aj tektonicky. Pomerne často sa vyskytujú sivé až sivohnedé zrnité/kryštalické vápence, lokálne s bioklastami (mikroštruktúrne krinoidový detrit). Vápence často obsahujú stratiformné silicifikované vrstvy rôznej hrúbky, spravidla nie viac ako pár centimetrov (obr. 4.6.5A, B). Sú hrubolavicovité, pravá hrúbka vrstiev je okolo 50 cm. V rámci opisovaného súvrstvia sa vyskytujú aj sivé až sivočierne jemno- až strednozrnné kalkarenity/vápence s detritickou prímesou, detritom viditeľným pod lupou. Často asociujú so sivými silicitmi. Vtedy spolu tvoria laminovanú horninu, kde sú zastúpené laminy silicitu a laminy s detritom (obr. 4.6.5C, D). Okrem laminovaných silicitov vystupujú silicity na odkryve aj samostatne. Sú to sivé hrubolavicovité až masívne silicity s pravou hrúbkou až do 1 m (obr. 4.6.4D). Súčasťou facií spodnej jury sú aj telesá krinoidového vápenca.

Pokiaľ ide o vek, na základe mikrofaciálneho charakteru najpravdepodobnejšie ide o tzv. fleckenmergel staršej jury (sinemúr – toark).

44 sivé krinoidové vápence, červené krinoidové vápence a krasínska brekcia (?bajok – bat)

Fácia krinoidových vápencov predstavuje tmavosivé, sivé až svetlosivé stredno- až hrubozrnné krinoidové vápence. Sú masívne, hrubolavicovité, často rozpadavé, s ťažko rozpoznateľnou vrstvitosťou. Ojedinele sa vo vápencoch vyskytujú šošovky tmavosivých rohovcov (lok. Lojková, Bošácka dolina). Prevládajúcim stavebným prvkom vápencov sú krinoidové, viac alebo menej zvetrané články, ojedinele obsahujú aj detritickú prímes.

Krasínska brekcia predstavuje brekciu tvorenú klastami a blokmi sivých a červených krinoidových vápencov v červenej (bio-)mikritickej až krinoidovej základnej hmote (obr. 4.6.8C, D). Rovnako ako v podobných krinoidových vápencoch pruskej jednotky (súvrstvie Samášky), aj v krinoidových vápencoch v oblasti bradla Krasín, teda pravdepodobne v čorštýnskej jednotke, sa nachádzajú žlté klasty dedolomitizovaných karbonátov. Spolu s krinoidovými vápencami asociovali aj červené hľuznaté až biomikritické (čorštýnske) vápence, ktoré na niektorých miestach tvorili zjavne výplň neptunických dajok v sivých krinoidových vápencoch. V dôsledku zlého odkrytia nebolo možné krasínsku brekciu mimo

kameňolomu Krasín a niekoľkých malých výskytov v širšom okolí identifikovať a mapovo adekvátne vyjadriť.

Krinoidové vápence sa spravidla považujú za bajocké (Aubrecht et al., 2006), rovnako ako krasínska brekcia, ktorá môže siahať do spodného batu (Aubrecht a Szulc, 2006).

43 škvrnité slienité vápence, sliene (Landrovec/Dahatné) (?staršia jura)

Škvrnité slienité vápence sa vyskytujú v danom regióne obmedzene. Budujú bradlá Landrovec, Dahatné a sčasti aj Krausov salaš (severne od obce Bošáca/Zemianske Podhradie). Vápence vystupujú výhradne vo forme úlomkov s „mäkkým“ zvetraním a bielou patinou. Vápence sú kalové až slienité, zelenosivej, sivohnedej a sivej farby. Škvryny sú sivé, tmavosivé až čierne, s rôznymi morfológickými znakmi (obr. 4.6.6D, 4.6.7A). Najčastejšie sa vyskytujú veľké výrazné škvryny, pričom na niektorých vzorkách ich možno identifikovať ako bioturbačné stopy. Okrem škvŕn sa vyskytujú aj paralelne usporiadané šmuhy alebo len tvary vo forme bodiek. Občas sa objaví impregnácia Fe pigmentu. Na viacerých miestach, najmä v Krausovom salaši a na j. svahoch bradla Landrovec, sú sprevádzané čriepkami žltých zvetraných rohovcov (sivozelené rádioláriové vápence?) a majú silicifikované vyvetranie. Makroskopicky sa v horninách ojedinele vyskytujú prierezy juvenilných (boli pozorované asi 2 ks), nepriaznivo zachovaných amonitov, toho času bez bližšieho určenia. Vzhľadom na to, že opísané škvrnité slienité vápence sú litologicky monotónne, to znamená, že sa s nimi nevyskytujú iné fácie spodnojurského komplexu hornín (allgäuske súvrstvie), sú tieto vápence vyčlenené ako samostatný litofaciálny celok.

Vek týchto vápencov je staršia jura.

42 sivozelené rádioláriové vápence a rádiolarity (?stredná jura – ?oxford)

Sivozelené a sivé rádioláriové vápence až rádiolarity vystupujú samostatne bez prítomnosti červených alebo sýtozelených rádiolaritov. Ich výskyt sme zaznamenali len v oblasti bradiel Landrovec a Dahatné (Bošáca, Zemianske Podhradie). Vystupujú takmer vždy v rovnakej tektonickej pozícii, kolmatujú sivé kalové vápence alebo vápence s rádioláριοvo-sakokómovou mikrofáciou. Nachádzame ich na vrchole bradla Landrovec, kde ležia v nadloží sivých až sivobielych kalových vápencov s rohovcami, ako aj v okolí Krausovho salaša, kde vystupujú aj v nadloží, aj v podloží sivých kalových vápencov. Vo forme úlomkov ich možno sledovať v bradlovom pásme s. s. od doliny Klanečnice po Bošáčku.

Rádioláriové vápence sú prevažne svetlosivozelené s tmavosivými silicitmi/rohovcami, ktoré miestami prechádzajú do sivých rádiolaritov. Sú doskovité až lavicovité, s hrúbkou vrstiev maximálne do 25 cm. Nápadné na tejto litofácii je veľmi výrazné zvetrávanie vrstiev podobné silicifikovaným horninám napriek tomu, že hornina na prvý pohľad pôsobí ako kalový vápenec (obr. 4.6.7C).

Miestami sú sprevádzané sivozelenými, veľmi jemne škvrnitými rádioláriorovými vápencami.

Zachované fosílie majú široké stratigrafické rozpätie, preto k vekovému zaraďeniu litofácie sivozelených rádioláriorových vápencov nie je možné vyjadriť sa na základe štúdia výbrusového materiálu.

Vzhľadom na to, že tektonická pozícia a priestorové rozšírenie sivozelených rádioláriorových vápencov sú odlišné od červených a zelených sklovitých rádiolaritov, na mape ich vyčleňujeme samostatne. To, či fácia sivozelených a fácia červeno-zelených sklovitých rádiolaritov je jedno súvrstvie alebo jedna litofaciálna jednotka, na základe terajších poznatkov nie je možné definovať.

Vek je ?kimeridž – ?spodný titón – ?berias.

41 doskovité červené a zelené rádiolarity a rádioláriorové vápence („čajakovské súvrstvie“) (*oxford – starší titón*)

Červené až bordové a sýto zelené rádiolarity vystupujú v slede spolu so škvrnitými vápencami spodnej jury a s nadložnými titónsko-neokómskymi vápencami. Dobre odkryté ich možno pozorovať v bradle Lukovského vrchu v záreze cesty v Hradnianskej doline. Tu sú výrazne zvrásnené. Možno ich pozorovať aj zavrásnené spolu s neokómskymi vápencami v masíve Hory na Hradnej (bradlo Gregorová) a v Dolnom bradle či na lokalitách v Hradnianskej doline (N 48,882 322°, E 17,868 512°; N 48,885 713°, E 17,873 002°). Severozápadne od Sokolieho kameňa na Krásnej hore (dolina Chocholnice) vystupujú spolu s červenými a zelenkavými biomikritickými vápencami uprostred piesčito-krinoidových vápencov. V juhovýchodnom cípe bradla Landrovec-Rudiny (Bošácka dolina) môžeme pozorovať veľmi dobre odkryté defilé súvrstvia rádiolaritov. Sú tenkodoskovité, s hrúbkou vrstiev od 10 do 15 cm (obr. 4.6.7D). V rámci vrstvy sklovité rádiolarity tvoria jej stred a do strán (t. j. do relatívneho nadložia a podložia v rámci vrstvy) prechádzajú do rádioláriorových vápencov. V niektorých polohách vystupujú len tehlovočervené rádioláriorové vápence so zelenými preplástkami, bez náznavého výraznej silicifikácie.

V severovýchodnej časti regiónu výskytu rádiolaritov a rádioláriorových vápencov možno len ojedinele pozorovať v prirodzených odkryvoch. Vďaka ich charakteristickému čriepkovitému rozpadu ich však celkom bezpečne možno sledovať a určiť ich výskyt. Boli dokumentované najmä v bradlách severne od Drietomy, v oblasti Dúbrava, v bradle Mestský vrch (583 m n. m.), Drieňová (562 m n. m.) a Koží hrebeň (355 m n. m.).

Mikroskopicky sa hornina javí ako biomikrit až biomikrosparit, najčastejšie s rádioláriorovo-filamentovou mikrofáciou, ale aj rádioláriorovo-sakokómovou a rádioláriorovo-dinoflagelátovou mikrofáciou. Organické zvyšky reprezentujú rádiolárie prevažne spumeláriorového typu, sakokómy a ich fragmenty, aptychy, fragmenty ostnatokožcov a biodetrit. Výnimočne sa vyskytujú vápnité dinoflageláta. Vek bol

určený na základe výskytu dinoflagelát *Colomisphaera* cf. *pieniniensis* (BORZA) a vzácné aj výskytov zástupcu planktonických krinoidov rodu *Sacoccoma* AGASIZ na vrchný oxford – kimeridž, prípadne až spodný titón.

Vek je kimeridž [z lokality v oblasti Sokolieho kameňa určila Ledvényiová (osobná informácia, 2017) spoločenstvo rádiolárií vrchnokimeridžského veku] až spodný titón.

40 ružové a sivé doskovité kalové vápence s biodetritom, miestami hľuznaté (čorštýnske vápence) (kimeridž – starší valangin)

Biomikritické vápence vystupujú buď ako šupiny, alebo menšie bradielka distribuované po externom okraji bradlového pásma s. s. – na kontakte s bielokarpatskou jednotkou, alebo sú zavrásnené spolu s fáciami jurského fleckenmerglu a titónsko-neokómskymi vápencami. Spravidla tvoria veľmi tenké vrstvy, pravá hrúbka je zhruba 0,5 m.

Vápence sú miestami červené až bordové, viac však plet'ovo ružové, s bielou patinou. Vyskytujú sa aj sivobiele variety. Hľuznatosť je na niektorých miestach nevýrazná, niekde je len náznak hľuznatosti – pseudohľuznaté. Sú to biomikritické vápence, v ktorých je makroskopicky viditeľný biodetrit (obr. 4.6.8A).

Mikroskopicky reprezentujú sakokómovo-aptychový vápenec. Rekryštalizované fosílie reprezentujú hlavne planktonické krinoidy, resp. ich úlomky, rodu *Saccocoma* AGASSIZ, aptychy, prípadne ich fragmenty, miestami pomerne bežná *Globochaete alpina* LOMBARD, cysty vápnitých dinoflagelát, zastúpené prevažne *Colomisphaera carpathica* (BORZA), fragmenty ostnatokožcov, filamenty, schránka juvenilného lastúrnika, veľmi vzácné úlomky hrubšiestenných lastúrnikov, výnimočné bentické dierkavce (časť schránky ?*Lenticulina* sp., ?*nodosaridná* forma), ?ihlice hubiek a rekryštalizovaný biodetrit. Na lokalite Jachtár (N 48,901 261°, E 17,906 870°), kde sú červené kalové vápence zavrásnené v jurských sivých škvrnitých vápencoch, obsahujú kalpionely *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Calpionellites darderi* (COLOM) a *Calpionellites major* (COLOM) (Pelech in Pešková et al., 2018)

Vek je kimeridž – starší valangin až hoteriv.

39 kalpionelové vápence typu „biancone“, slienité škvrnité vápence („pienin-ské vápence“) (berias – barém)

Sivobiele až biele kalové vápence bez škvŕn vystupujú v nadloží hľuznatých vápencov. Miestami už podložné sivé a sivozelenkavé rádiolárové vápence postupne prechádzajú do kalových vápencov (zistené až mikroskopickým štúdiom vzoriek). Kalové vápence sú pomerne čisté, s lastúrnatým lomom – fácia bianko-ne, miestami obsahujú žlté kontúrové rohovce (obr. 4.6.8B), svetlosivé rohovce alebo silicifikované stratiformné polohy. Obsahujú množstvo chaoticky usporia-

daných hrubých kalcitových žíl, ako aj systém tenkých „vláskových“ paralelných kalcitových žíliet. Pre vápence sú typické stylolity, často zvýraznené sivým až sivočiernym pigmentom. Väčšinou sú masívne, miestami lavicovité až doskovité. Pokiaľ sú doskovité, v teréne je ťažké odčleniť ich od fácie nadložných neokómskych vápencov, od ktorých sa odlišujú vystupovaním v masívnejších vrstvách, väčšou čistotou a absenciou škvrn. Fácia sivobielych kalových vápencov prechádza smerom do nadložia do doskovitých až tenkodoskovitých kalových vápencov. Vápence sú sivobiele, sivé až sivozelenkavé. Miestami možno pozorovať nevýraznú škvrnitosť alebo šmuhovitosť, miestami sú výrazne škvrnité (obr. 4.6.7B). Rohovce v litofácii slienitých vápencov neboli pozorované. Charakteristická je biela patina, „mäkké“ zvetranie a systém drobných vlásočnicových kalcitových žíl. Väčšinou sú tenkodoskovité až bridličnaté, tektonicky postihnuté a pravdepodobne aj hrúbka súvrstvia je tektonicky duplicitná. Z hľadiska mikroštruktúry ide o kalpionelidno-rádiolárový biomikrit.

Mikrofácia je kalpionelidno-rádiolárová, krasikolárová a niekedy aj kalpionelidno-sakokómová. Prítomné sú početné kalpionelidy. Radiolárie sú dominantne spumelárového typu a sú najhojnejšími fosíliami. Zriedkavé sú filamenty, veľmi vzácne fragmenty ostnatokožcov.

Vek na základe analógie je berias – barém. Na základe prítomnosti kalpionelid vo vzorke vápenca z oblasti hrebeňa kóty 735 nad Hradnianskou dolinou (N 48,887 193°, E 17,871 308°, určil Pelech in Pešková et al., 2018) *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella grandalpina* NAGY, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU) a *Remaniella cadischiana* (COLOM) ide o kalpionelidnú zónu *Calpionella*, podzónu *elliptica*, ktorá indikuje stredný berias. Veľmi vzácne sa vyskytuje aj vápnitá dinoflageláta *Schizosphaerella minutissima* (COLOM), tiež indikujúca stredný berias.

38 pestré slieňovce („púchovské súvrstvie“) (kampán – mástricht)

Výskyt červených slieňovcov a slieňovcov je obmedzený hlavne na úzku zónu na kontakte bradlového pásma s. s. s bielokarpatskou jednotkou. Výnimkou je výskyt v údolí bezmenného potoka pod lokalitou Krausov salaš, kde pestré slieňovce ležia v podloží sivozelených rádiolárových vápencov, a oblasť južne od kameňolomu v severných svahoch Tlstej hory (N 48,896 216°, E 17,889 640°). Viac-menej dobré odkryvy sa nachádzajú v záreze cesty do osady Polníky západne od Dolnej Súče (N 48,951 156°, E 18,025 306°) a v záreze cesty nad Dolnou Súčou v oblasti južne od bradla Krasín (N 48,958 364°, E 18,023 695°). Slieňovce sú výrazne červené, možno pozorovať systém kalcitových žíliet. Sprezdáva ich výrazne červená hlina s drobnými šupinkami červených slieňov. Mikroskopické štúdium na základe prítomnosti spoločenstva dierkavcov reprezentovaného *Globotruncanita calcarata* (CUSHMAN), *Globotruncana arca* CUSHMAN, *Globotruncanella*

havanensis (VOORWIJK), *Rosita* cf. *patelliformis* (GANDOLFI), *Heterohelix* sp., *Rugoglobigerina* sp. a *Hedbergella* sp. preukázalo vek vrchný kampán.

Vek je vrchný kampán – mástricht. Z lokality pri nevyužívanom kameňolome severne od lokality Tlstá hora v doline Chocholnice (v pôvodnej správe označované ako lokalita Pod Skalou; Began et al., 1980) je opísaná aj mikrofauna dierkavcov *Uvigerinammina jankoi* MAISSON, *Hormosina ovulum* (GRZYBOWSKI) – drobné formy, *Glomispira charoides* (JONES et PARKER), *Trochamminoides subcoronatus* (GRZYBOWSKI) a *Ammodiscus* sp. naznačujúca vrchnokriedový vek (pôvodne považované za paleocénne; Began et al., l. c.).

4.7. Flyšové pásmo

Oblasť Bielych Karpát je tvorená komplexom flyšových hornín, čiže striedajúcich sa vrstiev pieskoviec a ílovcov mladokriedového až paleogénneho veku. Patria k bielokarpatskej jednotke, ktorá je najvnútornejšou jednotkou magurského príkrovu Vonkajších Západných Karpát (Potfaj, 1993; Teťák, 2016; Hók et al., 2019).

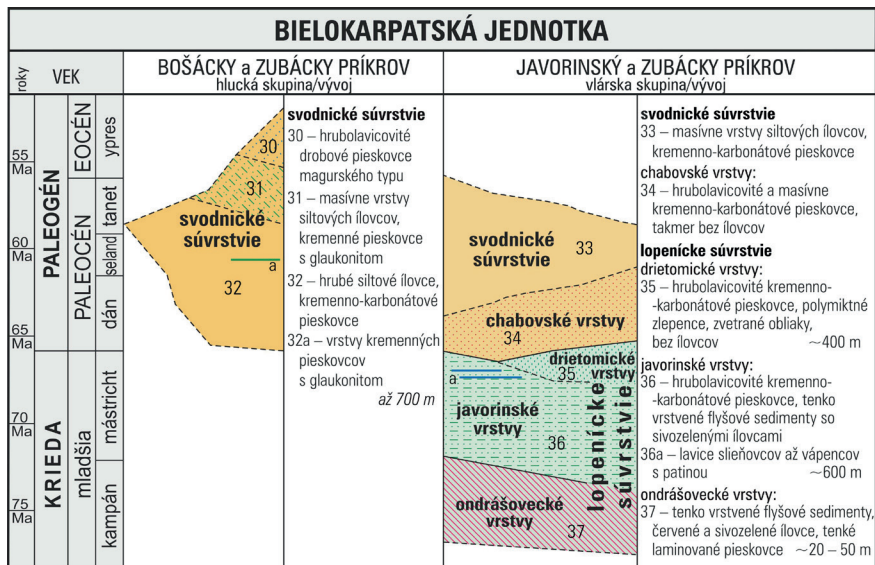
4.7.1. Bielokarpatská jednotka

Bielokarpatskú jednotku v regióne zastupuje bošácky príkrov (hlucká skupina/vývoj) a nad ním ležiaci javorinský príkrov (vlárska skupina/vývoj). V severovýchodnej časti regiónu medzi nimi leží zubácky príkrov (prechodná vlársko-hlucká skupina/vývoj). Jednotlivé príkrovy (tektonické šupiny) majú rozdielnu tektonickú a litofaciálnu náplň (obr. 4.7.1) (Potfaj, 1993; Teťák, 2016).

Územie s vystupovaním javorinského a zubáckeho príkrovu tvorí najvyššie časti pohoria Biele Karpaty (Veľký Lopeník, 911 m n. m.) so značným prevýšením a morfológickou členitosťou. Napriek tomu poskytuje iba málo odkryvov a aj tie sú rozložené veľmi nerovnomerne. Vo flyšových súvrstviach sa odkryvy vyskytujú hojnejšie, vo všeobecnosti najmä v korytách potokov. Tie sú však v tomto regióne často prekryté zosuvmi a zanesené náplavmi. Najmä na svodnickom súvrství bošáckeho príkrovu a na javorinských vrstvách vznikli rozsiahle zosuvy, nezriedka s plochou vyše 1 km². Monotónna litológia súvrství nedovoľuje presnejšie poznanie geologickej stavby. Spestrením sú najmä červené ílovce ondrášoveckých vrstiev, vďaka ktorým je možné detailne zdokumentovať zložitú stavbu bázy javorinského príkrovu. Dobrými markermi sú aj zlepenice drietomických vrstiev a chabovské vrstvy.

Základným prvkom na rozlišovanie a charakterizovanie flyšových komplexov sú litotypy. Pod litotypom rozumieme charakteristické znaky sedimentárnej horniny. Sú to napríklad minerálne zloženie klastov a ich vytriedenie a sedimentárne štruktúry horniny ako dôsledok špecifického charakteru zdrojovej oblasti, transportu materiálu gravitačnými prúdmi a sedimentácie. Litotypy pieskoviec môžu byť typické pre niektoré súvrstvie alebo príkrov alebo sa môžu vyskytovať aj vo viacerých.

Litotypy pieskoviec a litofácie bielokarpatskej jednotky sú navzájom veľmi podobné. Ich odlíšenie si vyžaduje pozornejšie sledovanie. Ako pomôcku uvádzame tabuľku (obr. 4.7.2) na porovnanie a rozlišovanie litostratigrafických jednotiek podľa charakteru pieskoviec a ílovcov.



Obr. 4.7.1. Litostratigrafická tabuľka bielokarpatskej jednotky (zostavil F. Teťák).

Svodnické súvrstvie	Javorinské vrstvy	Drietomické vrstvy	Chabovské vrstvy
stredno- až hrubolavcovité piesk.	tenko vrstvené hrubolavcovité p.	hrubolavcovité až súvislé p. a zl.	hrubolavcovité pieskovce
jemnozmné (strednozmné) piesk.	jemnozmné (strednozmné) piesk.	hrubozmné (strednozmné) piesk. až zlepenec s klastami, bežne viac ako 8 mm, zvetrané obliaky	strednozmné (hrubo- až jemnozmné) pieskovce, klasty s priem. 3 (max. 8) mm
masívne piesk., doskovitý rozpad iba vrchných častí vrstiev piesk. – nepravidelne tvarované ostrohranné úlomky	doskovitý až tabuľovitý rozpad aj celých hrubých vrstiev piesk.	masívne pieskovce a zlepenec, doskovitý rozpad iba vzácné	prevažne masívne, menej hrubodokovitý, typické hrdzavé Liesegangove kruhy, navetraný p. je hrdzavo hnedý
horšie triedené pieskovce	lepšie triedené pieskovce	horšie triedené pieskovce až drobový vzhľad na lome	horšie až zle triedené piesk., na lome dobre vidno zná karbonátov
vápnnité lastúmaté ílovce, bežne viac ako 10 cm (až 300 cm)	tenšie nevápnnité zelenosivé ílovce (do 10 cm)	ílovce a siltovce iba vzácné (do 5 cm)	zriedka tenšie sivé nevápnnité drobové siltové ílovce
hnedá ílovitá až piesčitá hlina	svetlá (biela) piesčitá hlina	svetlá piesčitá hlina s obliakmi	hrdzavá piesčitá hlina

Obr. 4.7.2. Porovnanie a rozlišovanie litostratigrafických jednotiek bielokarpatskej jednotky podľa charakteru sedimentov (zostavil F. Teťák).

Javorinský príkrov (vlárska skupina) a zubácky príkrov (prechodne vlárska a hlucká skupina)

Javorinský aj zubácky príkrov vystupujú v regióne vo svojom typickom lito-faciálnom vývoji v rozsahu od kampánu po stredný eocén (Potfaj, 1993). Báza javorinského príkrovu je značne tektonicky komplikovaná štruktúra. Pri presune javorinského príkrovu boli do ondrášoveckých vrstiev tektonicky včlenené rôzne veľké útržky, bloky až šupiny hornín bošáckeho príkrovu. Dosahujú veľkosť od niekoľko metrov až do viac než 500 m. Sled lopenického súvrstvia nad ondrášoveckými vrstvami pokračuje javorinskými vrstvami, ktoré tvoria hlavnú masu príkrovov (obr. 4.7.1). V ich nadloží sú drietomické vrstvy, ktoré sa smerom na východ v doline Drietomice vyklinujú a čiastočne laterálne a čiastočne do nadložia nasledujú chabovské vrstvy. Juhozápadne od Hornej Súče vystupuje aj najmladšie súvrstvie – svodnické súvrstvie. Uvedené litostratigrafické jednotky majú laterálne výrazne premenlivú hrúbku, až sa úplne vyklinujú.

Popri bradlovom pásme samostatne vystupuje úzky, tektonicky rozťahnutý pruh tenko vrstveného flyšu s červenými ílovcami a zelenými laminovanými pieskovecami, ktorý zaraďujeme k ondrášoveckým vrstvám. Spolu s nimi sa miestami vyskytujú púchovské slieňovce.

Na mape Potfaja et al. (1986) bolo v závere doliny Chocholnej zobrazené malé teleso vulkanitov. Komisionálne sme sa pokúsili tento výskyt overiť, ale okrem zvýšeného tektonického postihnutia javorinských vrstiev sprevádzaného niekoľkými vývermi prameňov s penovcami sme žiadnu anomáliu geologickej stavby nezistili.

35, 36, 37 lopenické súvrstvie

Toto súvrstvie definoval Potfaj (1993) a rozčlenil ho na ondrášovecké, javorinské a drietomické vrstvy. V študovanom regióne sú zastúpené všetky tri litostratigrafické jednotky.

Potfaj (1993), Mello et al. (2005) aj staršia literatúra udávajú západne od Horného Srnia rajkovecké vrstvy zavedené Beganom et al. (1988) a akceptované aj Potfajom (1993), na základe ktorých autori vyčlenili vlársky sled bielokarpatskej jednotky. Od používania rajkoveckých vrstiev upúšťame, keďže pri podrobnom výskume sme zistili, že je možné rozdeliť ich na javorinské (staršie) a chabovské (mladšie) vrstvy sensu Potfaj (1993). Komplex, ktorý bol v minulosti zaraďovaný k rajkoveckým vrstvám, členíme na javorinské a chabovské vrstvy, rajkovecké vrstvy odporúčame nepoužívať.

37 ondrášovecké vrstvy: tenko vrstvené flyšové sedimenty, červené a sivozelené ílovce, tenké laminované pieskovce (*stredný kampán – starší mástricht*)

Názov a typová lokalita. – Pôvodne boli opisované ako „pestré súvrstvie“ (Potfaj et al., 1986) alebo gbelské vrstvy (Stránik et al., 1986, 1989). Ondrášovecké

vrstvy zaviedol Potfaj (1993) podľa odkryvov pri osade Ondrášovec na južnom svahu Veľkého Lopeníka na základe opisu pestrého súvrstvia na báze javorinského príkrovu (Potfaj et al., 1986). Podľa nášho výskumu je báza javorinského príkrovu v tejto oblasti výrazne zošupinatená a obsahuje šupiny svodnického súvrstvia, pôvodom z podložného bošáckeho príkrovu, ako aj bloky hornín z iných súvrství javorinského príkrovu. Preto horniny svodnického súvrstvia z pôvodného opisu ondrášoveckých vrstiev vynechávame. Dva menšie výskyty tenko vrstveného flyšu s červenými ílovcami v oblasti Novej hory pripisujeme tiež ondrášoveckým vrstvám javorinského príkrovu. K ondrášoveckým vrstvám zaradujeme aj výskyty tenko vrstveného flyšu s červenými ílovcami, ale predbežne aj červené slieňovce „púchovského“ typu (obr. 4.7.3A) vyskytujúce sa skoro súvisle v tenkom pruhu pri okraji bradlového pásma.



Obr. 4.7.3. A: Červené púchovské slieňovce (ondrášoveckých vrstiev?) s vyvetranými foraminiferami (Brúsne); B: tektonicky deformovaný, tenko vrstvený flyš s červenými ílovcami ondrášoveckých vrstiev (Horná Súča-Na Drahách); C, D: fácia tenko vrstvených flyšových sedimentov javorinských vrstiev (C: Horné Srnie – lom Rajkovec; D: dolina Chocholnice) (foto F. Teťák).

Litologická náplň. – Ondrášovecké vrstvy boli v odkryvoch sledované len zriedka, a to najmä vo vývoji tenko vrstveného flyšu. Vrstvičky veľmi jemnozrnných pieskovcov hrubé do 15 cm sa striedajú s vrstvami ílovcov hrubými do 15 cm. Pieskovce sú zelenkasté, kremenno-karbonátové, miestami s Fe-Mn povlakmi. Väčšinou sú paralelne alebo čerinovo laminované. Majú vyšší obsah zuhoľnatenej rastlinnej drviny a muskovitu (niekedy aj červené klasty). Hojně tektonické rozpukanie je vyhojené kalcitom. Sprievodné ílovce sú nevápnité,

pestro olivovo zelené a tehlovo červené. Celkovo mierne prevládajú ílovce nad pieskovecami.

V malých útržkoch popri okraji bradlového pásma vystupujú ondrášovecké vrstvy okrem typického, tenko vrstveného flyšového vývoja s červenými a zelenými ílovcami, aj v ďalšej fácií opísanej Potfajom (1993), a to ako ružové až červené púchovské slieňovce (obr. 4.7.3B).

Hrúbka a ohraničenie. – Pretože ondrášovecké vrstvy ležia na spodnej ploche príkrovu a sú litologicky mäkké, bývajú výrazne tektonicky deformované a redukované. Ich hrúbka je len niekoľko metrov až desiatok metrov. Predpokladáme aj tektonické duplexy, čím miestami vytvárajú komplex hrubý aj vyše 100 m. Spodné ohraničenie je v regióne tektonické, vrchné je dané posledným výskytom červených ílovcov. Pri geologickom výskume a mapovaní sú výrazným a dôležitým markerom.

Vek ondrášoveckých vrstiev udáva Potfaj (1993) na základe nanoplanktónu ako stredný kampán až starší mástricht.

Z Novej Bošáče (Nad Lovichovcom) sme získali nanoplanktón mladšieho mástrichtu zóny CC25c – *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, *Micula murus* (MARTINI) BUKRY, *Retecapsa ficula*, *R. surirella*, *Eiffellithus eximius* a *Broinsonia parca constricta*.

Prostredie vzniku. – Sedimentácia prebiehala pod úrovňou CCD v hlbokomorskom prostredí na morskej pláni až v distálnej časti kužeľa s minimálnym vplyvom gravitačných prúdov. Prúdové smery smerujú z V na Z (Teťák et al., 2019).

36, 36a javorinské vrstvy: hrubolavicovité kremenno-karbonátové pieskovce, tenko vrstvené flyšové sedimenty so sivozelenými ílovcami (mladší kampán – mástricht); a) lavice slieňovcov až vápencov s patinou

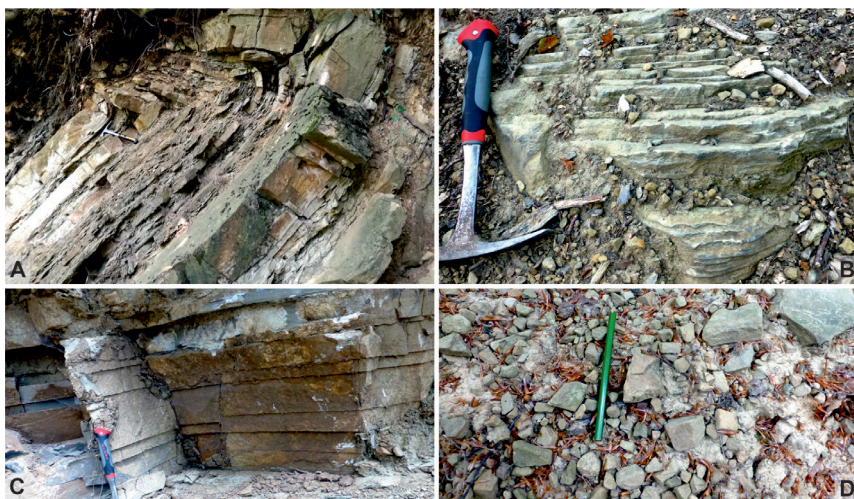
Názov a typová lokalita. – Javorinské vrstvy boli definované podľa odkryvov na severných svahoch Veľkej Javoriny (Potfaj et al., 1986; Stráňík et al., 1986).

Litologická náplň. – Podľa Potfaja et al. (1986) majú javorinské vrstvy prevažne tenko- až strednorytmický flyšový charakter. Podľa neskorších pozorovaní v oblasti Javoriny (Potfaj et al., 2014; Teťák et al., 2015; Teťák, 2016) a tiež v študovanom území je tenko vrstvený flyš zastúpený v menšej miere. Väčšie zastúpenie má len v spodnej časti súvrstvia. Prevláda skôr stredne až hrubo vrstvený flyš. Celkovo prevládajú pieskovce nad ílovcami.

Rozlíšiť môžeme dve fácie – tenko vrstvenú a pieskovcovú. *Tenke vrstvené fácie* má flyšový charakter (obr. 4.7.3C, D, 4.7.4A) s pomerom pieskovcov k ílovcu 1 : 1 a s počtom 6 až 10 vrstiev na meter profilu. Lavice jemnozrnných kremenno-karbonátových pieskovcov sú hrubé 4 až 25 cm, nevýrazne paralelne a čerinovo laminované, s bioglyfmi. Sprievodné ílovce sú zelenosivé, nevápnité, často siltové, s hrúbkou nepresahujúcou 40 cm.

V súvrství smerom do nadložia postupne narastá zastúpenie pieskovcovej fácie. V *pieskovcovej fácií* výrazne dominujú vrstvy pieskovcov javorinského typu

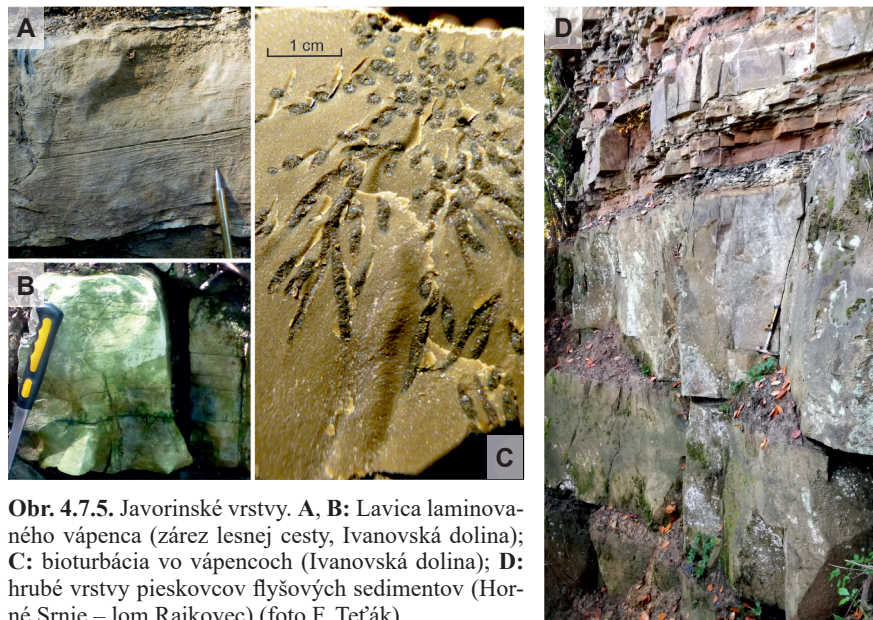
hrubé od 40 cm až do vyše 1 m. Pieskovce sú kremenno-karbonátové, s výraznými zrnami karbonátov. Sú vápnité, dobre triedené, prevažne jemnozrnné, len zriedka strednozrnné. Majú hojné zastúpenie karbonátových klastov, ktoré sú ostro ohraničené, za čerstva biele až sivé, po navetraní žlté, oranžové až ružovočervené. Typická je nevýrazná paralelná laminácia (interval T_b , zriedkavejšie zvlnený interval T_c). Laminácia spôsobuje, že sa pieskovce zvetrávaním rozpadajú na hrubé dosky až tabuľky. Hrubé vrstvy vykazujú masívny vzhľad, no tiež sa štiepia po plochách nevýraznej paralelnej laminácie (obr. 4.7.4B – D, 4.7.5D). Hojný môže byť muskovit aj rastlinná drvina. Zriedka môžu obsahovať menšie množstvo glaukonitu. Vo vrchnej časti súvrstvia sa môžu vyskytovať ojedinelé vrstvy stredno- až hrubozrnných pieskovcov, prípadne pieskovcov chabovského typu.



Obr. 4.7.4. A: Vrása vo flyšových sedimentoch javorinských vrstiev (lom v doline Sietne); **B:** doskovitý až tabuľovitý rozpad jemnozrnných kremenno-karbonátových pieskovcov javorinských vrstiev po navetraní (dolina Chocholnice); **C:** doskovitý rozpad jemnozrnných kremenno-karbonátových pieskovcov javorinských vrstiev na čerstvom lome (zárez lesnej cesty, Hradnianska dolina); **D:** kamenitá sutina s úlomkami jemnozrnných kremenno-karbonátových pieskovcov, typická pre javorinské vrstvy (foto F. Teťák).

Vrstvy slienitých *vápencov* sú zriedkavé (obr. 4.7.5A – C, 4.7.6A). Vyskytujú sa najmä v najvyššej časti javorinských vrstiev vo viacerých úrovniach (horizontoch). Tvoria lavice hrubé 15 až 40 cm. Na lome sú sivej, hnedosivej až bielej farby s bielou patinou na navetranom povrchu. Niekedy sú až modrobielé či hnedasté s hnedými Liesegangovými pásmi (obr. 4.7.6A). Sú celistvé, tvrdé, s triestivým lomom. Len zriedka sú bioturbované (vo vyššej časti vrstvy; obr. 4.7.5C) alebo laminované (v nižšej časti vrstvy; obr. 4.7.5A). Zdá sa, že vrstvy týchto vápencov okrem indikovania vyššej časti javorinských vrstiev nemajú väčší korelačný význam.

Petrografia. – Pieskovce javorinských vrstiev zodpovedajú majoritne vápnitým sublitarenitom – kalklitom (Pettijohn et al., 1972). Prevládajú veľmi jemnozrnné až jemnozrnné, ojedinele strednozrnné, prevažne mierne až dobre vytriedené a slabopracované (ostrohranné) pieskovce. Zdrojovú oblasť predstavoval kremenný recyklovaný orogén (Dickinson, 1985).



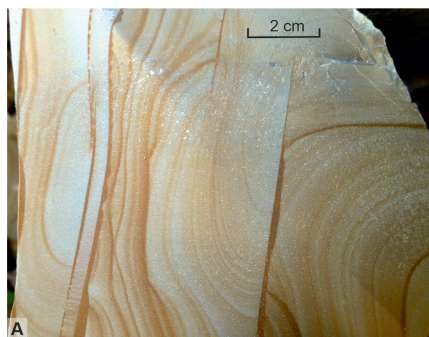
Obr. 4.7.5. Javorinské vrstvy. **A, B:** Lavica laminovaného vápence (zárez lesnej cesty, Ivanovská dolina); **C:** bioturbácia vo vápencoch (Ivanovská dolina); **D:** hrubé vrstvy pieskovcov flyšových sedimentov (Horné Srnie – lom Rajkovec) (foto F. Teťák).

Monokryštalický kremeň tvorí 34,4 až 49,5 %, v priemere 42,3 %, polykryštalický kremeň 3,5 až 20,2 %, v priemere 11 %, silicity 0,2 až 1,5 %, v priemere 1 %, plagioklasy 1,4 až 6,5 %, v priemere 2,8 %, draselné živce 1,5 až 3,5 %, v priemere 2,1 %, úlomky magmatických a vulkanických hornín 1 až 3,2 %, v priemere 1,8 %, metamorfovaných hornín je 0 až 2,4 %, v priemere 1,2 %, klastických hornín 0,4 až 3,3 %, v priemere 1,9 %, karbonátových hornín 2,3 až 16,7 %, v priemere 6,85 %, muskovitu 0,7 až 5,2 %, v priemere 3,2 %, biotitu 0,8 až 2,9 %, v priemere 2,4 %, akcesorických ťažkých minerálov 0,4 až 1,4 %, v priemere 0,87 %, fosilnej organickej zložky 0 až 7,5 %, v priemere 0,88 %, základnej hmoty 0 až 8,7 %, v priemere 3,4 % a kalcitového tmelu 6,6 až 31,2 %, v priemere 18,5 %. Pozorujeme zvyšovanie zastúpenia klastov kremeňa a živcov a znižovanie obsahu klastických sfúd. Okrem jednej výnimky je obsah fosilných organických zvyškov len akcesorický. Pomerne dobré zastúpenie stále majú úlomky karbonátov. Glaukonit úplne absentoval.

Hrúbka a ohraničenie. – Spodná hranica javorinských vrstiev je daná posledným výskytom červených ílovcov ondrášoveckých vrstiev a s nimi vystupujúcich zelených laminovaných pieskovcov. Horná hranica zvyčajne nie je ostrá. Uvádza ju nástup zlepcov drietomických vrstiev alebo pieskovcov chabovského typu. Na niektorých miestach ju môžeme lokalizovať len približne. Hrúbka javorinských vrstiev je veľmi premenlivá. V západnej časti regiónu ich hrúbka môže presiahnuť 800 m, no pri Hornej Súči dosahujú sotva 200 m. Predpokladáme, že je to dané

hrúbkou sedimentov náplavových vejárov, ktoré zaplňali pôvodne nerovné dno magurského bazénu.

Vek javorinských vrstiev určil Potfaj (1993) na základe nanoplanktónu na mladší kampán až mástricht.



Obr. 4.7.6. A: Liesegangove pruhy vo vápencoch javorinských vrstiev (Drietomická dolina); B: drobnozrnne zlepence drietomických vrstiev (Drietomická dolina – zárez nad cestou); C: pieskovce drietomických vrstiev (dolina Chocholnice – hrebienok) (foto F. Tet'ák).

Z javorinských vrstiev sme zistili nanoplanktón mástrichtského veku na základe zastúpenia druhov *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, *A. maastrichtiana* BURNETT, *Lucianorhabdus cayeuxii* DEFLANDRE, *Micula staurophora* (GARDET) STRADNER, *Watzanueria barnesiae* (BLACK) PERCH-NIELSEN a *M. cf. swastica* STRADNER et STEINMETZ. Južne od Veľkého Lopeníka a na Kráľovom vrchu (Bolešovská dolina) sme našli v pieskovci úlomok schránky *Inocerama*.

Prostredie vzniku. – Sedimentácia prebiehala v hlbokomorskom prostredí na okraji magurského bazénu s pravidelným vplyvom gravitačných prúdov s prínosom kremenno-karbonátových pieskov. Najproximálnejšia časť vejára sa nachádzala východne od Horného Srmia (Tet'ák et al., 2019).

35 drietomické vrstvy: hrubolavicovité kremenno-karbonátové pieskovce, polymiktné zlepence, zvetrané obliaky, bez ílovcov (mástricht – ?paleocén)

Názov a typová lokalita. – Drietomické vrstvy definoval Potfaj (1993) vo vyššej časti lopenického súvrstvia vo východnej časti bielokarpatskej jednotky podľa odkrytov v potoku Drietomica.

Litologická náplň. – Typické sú hrubé vrstvy hrubo- až strednozrných, dobre vytriedených pevných kremenno-karbonátových pieskovcov s muskovi-

tom. Medzi pieskovecami bývajú vložky drobnozrnných zlepcov (obr. 4.7.6B, 4.7.7A, B). Klasy bežne presahujú veľkosť 8 mm. Obliaky väčšie ako 3 cm sú veľmi dobre zaoblené a zvyčajne ich nenachádzame v pevnej hornine, ale voľne vypadnuté v sutine. Najväčší obliak mal priemer 70 cm. Petrograficky v nich prevláda kremeň, bežné sú aj metamorfované horniny (svory a ruly s kremeňom a muskovitom, biotitická rula, zelené bridlice, kvacity, granity a metavulkanické horniny). Pieskovce môžu mať nevýrazný doskovitý rozpad po plochách paralelnej laminácie alebo misovité stopy po úniku vody (obr. 4.7.6C). Miesto ílovcov sú medzi vrstvami pieskovcov siltovce s hrúbkou redukovanou do 5 cm. Môžu sa vyskytovať vložky pár vrstiev až v hrúbke niekoľko metrov s charakterom javorinských vrstiev.

Hrúbka a ohraničenie. – Smerom na západ sa drietomické vrstvy tektonicky vyklinujú redukciou vrstvomého sledu vo vrchnej časti javorinských vrstiev na styku s bradlovým pásmom a v redukovanej miere ich nachádzame aj západne od Veľkej Javoriny. Smerom na východ sa sedimentárne vyklinujú medzi javorinskými a chabovskými vrstvami. Ich najväčšia hrúbka je až 300 m. Ojedinele sa vyskytujú na rozhraní javorinských a chabovských vrstiev ako niekoľko metrov hrubé šošovky, pôvodom ako výplne menších prírodných kanálov (v Hornej Súči, sz. od Trenčianskej Závady a j. od čakanovských bradiel).

Vek drietomických vrstiev ako najvyššej časti lopenického súvrstvia odvodzujeme superpozíčne na mástricht (Potfaj, 1993). Z Drietomickej doliny zo spodnej časti súvrstvia sme zistili chudobný nanoplanktón mladšej kriedy (kampán) (*Broinsonia parca constricta* HATTNER a *Micula staurophora* GARDET).

Prostredie vzniku. – Sedimentácia prebiehala v hlbokomorskom prostredí, ale pravdepodobnejšie na svahu v proximálnej časti kužeľa, prípadne priamo v prínosovom údolí (širokom plytkom kanáli) s intenzívnym prínosom masívnych hrubozrnných kremenno-karbonátových pieskov gravitačnými prúdmi.

33, 34 svodnické súvrstvie

34 chabovské vrstvy: hrubolavicovité a masívne kremenno-karbonátové pieskovce, takmer bez ílovcov (*paleocén*)

Názov a typová lokalita. – Chabovské vrstvy (obr. 4.7.7C až 4.7.9C) definovali Potfaj et al. (1986) a Stráňík et al. (1986) v oblasti vrchu Chabová. Počas geologického výskumu sme zistili, že vrch Chabová netvorí chabovské vrstvy, ale javorinské vrstvy. Preto navrhujeme za typovú lokalitu chabovských vrstiev starý lom/zárez nad cestou z Drietomy na Moravu južne od Mrázikovcov. V lome je zastúpená iba mladšia, dominantne pieskovcová časť súvrstvia. Preto ako druhý referenčný odkryv navrhujeme neďaleký zárez nad cestou severne od odbočky do Hornej Súče, kde je zastúpená staršia časť súvrstvia v jemnozrnnjšom vývoji s hrubými vrstvami pieskovcov aj s vložkami tenších vrstiev pieskovcov a ílovcov. Chabovské vrstvy tu majú ešte afinitu s javorinskými vrstvami (obr. 4.7.7C, D).

Litologická náplň. – Potfaj (1993) definoval chabovské vrstvy ako komplex stredno- až hrubozrnných pieskocov s karbonátovými klastami a ojedinelými vložkami a „šmuhami“ drobnozrnných zlepcov. Sporadicky sú zastúpené zelesnívisé, málo vápnité, silne piesčité ílovce.

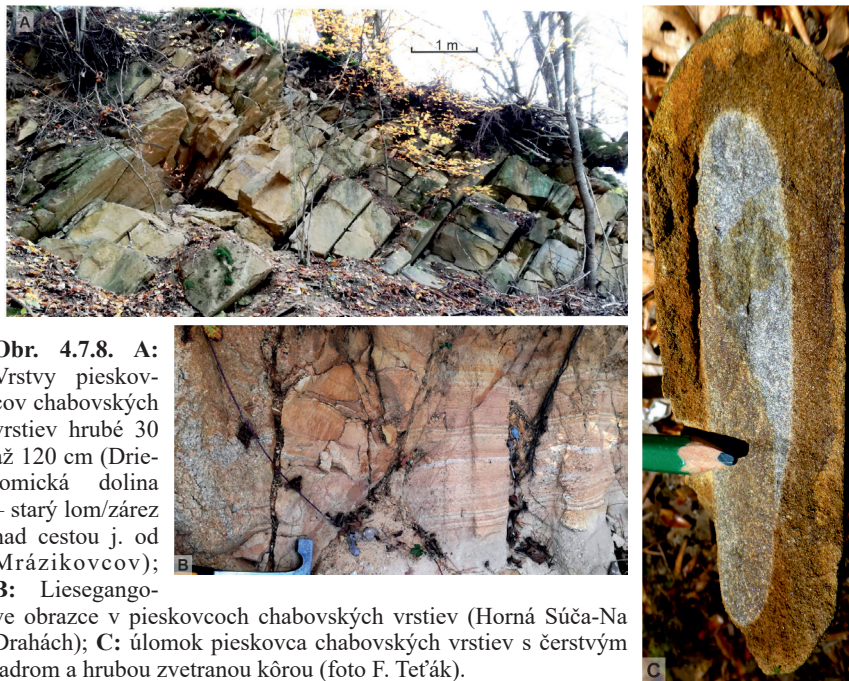


Obr. 4.7.7. A, B: Zlepence a pieskovce drietomických vrstiev (Drietomická dolina – zárez nad cestou); C, D: tenšie vrstvené sedimenty a pieskovce s doskovitým rozpadom v spodnej časti chabovských vrstiev (Drietomická dolina – zárez nad cestou) (foto F. Tet'ák).

Podľa našich pozorovaní je potrebné charakteristiku chabovských vrstiev rozšíriť. V rámci súvrstvia výrazne prevládajú pieskovce nad ílovcami. Najstaršia časť súvrstvia má okrem hrubých vrstiev pieskocov tzv. chabovského typu vložky tenších vrstiev kremenno-karbonátových pieskocov a lokálne aj tenko vrstveného flyšu. Tým najstaršia časť súvrstvia pripomína javorinské vrstvy, s ktorými je možné predpokladať čiastočne laterálne zastupovanie. Stredná a mladšia časť súvrstvia má výrazne pieskovcový charakter, takmer úplne bez ílovcov.

Pieskovce tzv. chabovského typu môžeme charakterizovať ako vrstvy hrubé 30 až 150 cm (zriedka až 400 cm), ktoré sú bežne amalgamované. Zvyčajne sú oddelené vrstvičkou siltocov alebo siltových ílovcov hrubou iba 2 až 6 cm. Pieskovce sú zvyčajne strednozrnné, v hornej časti vrstiev až jemnozrnné. Na báze zriedka prechádzajú do drobnozrnných zlepcov, kde veľkosť klastov zriedka dosahuje 8 mm, ale nepresahuje 10 mm. Tým sa líšia od podložných drietomických vrstiev, kde sú bežné väčšie obliaky. Pieskovce sú prevažne masívne. Zvetraním nadobúdajú hrubodoskovitý rozpad, čím sa prejavuje ich veľmi nevýrazná paralelná laminácia. Najhrubšie vrstvy majú vyvinuté misovité stopy po úniku vody. Sú

horšie vytriedené než pieskovce javorinských vrstiev. Za čerstva sú sivomodré, s dobre viditeľnými zrnami karbonátov. Rýchlo však zvetrávajú a nadobúdajú hrdzavohnedú farbu. Zvetraním nadobúdajú typickú vlastnosť – Liesegangove pásy a obrazce (obr. 4.7.8B, 4.7.9A – C), ktoré sú v iných súvrstviach bielokarpatskej jednotky zriedkavé. Výskyt Liesegangových pásov sa smerom do nadľožia zvyšuje. Pieskovce majú premenlivý, ale prevažne zvýšený obsah muskovitu aj rastlinnej drviny. V dôsledku slabšej litifikácie rýchlejšie podliehajú zvetrávaniu. Charakter súvrstvia s dominanciou slabšie litifikovaných rozpadavých pieskovcov s vyšším obsah železa spôsobuje piesčitý charakter hĺn s hrdzavohnedou farbou.



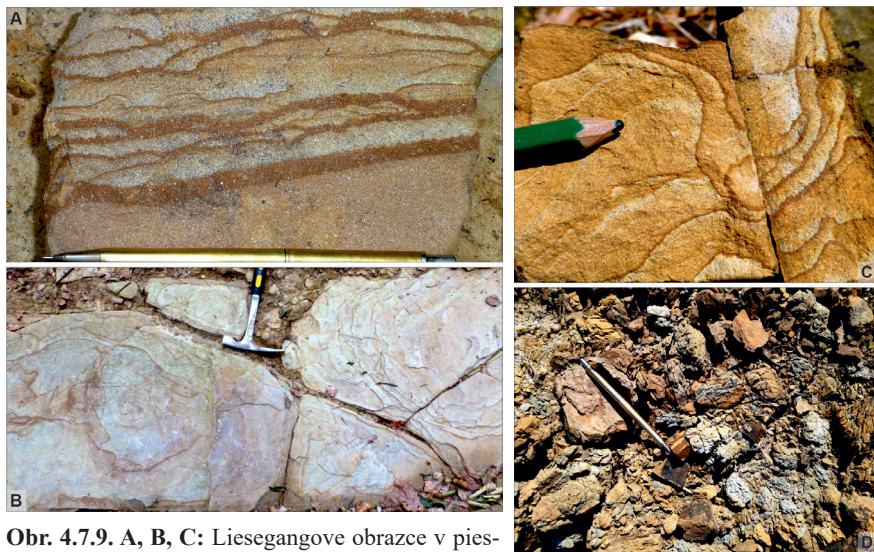
Obr. 4.7.8. A: Vrstvy pieskovcov chabovských vrstiev hrubé 30 až 120 cm (Drietomická dolina – starý lom/zárez nad cestou j. od Mrázikovcov); **B:** Liesegangove obrazce v pieskovcoch chabovských vrstiev (Horná Súča-Na Draháč); **C:** úlomok pieskovca chabovských vrstiev s čerstvým jadrom a hrubou zvetranou kôrou (foto F. Teťák).

Siltovce a ílovce sú v súvrství zastúpené iba nevýznamne, hojnejšie len v jeho staršej časti. V mladšej časti súvrstvia úplne chýbajú. Sú sivé, siltové, šupinkovité, drobné, nevápnité, s hojnými šupinkami muskovitu a zuhoľnatenou rastlinnou drvinou. Medzi vrstvami pieskovcov miestami vystupujú len mäkkšie, horšie litifikované jemnozrné siltové pieskovce s hojnou prímесou zuhoľnatej rastlinnej drviny.

Počas mapovania v Bolešovskej doline v. od Kráľovho vrchu sme v rámci vyššej časti chabovských vrstiev zistili tenko vrstvený flyšový horizont s červenými ílovcami hrubý 2 m. Odhadom môže zodpovedať asi mladšiemu paleocénu. Je prvým známym výskytom paleogénnych pestrých ílovcov vo vlárskom vývoji.

Petrografia. – Pieskovce patria k pomerne pestrým typom od sublitarénitov a lilitických arenitov až po drobu (Pettijohn et al., 1972). Sú jemnozrnné až strednozrnné, dobre až veľmi dobre vytriedené a slabo až mierne opracované. Ich zdrojovou oblasťou bol prechodný recyklovaný orogén, menej kremenný a lilitický typ (Dickinson, 1985).

Monokryštalický kremeň tvorí 20 až 49,5 %, v priemere 32,8 %, polykryštalický kremeň 8,7 až 31,6 %, v priemere 17,1 %, silicity až 1,9 %, v priemere 1,1 %, plagioklasy 1,2 až 5,2 %, v priemere 3 %, draselné živce 1,2 až 4,2 %, v priemere 2,5 %, úlomky magmatických a vulkanických hornín 0,4 až 2,4 %, v priemere 1,2 %, metamorfované horniny 0,3 až 3,2 %, v priemere 1,8 %, klastické horniny 0,8 až 4 %, v priemere 2,4 %, karbonáty 0,6 až 15,7 %, v priemere 7,9 %, muskovit 3,2 až 5,9 %, v priemere 4,4 %, biotit 1,4 až 5,9 %, v priemere 3,4 %, akcesorické ťažké minerály 0,3 až 0,8 %, v priemere 0,52 %, fosílné organické zvyšky 0,0 až 6 %, v priemere 1,7 %, základná hmota 2,2 až 18,22 %, v priemere 6,2 % a kalcitový cement 3,2 až 21 %, v priemere 14,1 %. Chabovské pieskovce majú markantne vyšší podiel polykryštalického kremeňa a miestami aj úlomkov karbonátových a metamorfovaných hornín. Pomerne dobre sú zastúpené aj klasty plagioklasov a draselných živcov. Fosílné zvyšky, okrem pár výnimiek, tvorili len akcesorické výskyty. Veľmi dobre boli zastúpené klastické sludy. Priemerný obsah základnej hmoty výrazne sklesla vzorka droby.



Obr. 4.7.9. A, B, C: Liesegangove obrazce v pieskovcoch chabovských vrstiev (Drietomická dolina – Brusné – Zvrátená); **D:** svodnické súvrstvie javorinského príkrovu – hnedé hrdzavé, drobno rozpadavé siltovce, lokálne až pelosiderity (Drietomická dolina – sedielko j. od Mrázikovcov) (foto F. Teťák).

Hrúbka a ohraničenie. – Chabovské vrstvy sa vyskytujú v Drietomskej doline a Súčanskej doline, ale aj na východ od mapovaného regiónu. Hrúbka súvrstvia je

premenlivá. Potfaj (1993) ju odhaduje na 150 m. Najväčšia je južne od Chabovej, kde ju odhadujeme až na 400 m. Dolné ohraničenie kladieme nad posledný výskyt zlepcov drietomických vrstiev. Východnejšie na styku s javorinskými vrstvami je to na prvý výraznejší výskyt pieskovcov chabovského typu. Horné ohraničenie súvrstvia je buď tektonické na styku s bradlovým pásmom, alebo stratigrafické na litologicky aj morfológicky výraznom styku s ílovcami a siltovcami nadložného svodnického súvrstvia.

Vek chabovských vrstiev udáva Potfaj (1993) na najmladší paleocén až starší eocén. Kvôli predpokladanému čiastočnému zastupovaniu s javorinskými vrstvami, ale najmä drietomickými vrstvami, pripúšťame aj zasahovanie do najmladšieho mástrichtu. Paleocén bol doložený z profilu oproti doline Sietne – *Braarudosphaera sequella* SELF et TRAIL, *Cruciplacolithus asymmetricus* van HECK et PRINS a *C. cf. intermedius* van HECK et PRINS.

Prostredie vzniku. – Sedimentácia prebiehala v hlbokomorskom prostredí, ale pravdepodobnejšie na svahu v proximálnejšej časti kužeľa s prínosom klastického materiálu kremenno-karbonátových pieskov gravitačnými prúdmi (Teťák et al., 2019).

33 svodnické súvrstvie s. s., hrubé siltové ílovce, kremenno-karbonátové pieskovce (paleocén – starší eocén)

Názov a typová lokalita. – Názov svodnické vrstvy po prvýkrát použil a definoval Pěsl (1968).

Litologická náplň. – Väčšinu objemu svodnického súvrstvia v javorinskom príkrove tvorí stredne vrstvený flyš s prevahou ílovcov. Menej sú zastúpené kremenno-karbonátové pieskovce. Najmladšia časť svodnického súvrstvia tvorená glaukonitovými a drobovými pieskovcami (Potfaj a Teťák et al., 2014) v regióne nevystupuje. Pravdepodobne bola tektonicky odstránená na styku s bradlovým pásmom. V zachovanej spodnej časti svodnické súvrstvie tvoria takmer výhradne hrdzavohnedé siltovce až siltové ílovce, ktoré lokálne prechádzajú až do pelosideritov (obr. 4.7.9D). V tejto časti sú zriedkavé tenšie vrstvy jemnozrnných (až strednozrnných) kremenno-karbonátových pieskovcov. Smerom do nadložia sú typické vrstvy veľmi jemnozrnných laminovaných kremenno-karbonátových pieskovcov s drobným kockovitým rozpadom hrubé až jeden meter, ktoré plynulo prechádzajú do šupinkovitého siltovca a sivých drobových vápnitých ílovcov hrubých až do 4 m. Vyššie sa sekvencia mení na striedajúce sa stredne hrubé vrstvy kremenno-karbonátových pieskovcov spolu s hrubšími vrstvami lastúrnatých sivých vápnitých ílovcov s horizontmi tenko vrstvených flyšových sedimentov.

Hrúbka a ohraničenie. – Hrúbka súvrstvia jz. od Hornej Súče je do 500 m. Báza svodnického súvrstvia je v tomto regióne litologicky a morfológicky veľmi výrazná. Je ňou zakončenie sedimentácie chabovského typu pieskovcov a nástup prevažne pelitických sedimentov. Horná hranica súvrstvia je tektonická. Značná časť sledu je tektonicky odstránená na styku s bradlovým pásmom.

Vek. – Began et al. (1988) a Potfaj (1993) predpokladali vek súvrstvia podľa pozície a litológie za paleocénny, s presahom do staršieho eocénu. Keďže svodnické súvrstvie leží nad chabovskými vrstvami, jeho vek je minimálne starší paleocén a mladší. Predpokladáme, že je v rozsahu starší paleocén až starší eocén.

V Hornej Súči (osada Šetinovci) sme v spodnej časti svodnických vrstiev zistili strednopaleocénny vek na základe *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNMANN et STRADNER) BRAMLETTE et WILCOXON a *Toweius eminens* (BRAMLETTE et SULLIVAN) PERCH-NIELSEN a spoločenstvo pravdepodobne staršieho eocénu na základe zastúpenia druhov *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE et WILLCOXON až stredného eocénu podľa druhu *Reticulofenestra daviesii* (HAQ) HAQ vo vzorke z osady Dúbrava.

Prostredie vzniku. – Sedimentácia prebiehala v hlbkomorskom prostredí s nepravidelným vplyvom kužeľov gravitačných prúdov. Gravitačné prúdy prinášali sedimentárny materiál kremenno-karbonátových pieskov.

Bošácky príkrov (hlucká skupina) a zubácky príkrov (prechodne vlárska a hlucká skupina)

Presný vrstvový sled bošáckeho príkrovu hluckej skupiny v študovanom úseku bielokarpatskej jednotky nie je možné stanoviť. Je to spôsobené najmä monotónnym litofaciálnym vývojom, keď nie je možné určiť začiatok ani koniec sedimentárnej sekvencie, výrazným tektonickým porušením a nedostatočným odkrytím terénu. Dominantne je v hluckej skupine v regióne zastúpené svodnické súvrstvie. Iba okrajovo sú zastúpené aj drobové pieskovce, ktoré možno spájať s bzovskými vrstvami.

30, 31, 32 svodnické súvrstvie (paleocén – starší eocén)

32, 32a hrubé siltové ílovce, kremenno-karbonátové pieskovce; a) vrstvy kremenných pieskovcov s glaukonitom

31 masívne vrstvy siltových ílovcov, kremenné pieskovce s glaukonitom

Názov a typová lokalita. – Názov svodnické vrstvy po prvýkrát použil a definoval Pesl (1968). Jeho opis však dostatočne nevystihuje litologicky rôznorodé zloženie súvrstvia. Podrobnejšie ho charakterizovali Potfaj (1993), Stráňik et al. (1995) a Teťák (2016).

Litologická náplň. – Svodnické súvrstvie je tvorené prevažne stredne vrstveným flyšom s premenlivým zastúpením pieskovcov. Celkovo prevládajú ílovce nad pieskovcami. Bežne v ňom vystupujú horizonty ílovcov až siltovcov hrubé až niekoľko metrov. Striedajú sa s hrubšími vrstvami pieskovcov (obr. 4.7.10A). Vo svodnickom súvrství vystupujú tri základné litotypy pieskovcov: kremenno-karbonátové, kremenné glaukonitové a drobové pieskovce magurského typu.

Kremenno-karbonátové pieskovce svodnického typu sú najbežnejším litotypom pieskovcov svodnického súvrstvia (obr. 4.7.10C). Znaky na odlíšenie od ďalších podtypov kremenno-karbonátových pieskovcov sú na obr. 4.7.2. Sú prevažne

veľmi jemnozrnné. Oproti pieskovcom javorinského typu sú zvyčajne o niečo horšie vytriedené a klasty karbonátov sú menej výrazné, prípadne sú kremitejšie. Vytvárajú vrstvy hrubé 30 až 100 (150) cm. Hojne obsahujú muskovit a rastlinnú drvinu. Hrubšie vrstvy sú v spodnej časti masívne, miestami s nevýraznou paralelnou lamináciou (interval $T_{a(b)}$ Boumovej sekvencie). V hornej časti vrstvy býva laminácia výrazná. Laminácia zvykne prechádzať z paralelnej (T_p) do zvlnenej alebo šikmej (T_c). Vrstvy sa končia sedimentáciou výrazne paralelne laminovaného siltového pieskovca (T_d). Obsah glaukonitu je premenlivý, ale všeobecne nízky (max. niekoľko zŕn na cm^2). Sedimentácia pieskovcov je spojená s hrubšími vrstvami sivých vápnitých siltových ílovcov s masívnejším lastúrnatým až drobným rozpadom s hrúbkou až 3 m (obr. 4.7.10A, B).



Obr. 4.7.10. A: Hrubé vrstvy kremenno-karbonátových pieskovcov spolu s hrubými vápnitými ílovcami svodnického súvrstvia (Nová Bošáca-Kunovec); **B:** sivé vápnité ílovce svodnického súvrstvia s lastúrnatým lomom spolu s tenko vrstvenými sedimentmi (s. od Vlčieho vrchu); **C:** svodnické súvrstvie – horšie vytriedený jemnozrnný kremenno-karbonátový pieskovec s muskovitom; **D:** svodnické súvrstvie – horšie vytriedený hrubozrnný drobový pieskovec bzovských vrstiev (Čerešienky) (foto F. Teťák).

Glaukonitové pieskovce sa vyskytujú ako ojedinelé vrstvy pieskovcov vo svodnickom súvrství spolu s prevládajúcimi kremenno-karbonátovými pieskovcami. Vytvárajú vrstvy s nevýraznou gradáciou hrubé prevažne 30 až 100 cm. Sú to prevažne jemnozrnné a výrazne kremité, veľmi dobre vytriedené, tvrdé, húževnaté, za čerstva s ostrým lomom, nevýrazne paralelne a šikmo laminované pieskovce, miestami aj zvlnené až konvolutne laminované (interval $T_{(a)bcd}$ Boumovej sekvencie). Vo vyššej časti vrstiev majú vyvinutý typický tabuľovitý rozpad (interval T_d). Čerstvé sú sivé až modrosivé, po navetraní žltohnedé. Obsahujú stredne veľa až veľa glaukonitu (10 až vyše 30 zŕn na 1 cm^2). Úlomky zuhoľnatenej rastlin-

nej drviny a šupinky muskovitu sú hojné najmä na plochách laminácie. Litotyp glaukonitových pieskoviec je zhodný s glaukonitovými pieskovicami magurskej skupiny príkrovov, najmä s pieskovicami bystrických vrstiev bystrickej jednotky.

Drobové pieskovce magurského typu (sensu Teťák, 2016; Laurinc a Teťák, 2017) vyčleňujeme samostatne ako bzovské vrstvy (obr. 4.7.10D).

Ílovce bývajú označované ako svodnický typ ílovcov. Pripomínajú bystrický typ ílovcov magurskej jednotky. Vytvárajú vrstvy hrubé až niekoľko metrov (bežne až 3 m). Väčšinou sú to sivé až sivočierne vápnité siltové ílovce so siltovou prímiesou až siltovce. Za čerstva sú masívne, s lastúrnatou odlučnosťou, po navetraní sú drobné.

Petrografia. – Kremenno-karbonátové pieskovce svodnického typu klasifikujeme ako sublitenity až litické arenity – kalklitity (Pettijohn et al., 1972). K ich štruktúrnym znakom patrí výrazná jemnozrnnosť, pričom prevládajú veľmi jemnozrnné pieskovce. Vytriedenie zŕn je veľmi dobré až dobré, naopak, opracovanie je prevažne slabé až mierne. Minerálnym zložením zodpovedajú kremennému typu recyklovaného orogénu (Dickinson, 1985).

Zastúpenie monokryštalického kremeňa je pomerne vyrovnané (od 30 do 38 %, v priemere 36,2 %). Zastúpenie polykryštalického kremeňa je 0 až 8 %, v priemere 3,4 %, silicitov 0 až 0,9 %, v priemere 0,5 %, plagioklasov 0 až 2,2 %, v priemere 0,83 %, draselných živcov od 0,4 do 1,4 %, v priemere 1 %, úlomkov magmatických a vulkanických hornín 0,4 až 1,2 %, v priemere 0,8 %, metamorfovaných hornín 0,2 až 1,3 %, v priemere 0,8 %, klastických hornín 0,6 až 3,7 %, v priemere 1,9 %, karbonátov 1,6 až 8,3 %, v priemere 5,2 %, muskovitu 2,9 až 10,4 %, v priemere 6,7 %, biotitu 0,7 až 7,8 %, v priemere 4,7 %, akcesorických ťažkých minerálov 0,55 až 0,9 %, v priemere 0,76 %, fosilnej organickej zložky 0,7 až 10,9 %, v priemere 3,8 %, základnej hmoty 2,94 až 9,2 %, v priemere 5,7 % a cementu 17,2 až 29 %, v priemere 24,3 %. V jednej vzorke bol výrazný podiel glaukonitových zŕn (14 %), ktoré sa však v ostatných vzorkách už nevyskytovali. Sumárne boli pieskovce svodnického súvrstvia oproti iným chudobnejšie o zrná kremeňa a živcov, naopak, mali výraznejšie zastúpenie klastickej sludy a úlomkov karbonátov. Výrazne vyšší bol aj obsah kalcitového cementu ako pri iných typoch pieskoviec.

Hrúbka a ohraničenie. – Pretože súvrstvie bolo výrazne prevrášnené a nebol pozorovaný neprerušný vrstvový sled, na hrúbku súvrstvia môžeme usudzovať len z údajov z iných častí bielokarpatskej jednotky. Teťák (2016) odhaduje hrúbku šupín bošáckeho príkrovu do 1 000 m. Celkovú hrúbku svodnického súvrstvia pripúšťa na viac ako 500 m, spodnejšia, kremenno-karbonátová časť súvrstvia dosahuje hrúbku 20 až 500 m. Vyššia časť súvrstvia s prevažne glaukonitovými pieskovicami môže dosahovať 300 až 500 m. Pravdepodobne najvyššia časť súvrstvia s drobovými pieskovicami, porovnateľná s bzovskými vrstvami, nepresahuje hrúbku 200 m.

Vek. – Zo svodnického súvrstvia je opísaný nanoplanktón v rozsahu kampán až starší eocén (napr. Švábenická, 1990). Potfaj (1993) však predpokladá redepozíciu kriedových druhov a prikláňa sa k veku paleocén až starší eocén.

Vo vzorkách od Hornej Súče (N 49,011 27°, E 17,948 43°; N 49,012 48°, E 17,955 11°; N 48,986 94°, E 17,926 81°) sa zistil hojný redeponovaný nanoplanktón mástrichtu, no ojedinelý výskyt druhov *Chiasmolithus solitus* (BRAMLETTE et

SULLIVAN) LOCKER, *Fasciculithus tympaniformis* HAY et MOHLER, *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN et STRADNER) BRAMLETTE et WILCOXON, *Coccolithus subcirculus* BOWN, *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Toweius eminens* (BRAMLETTE et SULLIVAN) PERCH-NIELSEN, *Cruciplacolithus* cf. *tenuis* (STRADNER) HAYET MOHLER a *Cruciplacolithus* sp. poukazuje na paleocénny vek. Z Ľuborčianskej doliny z Pokerovej spod bšovských vrstiev to bolo až stredno-eocénne spoločenstvo s *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE et WILLCOXON, *Coronocyclus nitescens* (KAMPTNER) BRAMLETTE et WILLCOXON, *Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE et RIEDEL) BRAMLETTE et SULLIVAN, *Reticulofenestra daviesii* (HAQ) HAQ a *Chiasmolithus modestus* PERCH-NIELSEN. Preto nevylučujeme rozsah až do stredného eocénu.

Prostredie vzniku. – Ide o hlbokomorské prostredie sedimentácie s nepravidelným vplyvom kužeľov gravitačných prúdov s prínosom troch typov sedimentárneho materiálu z troch zdrojových oblastí: kremenno-karbonátových pieskov pravdepodobne z južného okraja magurského bazénu, kemitých pieskov s glaukonitom zo severu z predmagurskej kordiléry a magurských pieskov transportovaných pozdĺž bazénu z juhomagurskej kordiléry (Teťák et al., 2019).

30 hrubé drobové pieskovce magurského typu (bšovské vrstvy)

Názov a typová lokalita. – Pozorovaný menší výskyt pieskovcov magurského typu môžeme porovnať s bšovskými vrstvami. Bšovské vrstvy zaviedol Potfaj (1993) podľa výskytu pri obci Bzová na Morave. Sú najmladšou litostratigrafickou jednotkou bielokarpatskej jednotky v regióne.

Litologická náplň. – Výraznejší výskyt drobových pieskovcov (tzv. magurského typu) ako určujúceho znaku bšovských vrstiev (sensu Teťák, 2016) sa zistil v okolí kóty Čerešienky sv. od Hornej Súče v úzkom prihraničnom pruhu a v zubáckom príkrove v úzkych pruhoch v doline Sidonie nad Horným Srní (obr. 4.7.10D). Drobové pieskovce magurského typu bielokarpatskej jednotky môžeme charakterizovať takto (sensu Teťák a Potfaj et al., 2015; Teťák, 2015): Väčšinou sa vyskytujú len ako ojedinelé, no morfológicky výrazné vrstvy. Tvoria lavice strednozrnného až jemnozrnného drobového pieskovca hrubé 60 až 150 (max. 30 až 500) cm. Gradačný interval na báze vrstvy býva väčšinou vyvinutý len slabšie. Tvoria ho 1 – 3 (8) mm klasty ováľaného kremeňa nalepené na bazálnej ploche vrstiev alebo klasty rozptýlené v gradačnom intervale. Vrstvy sú v spodnej časti masívne a bezštruktúrne (interval T_a charakteru zrnitokového prúdu). Vo vyššej časti najmä hrubších vrstiev vystupujú masívne misovité stopy po úniku vody, zvýraznené navetraním. Tie sa postupne smerom dohora stávajú výraznejšími a v najvyššej časti vrstvy miestami prechádzajú do intervalu výrazne laminovaného pieskovca hrubého do niekoľko centimetrov (až do 30 cm). Materiál pieskovcov je horšie vytriedený, so zvýšeným obsahom základnej hmoty, až s drobovým charakterom. Typické sú „plávajúce“ klasty kremeňa a hojný obsah veľkých šupiniek muskovitu spolu so zuhoľnatenou rastlinnou drvinou. Karbonáty sú biele, po navetraní žltobiele až telovej farby. Nápadné sú svetlozelené

klasty ?chloritov. Takmer vždy sú zastúpené aj ojedinelé ružové zrnká kvarcitov. Niektoré vrstvy obsahujú aj ílovcové intraklasty veľké až do 25 cm. Smery paleoprúdov sú približne zo SSV na JJZ. Na spodnej ploche vrstiev sú bežné stopy vtlačania. Spreádzajú ich sivé siltové ílovce hrubé do 10 cm.

Zriedka boli pozorované tenšie, 15 až 30 cm hrubé vrstvy bezštruktúrnych pieskovcov sklzového pôvodu. Sú horšie litifikované. Obsahujú veľmi hojný muskovit a rastlinnú drvinu, ako aj ílovcové intraklasty. Keďže miestami obsahujú aj glaukonit, môže ísť o lokálne sklzy sedimentov na menšiu vzdialenosť s primiešaným materiálom rôznych litotypov.

Tento litotyp má petrografické zloženie, textúrne aj štruktúrne znaky zhodné s bzovskými vrstvami z Moravy či magurskými pieskovecami na Orave (Potfaj et al., 1991; Potfaj, 1993; Laurinc a Teták, 2017). Oproti drobovým pieskovcom magurského príkrovu môžu mať zvýšený obsah zŕn karbonátov a často až akoby sklzový, slabšie litifikovaný charakter.

Hrúbka a ohraničenie. – Potfaj (1993) odhaduje hrúbku bzovských vrstiev pri Bzovej na zhruba 600 m. V oblasti vrchu Čerešienky dosahujú na slovenskom území hrúbku aspoň 100 m. Spodné ohraničenie na styku so svodnickým súvrstvom je pomerne ostré. Smerom do nadložia pokračujú na územie Českej republiky. V západnej časti bielokarpatskej jednotky (Teták, 2016) je hrúbka komplexu drobových pieskovcov aspoň 200 m a spodné ohraničenie reprezentuje postupný prechod zo svodnického súvrstvia. V doline Sidonie tvoria viacero horizontov tvorených niekoľkými hrubými vrstvami.

Vek. – Podľa Potfaja (1993) je vek bzovských vrstiev mladší paleocén až starší eocén. Tesne pod bazou bzovských vrstiev sme zistili strednoeocénne spoločenstvo nanoplanktónu svodnického súvrstvia (pozri predchádzajúci text).

Prostredie vzniku. – Sedimentácia prebiehala v hlbokomorskom prostredí s nepravidielnym vplyvom kužeľa gravitačných prúdov. Gravitačné prúdy prinášali sedimentárny materiál magurských pieskov pozdĺž bazénu z juhomagurskej kordiléry (Teták et al., 2019).

4.7.2. Bystrická jednotka

29 bystrické vrstvy: hrubé siltové ílovce, kremenné pieskovce s glaukonitom (stredný až mladší eocén) (iba v reze)

V rámci overenia geofyzikálne interpretovanej elevačnej štruktúry bielokarpatskej jednotky západne od Drietomy s cieľom vyhľadávania uhl'ovodíkov sa realizoval prieskumný vrt Klanečnica KLK-1 do hĺbky 662 m (Potfaj, 1986; Potfaj et al., 1986; Potfaj a Bodiš, 1987; Dvořáková et al., 1989). Flyšový komplex hornín navŕtaný pod svodnickým súvrstvom autori zaradili od hĺbky 75 m k spodnému zlínskeму súvrstviu račianskej jednotky. Po obhliadke vybraných vzoriek jadier vrtu sa od hĺbky 90 m jednoznačne prikláňame k zaradeniu k bystrickým vrstvám zlínskeho súvrstvia bystrickej jednotky. Je to najzápadnejší výskyt bystrickej jednotky a zároveň dôkaz jej prítomnosti v podloží bielokarpatskej jednotky.

Litologická náplň. – Bystrické vrstvy sú monotónny flyšový komplex s prevahou ílovcov nad pieskovecami (okolo 1/2 až 1/10) a počtom 0,3 až 0,1 vrstiev na 1 m profilu (Teťák et al., 2016). Typickú sekvenciu tvoria vrstvy jemno- až strednozrnných kemitých glaukonitových pieskovcov hrubé 30 až 250 cm, zvyčajne paralelne laminovaných, s hojnou rastlinnou drvinou, muskovitom a bežne so schránkami veľkých foraminifer (*Nummulites burdigalensis*, *N. globulus*, *Operculina* sp., *Dicsocyclina archiaci*, *Asterocyclina stella*, *Lepidorbitoides* sp. – Potfaj et al., 1986). Striedajú sa s vrstvami tmavosivých siltových vápnitých ílovcov bystrického typu až masívnych modrosivých tvrdých lastúrnatých slieňovcov ľacého typu hrubými 0,5 až 5 m.

Vek. – Potfaj et al. (1986) udávajú z vrtu KLK-1 na základe spoločenstva nanofosílií *Reticulofenestra umbilica*, *R. coenura*, *Discoaster tani nodifer*, *D. mirus*, *D. saipanensis*, *D. barbadensis*, *D. cf. deflandrei*, *Nannotetrina cf. pappi*, *N. fulgens*, *Chiasmolithus cf. solitus*, *Ch. expansus*, *Ch. grandis* a *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) stredno- až ?vrchnoeocénný vek.

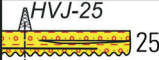
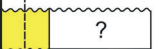
Z dvoch vzoriek jadier z vrtu (z hĺbky 386,8 a 482,2 m) Dr. Žecová identifikovala chudobné a málo diverzifikované spoločenstvo nanofosílií s kokolitmi veľmi malých rozmerov. Na základe zistených druhov *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) BUKRY, *Reticulofenestra bisecta* (HAY, MOHLER et WADE) ROTH, *R. hillae* BUKRY et PERCIVAL a *R. hillae* BUKRY et PERCIVAL môžeme uvažovať o strednoeocénnom veku súvrstvia. Uvedené veky sú v zhode s rozsahom bystrických vrstiev (Potfaj et al., 2003; Mello et al., 2011; Teťák et al., 2016).

4.8. Neogénne sedimenty

Horniny neogénneho veku vystupujú na povrch v skúmanom území na dvoch miestach. Na juhozápade je to v priestore severne od Nového Mesta nad Váhom v oblasti lokalít Kobela a Mnešice. Na severovýchode je to v oblasti medzi Trenčinom a Skalkou nad Váhom a v samotnej obci. Zo severozápadu Trenčianskej kotliny nie sú známe hlbšie vrty, ktoré by zachytili väčšiu hrúbku neogénnych sedimentov, resp. by prenikli do predkenozoického podložia. Výnimkou je vrt HVJ-25, ktorý zachytil 220 m čausianskeho a závodského súvrstvia (Holzknecht in Pospíšil et al., 1971). V oblasti Ilavskej kotliny sa hlbší vrt nachádza mimo skúmaného regiónu v oblasti Sverepca (vrt PB-1; Gabčo et al., 1963). Hlbšia stavba Trenčianskej kotliny bola interpretovaná zo seizmických rezov (6HR, 124) a VES (Zbořil et al., 1984). Novšie informácie o oboch panvách podávajú Pelech et al. (2020).

Horniny neogénneho veku (obr. 4.8.1) sú v Trenčianskej kotline prekryté kvartérnymi sedimentmi. Poznatky o nich sú známe iba z vrtných prác a aj to iba z južnej časti územia. Zachytáva ich však rez na priloženej geologickej mape. Výplň severnej časti blatnianskej depresie (beckovská brána) je čiastočne dokumentovaná vrtom GZV-1 (areál Zelená voda), tesne mimo územia mapy,

a vrtmi HVJ-25 a HVJ-26. Vo vrte GZV-1 tvorí miocénnu výplň panvy asi 300 m tmavosivého plastického a piesčitého ílu, ktorý priamo nasadá na predkenozoické podložie (Vrana et al., 2009). Vek stanovený ako karpát sa však zistil iba z najvyššej časti sledu (hlbka 20 až 24 m) a zvyšku kenozoických sedimentov chýba adekvátne biostratigrafické spracovanie. V južnejších častiach panvy možno pozorovať súvislý sled až po panón (Rybár et al., 2015). V severnejšom vrte HVJ-25 je hrúbka závodského súvrstvia (karpát) už len 80 m a pod ním vystupuje súvrstvie ílovcov, pieskovcov a zlepcov čausianskeho súvrstvia egenburského veku hrubé až 140 m, ktoré nasadá na predkenozoické podložie (Pospíšil et al., 1971).

NEOGÉNNÉ SEDIMENTY						
VEK				Litológia	Popis	
NEOGÉN	plioc.	piac.	ruman		polymiktný sivý, žltý až červený štrk, preplástky ílu (<i>iba vo vrte HVJ-25</i>) 25 – sivé a sivozelené íly, pestré štrky	
		zan.	dák pont			
		mes.	panón			
		tort.	sarmat			
		ser.	báden			
	miocén	burdigali		karpát		závodské súvrstvie (<i>iba vo vrte HVJ-25</i>) sivý piesčitý ílovec čausianske súvrstvie 26 – sivé ílovce s medzivrstvami pieskovcov a zlepcov (<i>iba v reze</i>) 27 – hrubozrnné karbonátové pieskovce až droby 28 – polymiktné karbonatické zlepenec (klačniansky zlepenec)
				otnang		
				egenburg		
			akvit.			
		oligocén				

Obr. 4.8.1. Litostratigrafické členenie miocénnych a pliocénnych sedimentov v skúmanom regióne (Pelech et al., 2020) (zostavil O. Pelech).

26, 27, 28 čausianske súvrstvie

Horniny čausianskeho súvrstvia možno rozdeliť na 3 litofácie. Sú to bazálne (kľáčianske) zlepenec, plynule prechádzajúce do pieskovcov, resp. pieskovce s telesami zlepcov, a ílovce až slieň (obr. 4.8.1).

28 zlepcová litofácia (kľáčiansky zlepenec): polymiktné karbonatické zlepenec (egenburg)

Zlepenec predstavujú plynulý prechod od hrubozrnných pieskovcov/drobnozrnných zlepcov po balvanovité zlepenec s klastami do priemeru 10 cm (obr.

4.8.2A – C, 4.8.3D). Klasty tvoria najčastejšie stredotriasové karbonáty (wettersteinský vápenec a dolomit; obr. 4.8.4A), ale aj kremence, rádiolarity, pieskovce a ílovité vápence podobné faciám mladšej jury až staršej kriedy. Obsahujú pestrý materiál, ktorého značný objem pochádza z hronika a nižších prikrývov, pričom horniny kryštalinika neboli pozorované. Keďže zlepenca diskordantne nasadajú aj na horniny bradlového pásma, možno uvažovať, že sedimentovali na tektonicky dezintegrovanom (zvrásnenom) substráte, ktorý však nebol erodovaný až po bázu obalovej jednotky tatrika.

V záreze za rodinným domom v obci Skalka nad Váhom vystupujú aj dobre litifikované zlepenca so závalkami prachovcov, ktoré boli zatiaľ bez paleontologických dôkazov zaradené ku kľáčianskym zlepencom. Zo závalkov bol analyzovaný nanoplanktón, ktorý však obsahoval iba vrchnokriedové až paleogénne druhy (Žecová, 2020).

Zlepenca s ostrohrannými klastami v oblasti severne od Nového Mesta nad Váhom sú odlišné od zvyšku výskytov čausianskeho súvrstvia. Began et al. (1990) ich označujú ako „dobrovodský vývin“. Tieto špecifické sedimenty sa nachádzajú na lokalitách na Z od kóty Prepadliská (Pod hradskou, Pod Kobelou, Kobela, Mnešice). Na lokalite Kobela ide o sústavu bývalých menších lomov (obr. 4.8.4B, C, 4.8.5A – C), v minulosti zrejme využívaných na stavebný kameň (situované jz. od k. Prepadliská). Sú tu prítomné štruktúrne nezrelé, slabo opracované zlepenca (klasty od 0,5 do 3 cm) so známkami subhorizontálne orientovanej vrstvitosti. Zdá sa, že materiál týchto zlepenecov pochádza najmä z wettersteinských vápencov. V blízkosti kóty Prepadliská v úlomkoch zlepenca v podloží resedimentovanej sprašovej hliny sa našli až 5 cm klasty wettersteinských vápencov. Na lomových stenách, ale aj na povrchových odkryvoch (Pod hradskou) badať krasovatenie. Časť z nich bola interpretovaná ako wettersteinské vápence (Prepadliská; Began, l. c., s. 10). Lomy okrem rezervácie Kobela, ku ktorej vedie poľná cesta, sú pre hustú vegetáciu počas letných mesiacov úplne neprístupné.

Uvedené ostrohranné zlepenca spolu s nadložnými kalkarenitmi (opísané ďalej) môžu patriť k sedimentom planinského súvrstvia otnanského veku (porovnaj Kováč et al., 1992). Na takéto zaradenie však chýbajú spoľahlivé dôkazy a tieto sedimenty sú nateraz podmiennečne zaradené k zlepencovej litofácii (kľáčianskemu zlepenču) čausianskeho súvrstvia.

Hrúbka zlepencovej litofácie je premenlivá, od prvých metrov do najviac 80 až 90 m.

27 pieskovcová litofácia: hrubozrnné karbonátové pieskovce až droby (egenburg)

Žltosivé jemnozrnné až hrubozrnné pieskovce, lokálne prechádzajúce do zlepenecov, sú na čerstvom lome sivohnedé (obr. 4.8.3A, B). Pieskovce sú lavicovité, zvetrávajú do žltá a tvoria žltosivé piesčité delúvium. Obsahujú hojné fukoidy

(*Ophiomorpha*; obr. 4.8.3B) a úlomky lastúrníkov rodu *Pecten*, resp. *Chlamys* (obr. 4.8.3A).

Súvrstvie má transgresívny charakter s bazálnymi zlepenkami v spodnej časti a pieskovecami v ich nadloží. Ležia v nadloží kriedových pieskovcov (bradlového pásma), miestami priamo v nadloží spodnokriedových vápencov.

Pieskovcová litofácia vystupuje západne od Skalky nad Váhom a v hrebeni medzi Skalkou a Zamarovcami. Výskyty pri Novom Meste nad Váhom (Kobela), podobne ako podložné zlepenky s ostrohrannými klastami, môžu patriť k planinskému súvrstviu. Pre chýbajúce biostratigrafické poznatky sú v tejto práci podmienčne zaradené do čausianskeho súvrstvia.

V oblasti Nového Mesta nad Váhom na lokalite Pod hradsťou (nad št. cestou z Nového Mesta nad Váhom do Dolného Srnia) situovanej sz. od k. 275,7 Prepadliská sa nachádzajú žltosivé kalkarenity, resp. detritické (piesčité) vápence, vzhľadom veľmi blízke jurským krinoidovým vápencom (obr. 4.8.5D). Nachádza sa tu niekoľko odkryvov v doskovitých hruboklastických (opracované karbonátové klasty) kalkarenitoch s plytkým úklonom na juh. Aj v nich boli identifikované hrubostenné lastúrniky. Horniny obsahujú klasty dedolomitov, úlomky svetlých vápencov wettersteinského typu. Obsahujú prierezy červov *Ditrupa cornea*, dierkavce a machovky (Pelech et al., 2020). Podobne ako podložné ostrohranné zlepenky ich zaradíme k čausianskemu súvrstviu iba podmienčne.

Pieskovce čausianskeho súvrstvia prechádzajú smerom do nadložia do prachovcov, ílovcov až šlírov (napr. Elečko in Ivanička et al., 2011).

Hrúbka je premenlivá. Zlepenková a piesčitá litofácia dosahuje spolu maximálne do 100 až 150 m a zväčšuje sa smerom na J, resp. JV.

Vek na základe nálezov lastúrníkov *Chlamys gigas* (SCHLOTHEIM) opísaných pri Skalke nad Váhom (časť Skala) a Horovciach (pokračovanie analogickej štruktúry na SV do Ilavskej kotliny; Čtyrský, 1957, 1960) je spodný egenburg. Z pieskovcov v oblasti Trenčína pochádza aj fauna foraminifer indikujúca egenburský vek (Zlinská, 2006).

26 ílovcová litofácia: sivé ílovce s medzivrstvami pieskovcov a zlepenkov (egenburg) (iba v reze)

Táto litofácia tvorená sivomodrými až sivozelenými masívnymi slieňovcami/ílovcami nebola pri terénnom výskume nikde evidovaná a pravdepodobne nevystupuje na povrch, resp. je prekrytá kvartérnymi sedimentmi. Bola však zachytená plytkými IG vrtní hlbokými do 6 m pri stavbe priemyselnej haly južne od Chochoľnej-Velčíc (obr. 4.8.3A) a je známa z vrtovej HVJ-25 a HVJ-26 (Pospíšil et al., 1971). Tieto sedimenty tvoria najvyššiu známu časť egenburskej sekvencie Trenčianskej kotliny.

Hrúbku nie je možné odhadnúť na základe terénnych pozorovaní. Vo vrte PB-1 pri Sverepci (sv. časť Ilavskej kotliny, mimo študovaného regiónu) bola hrúbka

ílovцovej litofácie približne 50 m (Gabčo et al., 1963). Vo vrte HVJ-25 je celková hrúbka egenburských sedimentov okolo 140 m. Nad nimi však leží ešte 80 m ílovcov lakšárskeho súvrstvia (karpat). Vo vrte DB-15 Horňany (Bánovská kotlina, mimo skúmaného regiónu) má ílovcová litofácia čausianskeho súvrstvia (spodný miocén) hrúbku 204 m (Brestenská et al., 1975; Biela, 1978).

Vek. – Na základe nanoplanktónu zóny NN2 [zastúpenie druhov *Helicosphaera scissura* MILLER, *Helicosphaera recta* (HAQ) JAFAR et MARTINI, *Helicosphaera ampliaperta* BRAMLETTE et WILCOXON (PERCH-NIELSEN, 1985)] a *Helicosphaera carteri* (WALLICH) KAMPTNER z oblasti Chocholnej-Velčíc je vek spodný miocén, egenburg (Pelech et al., 2020).

Závodské súvrstvie: sivé piesčité ílovce (karpat) (iba vo vrte HVJ-25)

Predstavujú ich tmavosivé až modrosivé pevné aj rozpadavé ílovce, miestami, najmä vo vyššej časti piesčité alebo s klastami kremeňa. Sedimenty identifikované ako závodské súvrstvie nevystupujú v skúmanom regióne na povrch. Vystupujú len vo vrte HVJ-25 v hĺbke 30 až 99 m. Holzknacht (in Pospíšil et al., 1971) uvádza mikrofaunu indikujúcu karpatský vek a naznačujúcu stenohalinné, brakické až sladkovodné prostredie, ktorú koreloval so závodskými vrstvami. Ich prítomnosť východnejšie v Trenčianskej kotline a Ilavskej kotline nie je možné vylúčiť ani potvrdiť.

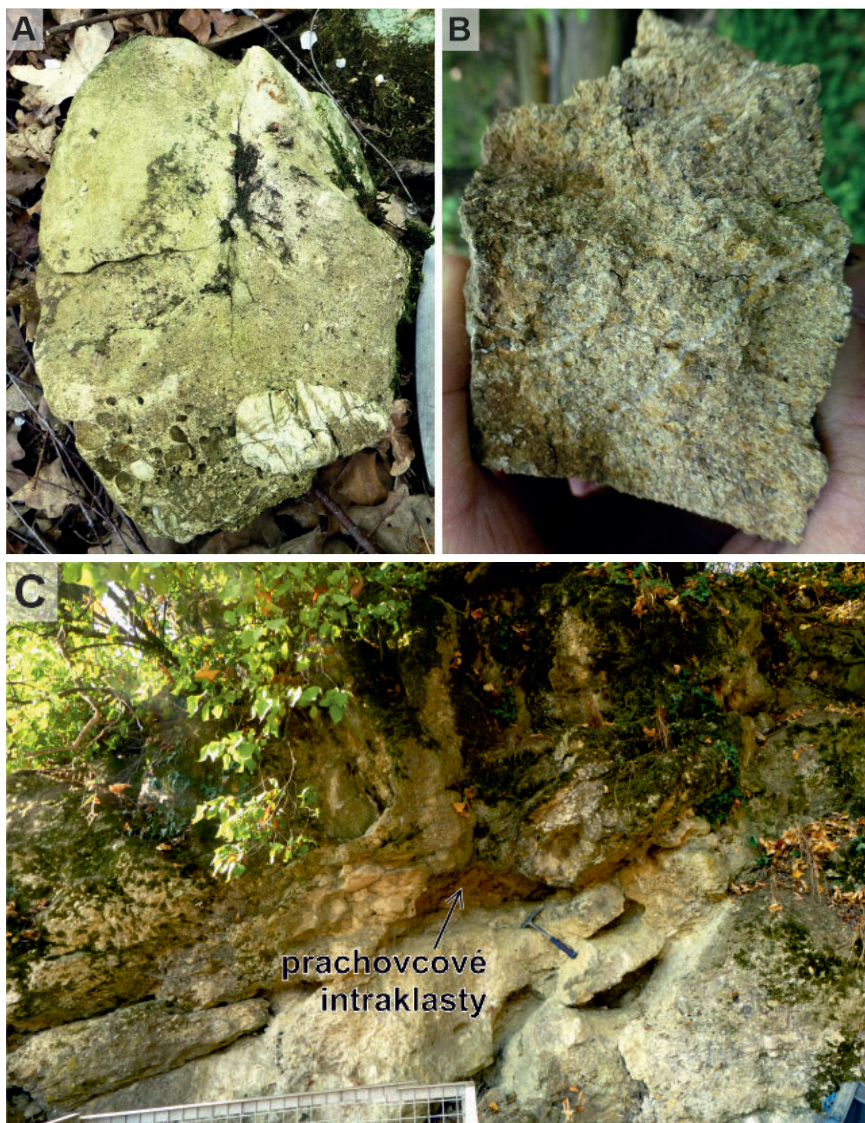
Opísané sedimenty sa nachádzajú v podloží pravdepodobne pliocénnych štrkov a v nadloží egenburských ílov čausianskeho súvrstvia.

25 sivé a sivozelené íly, pestré polymiktné štrky (pliocén)

Predstavujú ich sivé, žlté, miestami až červené štrky s preplástkami sivých alebo zelenkavých ílov. Sedimenty pliocénneho veku vystupujú na povrch iba v oblasti Ivanovskej skalky, kde v záreze železnice a v starom lome tvoria výplne špált v mrazníckom súvrství fatrika (obr. 4.8.6C, D). Podobné sedimenty, korelovateľné na základe litologického zloženia so sedimentmi pliocénneho veku, sú známe z vrtu HVJ-25 z hĺbky 10 až 30 m (Pospíšil et al., 1971). Sedimenty možno potenciálne korelovať s kolárovskeým súvrstvom.

Hrúbka. – V špaltách (extenzných puklinách vyplnených mladším sedimentom) v oblasti Ivanovskej skalky tvoria telesá hrubé do 5 m. V podloží kvartérnych sedimentov v oblasti Trenčianskej kotliny a Ilavskej kotliny pliocénne sedimenty zväčša absentujú. Vo vrtoch sa ich hrúbka pohybuje od prvých metrov do zhruba 20 m.

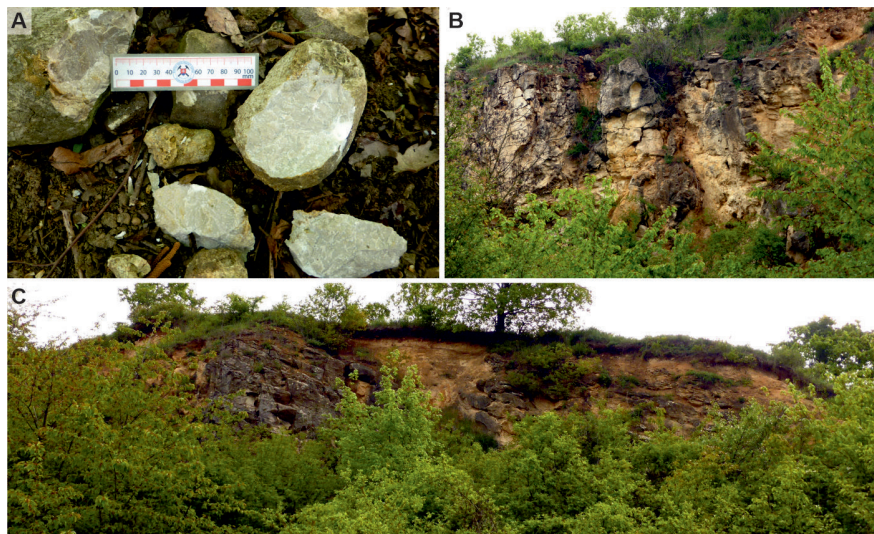
Vek. – Z lokality Ivanovce bola preukázaná fauna veľkých cicavcov veku ruscin (stredný až vrchný pliocén, MN15; Fejfar a Heinrich, 1985; Fejfar a Sabol, 2004).



Obr. 4.8.2. A: Gradácia zo zlepenca do pieskovca; B: hrubozrnný pieskovec; C: balvany wettersteinského vápenca zvetrané zo zlepenčov (svah sz. od lok. Kopanica nad Zamarovcami nad čerpacou stanicou) (foto O. Pelech).



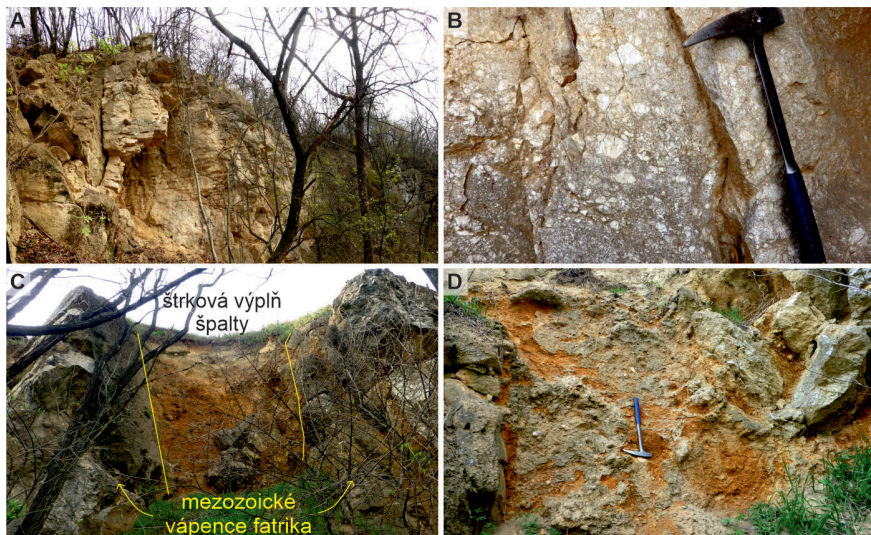
Obr. 4.8.3. **A:** Pieskovce s hojnými úlomkami lastúrnikov; **B:** pieskovcová litofácia čausianskeho súvrstvia so stopami po hrabavej činnosti organizmov (Ophiomorpha); **C:** vzorka modrosivého ílovca čausianskeho súvrstvia z plytkého inžinierskogeologického vrtu (priemyselná hala) j. od Chocholnej-Velčíc; **D:** kľáčianske zlepence (zlepencová litofácia) čausianskeho súvrstvia z oblasti Skalky nad Váhom (foto O. Pelech).



Obr. 4.8.4. **A:** Kľáčianske zlepence (zlepencová litofácia) čausianskeho súvrstvia z oblasti Skalky nad Váhom. Detail na balvany (klasty) vápencov wettersteinského typu; **B – C:** subhorizontálne uklonené kalkarenity v nadloží triasových dolomitov (bývalý lom na lokalite Kobela) (foto O. Pelech).

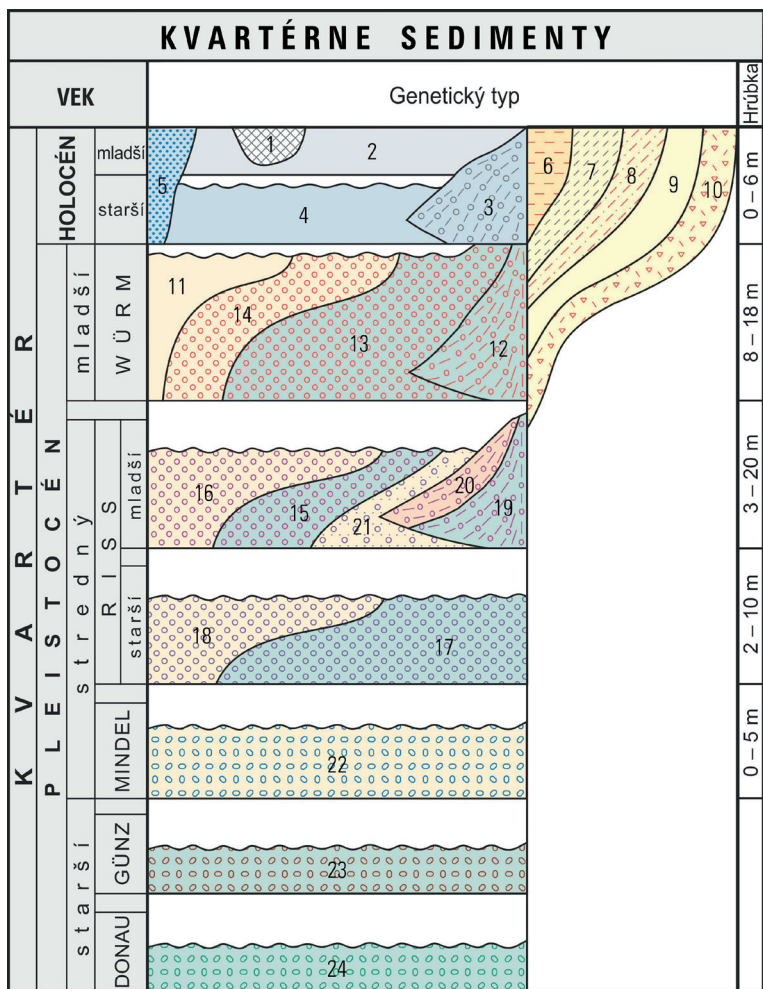


Obr. 4.8.5. **A:** Lavicovitě ostrohranné zlepence (lom na lokalite Kobela); **B:** detail na navetraný povrch lavice (lom na lokalite Kobela); **C:** detail na variabilne opracovaný vápencovo-dolomitický detrit v gradačne zvrstvených zlepencoch (lom na lokalite Kobela); **D:** pohľad na čerstvý lom oranžových kalkarenitov (sutina v poli medzi lokalitami Na prepadištiach a Nad hradsťou) (foto O. Pelech).



Obr. 4.8.6. **A:** Subhorizontálne uložené lavicovitě kalkarenity (menší nepoužívaný lom); **B:** zvetraný odkryv s prevahou ostrohranných klastov wettersteinského vápenca (lokalita Kobela); **C, D:** špalty vyplnené červeným polymiktným štrkom v oblasti Ivanovskej skalky, detail na ílovité štrky (foto O. Pelech).

4.9. Kvartér



Obr. 4.9.1. Litostratigrafická schéma jednotiek kvartérnych sedimentov juhozápadnej časti regiónu (zostavili J. Maglay a F. Teťák).

Pleistocén

Starší (spodný) pleistocén

24 fluviaľne sedimenty: reziduálne štrky bližšie nečlenených plošinových terás (donau)

Za najstaršie kvartérne sedimenty regiónu z hľadiska morfometrickej pozície, uloženia a stupňa zvetrania je možné považovať reziduálne výskyty fluviaľných

štrkov vážskej proveniencie nachádzajúce sa na Z od Kľúčového. Tvoria najvyššiu úroveň terasového systému pravobrežia Váhu medzi Nemšovou a Skalkou nad Váhom. Ide o menšiu trávnatú plošinu s výskytom reziduálnych, prevažne strednozrnných ($\varnothing$ 2 – 4 cm), len zriedkavo hrubozrnných štrkov ($\varnothing \leq 18$ cm). Ich materiál je polymiktný, tvorený prevažne kremeňom navetraným po puklinách a rôznymi patinovanými kvarcitmi a rohovcami, navetranými až zvetranými granitmi, vápencami bradlového pásma a zvetranými jemnozrnnými pieskovecami paleogénu a kriedy. Povrch terasy je pokrytý vrstvou piesčitých hĺn hrubou maximálne do 30 cm a po obvodě terasy štrky lokálne vystupujú na povrch. Terasová plošina sa nachádza v relatívnej výške 110 m nad nivou Váhu.

23 fluviálne sedimenty: reziduálne štrky bližšie nečlenených vysokých terás (günz)

Podobne ako pri uvedených fluviálnych štrkoch plošinových terás (kolónka 24), aj pri spodnopleistocénnych štrkoch bližšie nečlenených vysokých terás sa stretávame len s reziduálnymi, často maloplošnými výskytmi štrkov. Z pôvodne ucelenejších terasových pásiem pravobrežia Váhu v priľahlej časti Považského podolia a svahov dolín jeho niektorých väčších pravostranných prítokov sú vysoké terasy zachované len na štyroch lokalitách. Ide o výskyt na okraji Ilavskej kotliny, v doline Vláry, na Z od Kľúčového a na Z od Horného Srnia. Zatiaľ čo fluviálne štrky reziduálnych plošín nachádzajúcich sa na Z od Horného Srnia sú tvorené výlučne obliakmi rôznych pieskovcov bielokarpatskej jednotky vlárskej proveniencie, pri reziduálnych výskytoch z. od Kľúčového je materiál obliakov polymiktný. Tvoria ho hlavne obliaky kremencov, kremeňa, granitov a rohovcov, dovedna vážskej znosovej oblasti.

Pri všetkých výskytoch reziduálnych piesčitých štrkov, resp. zahlinených piesčitých štrkov vysokých terás sa stretávame hlavne so strednozrnnými obliakmi ($\varnothing$ 2 – 6 cm, max. $\varnothing \leq 20$). Povrch všetkých nerozlíšených stupňov vysokých terás sa nachádza v rozmedzí 70 – 80 m nad nivami Váhu a Vláry. Akumulácia piesčitých štrkov dosahuje hrúbku odhadom maximálne 30 cm. Po okrajoch plôch výskytov sú fluviálne štrky vplyvom gravitačných svahových procesov redeponované do nižších výškových úrovní. Tým môže niekedy dochádzať ku skresleniu morfometrických údajov.

Stredný pleistocén – staršia časť (mindel)

22 fluviálne sedimenty: reziduálne štrky 1. a 2. vrchnej terasy s pokryvom spraší a deluviálnych splachov

Z pôvodne ucelených terasových pásiem vrchných terás lemujúcich tok Váhu na jeho pravobreží v rámci zobrazenej časti Považského podolia sú dnes zachované len ojedinelé, plošne izolované zvyšky. Výskyt štrkov sú na väčšine identifi-

kovaných lokalít mimo skúmaného územia zachované len v reziduálnej podobe, prípadne len v plochých formách erózných zvyškov terasových stupňov. Pôvodné fluviálne akumulácie sú porušené neskoršími eróznymi a svahovými procesmi, čím sa pôvodne deponované štrky dostávajú do nižších úrovní. Zatiaľ čo mimo skúmaného územia sú zistené aj povrchové výskyty štrkov, na skúmanom území sú tieto štrky pokryté tenším návejom spraší s prechodom do sprašových hĺn a deluviálnych splachov (kolónky 11, 8, 6).

V rámci skúmaného regiónu bol identifikovaný iba jediný výskyt reziduálnych štrkov 2. vrchnej terasy medzi obcami Chocholná-Velčice a Adamovské Kochanovce na prostrednom z troch kratších chrbtov výbežku Bielych Karpát zvažujúcim sa do údolia Váhu v smere od vrchu Veľký háj (427 m n. m.). Obliaky štrkov sa nachádzajú na povrchu roztrúsené, len ako súčasť sprašových hĺn, deluviálnych hĺn a splachov v nadmorskej výške 240 – 245 m n. m., teda vo výške 40 – 45 m nad nivou Váhu s odhadovaným povrchom štrkov terasy v relatívnej výške asi 50 m nad nivou Váhu. Štrky terasy sú semioválne až suboválne, zriedkavo semiangulárne, teda prevažne dobre opracované. Prevláda strednozrnná ($\varnothing$ 2 – 5 cm) až drobnozrnná ($\varnothing$ 1 – 2 cm) frakcia. Ostatné frakcie sú nevýznamné. V strednej časti terasovej plošiny sú reziduá štrkov pokryté tenkou vrstvou spraší a sprašových hĺn.

Horninové zloženie štrkov terasy je výrazne polymiktné a predstavuje zmes vážskeho a bielokarpatského materiálu. Petrograficky prevládajú granity, granitoidy, kremence, kremenné pieskovce a žilný kremeň nad vápencami a pieskovecami bradlového pásma a pieskovecami flyšového pásma. Granitoidy majú navetranú kôru, vápence sa rozpadávajú po puklinách a kôra zvetrania sa dobre trúsi. Pieskovce sú koncentricky zvetrané. Kôra navetrania dosahuje 2 – 5 mm a po puklinách zasahuje centrá obliakov.

Podľa charakteru a morfológie uvedené fluviálne terasové sedimenty prináležia k akumuláciám vrchných terás. Zodpovedá to mindelským glaciálom alpskej klimatostratigrafickej škály.

Stredný pleistocén – mladšia časť (riss)

21 fluviálne sedimenty: piesčité štrky a štrky risských terás s pokryvom spraší – nerozlíšené

Na skúmanom území ide o jediné zistenú fluviálnu akumuláciu bližšie nečlenej strednej terasy Váhu. Pri tejto terase nebolo možné jednoznačne určiť jej stratigrafické zaradenie pre nejednoznačné morfológie údaje vychádzajúce z nedostatku údajov o úrovni bázy a povrchu jej akumulácie. Presnejšie stratigrafické zaradenie terasy je navyše problematické aj v dôsledku pokrytia povrchu jej fluviálnych piesčitých štrkov návejmi piesčitých spraší a sprašovitých hĺn hrubými do 5 m (kolónky 11, 6), ako aj v dôsledku jej neurčitého kontaktného prepojenia

so synchronnou prolúviálnou akumuláciou podrobnejšie nečleneného stredného náplavového vejára Drietomice (kolónky 20, 19). Terasa (resp. jej erózný zvyšok) sa nachádza na JZ od obce Kostolná-Záriečie, kde v šírke do 200 m a dĺžke 800 m pokračuje po Malú Chocholnú. Jej okraje tvoriace výraznú morfológickú hranu vysokú 18 – 20 m sú postgeneticky laterálne ohraničené náplavovými vejarmi Drietomice a Chocholnice vrchnopleistocénneho veku (kolónka 12) a nižšou (mladšou) holocénou nivou Váhu (kolónka 2).

Z údajov sporadického výstupu štrkov spod hlinitých splachov v zárezoch štátnej cesty do hrany terasy, resp. z úvalín až výmoľov erodujúcich túto hranu je možné usúdiť, že báza štrkov terasy sa pohybuje vo výške 6 – 8 m nad nivou a v smere k tylovej časti, teda ku kontaktu so súvekým náplavovým vejárom stúpa na 16 – 18 m. Hrúbka náplavov piesčitých štrkov sa odhaduje na 3 – 7 m.

Petrografické zloženie semioválnych až suboválnych obliakov ($\varnothing$ 2 – 5 cm) indikuje vážsku provenienciu. Vcelku prevládajú granitoidné horniny, kremence, kremenné pieskovce, kremeň a rohovce nad kryštalickejšími bridlicami, vápencami a pieskovecami paleogénu. Štrky sú všeobecne selektívne navetrané (do 3 mm) a v prípade karbonátov po puklinách čiastočne rozpadavé. Kremence a kremene sú len jemne sfarbené a patinované.

20 prolúviálne sedimenty: hlinité a piesčité štrky s úlomkami hornín až rezíduá s pokryvom spraší – nerozlíšené

19 prolúviálne sedimenty: hlinité a piesčité štrky s úlomkami hornín až rezíduá – nerozlíšené

Uvedené prolúviálne sedimenty podrobnejšie nečlenených stredných náplavových vejárov predstavujú ich predposlednú generáciu. Z územia regiónu sú známe dve rozsiahlejšie telesá v miestach vyústenia Drietomice a Chocholnice do nivy Váhu. Oba vejáre majú zachovanú len ľavú vetvu, pričom vejár Chocholnice je priestorovo väčší. Plošný rozsah oboch vejárov je limitovaný šírkou iniciálnych údolí, v ktorých sú vyvinuté. Hlavnú náplň oboch telies vejárov tvoria hlinito-piesčito-štrkovité sedimenty, ojedinele s vrstvami ílov a s množstvom chaoticky uložených úlomkov hornín, často väčších rozmerov. Jednotlivé zrnitostné frakcie majú variabilnú hrúbku a často prechádzajú do šošoviek. V petrografickom zastúpení prevažne semioválnych štrkov a subangulárnych úlomkov hornín dominujú rôzne druhy pieskovcov flyšového pásma, no významné je aj zastúpenie vápencov bradlového pásma.

Oba uvedené vejáre sú pokryté sprašami a piesčitými sprašami (kolónka 11) prechádzajúcimi do sprašových hĺn a polygenetických hĺn (kolónky 8, 6). Hrúbka tohto pokryvu je maximálne do 5 m, pričom v prípade vejára Chocholnice je táto hrúbka asi o 2 m menšia a štrky po jeho obvode vystupujú aj na povrchu. Akumulácia náplavov oboch vejárov dosahuje hrúbku do 7 m. Povrch vejára v Kos-

tolnej-Záriečí pokrytého sprašami leží 13 – 14 m nad nivou potoka Drietomica, pričom tento vejár vo svojej distálnej zóne pozvoľna, resp. prstovite prechádza do uvedeného erózneho zvyšku synchronnej strednej terasy Váhu pokrytej sprašami (kolónka 21). Povrch vejára Chocholnice v Chocholnej-Velčiciach, rovnako pokrytého sprašami, dosahuje 15 – 16 m nad jej nivou (Mazúrová, 1972).

18 fluviálne sedimenty: štrky a piesčité štrky vyšších stredných terás s pokryvom spraší, deluviálnych hĺn a splachov

17 fluviálne sedimenty: piesčité štrky a štrky vyšších stredných terás

Fluviálne akumulácie vyššej strednej terasy majú mimo skúmaného územia časté a veľmi početné rozšírenie, a to najmä v kotlinových úsekoch doliny Váhu. Istou zvláštnosťou je, že v rámci Ilavskej kotliny tvoria tieto akumulácie pásmo zväčša morfológicky menej výrazných vypuklých foriem na úpätiach svahov pozdĺž rozsiahlejších plošín oveľa lepšie zachovaných nižších stredných terás (kolónky 16, 15). Istými výnimkami sú v rámci tohto pásma zachované aj plošne rozsiahle výskyty vyšších stredných terás v okolí Tuchyne, Pruského a Nemšovej.

Práve výskyt zodpovedajúcej fluviálnej terasovej akumulácie na SSZ od Nemšovej (v časti Ľuborča) medzi dolnými úsekmi tokov Ľuborče a Vláry zasahuje aj na územie regiónu. Ide o pomerne rozsiahlu plochu terasy dlhej vyše 2 km a širokej do 1 km s bázou piesčitých štrkov 18 – 22 m nad nívami Váhu a Vláry. Hrúbka fluviálnej akumulácie sa pohybuje v rozmedzí od 5 do 10 m a na celej ploche okrem svahov terasovej hrany oproti nive Vláry je pokrytá sprašami a piesčitými sprašami (kolónka 18). Výška povrchu terasy nad nivou sa pohybuje v rozsahu 30 – 35 m.

Na základe odkryvov z hrany terasy (kolónka 17) sú sedimenty tvorené piesčitými, lokálne hlinito-piesčitými štrkami s obliakmi, ktorých zrnitosť sa pohybuje od prevažne hrubej až veľmi hrubej frakcie ($\varnothing$ 5 – 10 – 15 cm) po strednozrnnú frakciu ($\varnothing$ 2 – 5 cm). Frakcia drobnozrnných štrkov ($\varnothing$ 1 – 2 cm) s vysokým podielom piesku je zriedkavá.

Petrografické zloženie semioválnych až suboválnych obliakov indikuje hlavne vážsku provenienciu s prímiesou hornín vonkajšieho flyšu a bradlového pásma. Podobne ako pri nečlenenej strednej terase (kolónka 21), aj tu prevládajú granitoidné horniny, kremence, kremenné pieskovce, kremeň a rohovce nad kryštalicými bridlicami, vápencami a pieskovecami paleogénu.

Štrky sú selektívne mierne navetrané (granity, karbonatické horniny, ale aj pieskovce a siltovce, sporadicky kremence, žilný kremeň a metamorfity). Kremence a kremene sú len jemne sfarbené a patinované.

Podľa charakteru vyhodnotených údajov a úložnej morfopozície zaradíme tieto sedimenty k akumuláciám tzv. vyšších stredných terás staršieho risského glaciálu.

16 fluvialne sedimenty: piesčité štrky a štrky nižších stredných terás s pokryvom spraší a nerozlišených deluvialnych hlien a splachov

15 fluvialne sedimenty: piesčité štrky a štrky nižších stredných terás

Sedimenty nižších (mladších) stredných terás majú mimo skúmaného územia v kotlinových úsekoch doliny Váhu významné zastúpenie, a to tak počtom výskytov, ako aj rozsiahlymi plochami. Na študovanom území sú však zastúpené len sporadicky v podobe erózných zvyškov na okrajoch prilahlých častí Ilavskej kotliny a Trenčianskej kotliny.

V smere toku Váhu boli prvé dva výskyty vekovo zodpovedajúcej terasovej akumulácie zaznamenané v Nemšovej, a to jednak medzi vyústeniami dolín Vlárky a Ľuborče do alúvia Váhu, kde ide o nižší z dvoch stupňov stredných terás, ako aj na pravobreží doliny Ľuborče s pokračovaním na Kľúčové. Ďalšie erózne zvyšky terasy boli zaznamenané na prilahlých svahoch v Újazde, Skalke nad Váhom a v Trenčíne-Zamarovciach. Od tohto miesta sa v rámci prilahlej časti Trenčianskej kotliny synchrónne fluvialne terasové sedimenty nevyskytujú. Najbližší výskyt sedimentov nižšej strednej terasy bol v smere toku Váhu zaznamenaný až bezprostredne po jeho opustení Beckovskej brány v Novom Meste nad Váhom-Mnešiciach. Mazúr (1963) používa pre túto terasu termín „Žilinská terasa“ (z lokality mimo regiónu), ktorý bol neskôr zavedený pre zodpovedajúci stupeň pozdĺž celého údolia Váhu a jeho prítokov.

Všade na uvedených miestach má nižšia stredná terasa v priemere bázu piesčitých štrkov vo výške 5 – 8 m nad úrovňou nivy a hrúbka fluvialnej akumulácie sa pohybuje medzi 4 – 10 m. Piesčité štrky sú pokryté 2 – 8 m hrubým pokryvom sprašových sérií s fosilnými pôdami a intraformačnými piesčitými sprašami, resp. s pokryvom sprašových hlien a starých fosilizovaných povodňových hlien na báze pokryvu. Hliny sú sivožlté až okrovo hnedé, hrdzavo a sivasto šmuhané. Terasa je väčšinou zachovaná vo forme morfológicky výrazného rovinatého stupňa s výškou okrajovej hrany 9 – 18 m (lokálne 20 m) a najčastejšie bez odkrytého podložia. Toto podložie býva na hrane často presypané druhotne uvoľnenými zahlinenými štrkami a sprašami až po úroveň povrchu nivy. Na niektorých miestach štrky sporadicky vystupujú na hrane terasy, no väčšinu údajov o ich litológii a petrografickom zložení poskytujú údaje z vrtnej preskúmanosti a z ich priameho odkrytia pri ťažbe povrchových tehliarskych surovín v minulosti. Okrem viacerých, dnes už opustených ťažobných priestorov mimo regiónu (napr. Bytča, Ilava, Pruské) sa najviac údajov zo študovaného územia dozvedáme z ťažobných priestorov spraší v bývalej tehelni v Novom Meste nad Váhom-Mnešiciach a v ich okolí. Touto významnou lokalitou sa okrem iného so zameraním na pokryvné sprašové série (biostratigrafia, paleontológia, archeológia) zaoberal v minulosti celý rad autorov, napr. Lukniš (1946), Ložek a Tyráček (1960), Bárta et al. (1961), Ložek (1961), Vaškovská (1970), Vaškovský (1970), Klukanová a Modlitba (1989), Klukanová (1993) a Kernátsová (1997).

Litologicky sumárne ide o stredné až hrubé ($\varnothing$ 2 – 10 cm), na styku s nadloženými sprašami, sprašovými a povodňovými hlinami aj pomerne silno zahlinené piesčité štrky s obliakmi, ktorých priemerná zrornosť sa po toku prakticky nemení. Lokálne sa zjemňuje narastaním podielu strednozrnnej ($\varnothing$ 2 – 5 cm), ako aj drobnozrnnej ($\varnothing$ 1 – 2 cm) štrkovej frakcie.

Petrografické zastúpenie hornín v obliakoch štrkov nižšej strednej terasy sa v celom Vážskom podolí neliší od štrkov starších terás. Vcelku prevládajú granitoidné horniny, kremence, kremenné pieskovce a kremeň nad kryštalickejšími bridlicami, vápencami a pieskovcami paleogénu.

V Mnešiciach prevláda dobre opracovaný bielokarpatský materiál pieskovcov flyšového pásma, v menšej miere aj vápencov a ďalších hornín bradlového pásma. Zvýšenie vplyvu Váhu sa prejavuje narastaním obsahu štrkov vážskej proveniencie, kde petrograficky prevládajú kremence, granitoidné horniny, granity, kremenné pieskovce, rohovce a kremeň.

Podľa charakteru vyhodnotených údajov a úložnej morfopezície sedimenty zaradujeme k akumuláciám tzv. nižších stredných terás riek, čo zodpovedá mladšiemu risskému glaciálu v škále alpských klimatostratigrafických jednotiek.

Mladší (vrchný) pleistocén (würm)

14 fluválne sedimenty: štrky, piesčité štrky a piesky v nízkych terasách s pokryvom spraší a deluviálnych splachov

13 fluválne sedimenty: štrky, piesčité štrky a piesky dnovej akumulácie v nízkych terasách

Fluválne piesčité štrky tvoria súvislú výplň dna všetkých väčších tokov zobrazených na mape. Označujú sa ako dnová akumulácia. Takmer všade v rámci rozsahu aluviálnej nivy majú povrch následne počas holocénu erodovaný a zároveň prekrytý holocénnymi nivnými náplavami (kolónky 4, 2). Štrky vystupujú na povrch buď len v erózných zvyškoch svojej pôvodnej akumulačnej úrovne, dnes zachovanej vo forme nadnivej, tzv. nízkej terasy tvoriacej morfológický stupeň nad povrchom nivy vysoký do 4 – 7 m (tzv. terasové ostanice), alebo ako prirodzené aj umelo odkryté a niekde aj čiastočne resedimentované štrkopiesčité podložie holocénnych nivných náplavov Váhu a väčšiny dolných úsekov jeho pravostranných prítokov (Vlára, Súčanka, Drietomica, Bošáčka a Klanečnica). Genetickú a vekovú rovnorodosť oboch foriem, ale aj sedimentárno-petrografickú homogenitu výplne dna dolín Váhu a jeho prítokov dokladá uloženie sedimentov na jednorovňovej spoločnej báze, len s malými odchýlkami v celej šírke dna. V regióne boli sporadické výskyty nízkych terás zaznamenané medzi Ľuborečou a Skalkou nad Váhom a najsúvislejšie výskyty napr. v doline Bošáčky obojstranne medzi Bošácou a Trenčianskymi Bohuslavcami, ako aj na ľavobreží Klanečnice.

ce medzi Moravským Lieskovým a Dolným Srníom a v Novom Meste nad Váhom-Mnešiciach. Na väčšine lokalít ide o terasy pokryté sprašami, sprašovými hlinami a deluviálno-fluviálnymi splachmi, pričom vytvárajú len málo výrazné formy.

Terasové „ostance“ v údolí Melčického potoka, v Trenčianskych Bohuslaviciach a v Mnešiciach sú na viacerých miestach odkryté a pri malej hrúbke recentných pôd štrky vystupujú priamo na povrch. Súvislejšie sa nízke terasy zachovali najmä na ľavobreží Klanečnice a na oboch brehoch Bošáčky, a to vo forme morfológicky výraznejšieho terasového stupňa vysokého do 5 m a v hrúbke 2 – 3 m pokrytého sprašami. V dolinách Bošáčky a Klanečnice majú fluviálne štrky v rámci nízkej terasy hrúbku až 7 m (Vlačíky et al., 2013).

Hrúbka dnovej akumulácie Váhu veľmi kolíše, ale v zásade v kotlinových úsekoch doliny v rámci rozsahu nivy varíruje od 8 do 11 m. V miestach rozsahu nízkej terasy piesčité štrky dosahujú hrúbku do 12 až 18 m s bázou priemerne –4 až –8 m pod úrovňou toku. Dnová akumulácia pozostáva z dobre opracovaných nenavetraných stredno- až hrubozrnných, diagonálne uložených piesčitých štrkov ($\varnothing$ 2 – 10 cm), smerom k povrchu sa zjemňujúcich a v miestach zachovania nivných sedimentov prechádzajúcich do pieskov. V terasách sú horné vrstvy štrkov poznačené kryoturbačnými prejavmi.

Vo vážskych štrkoch petrograficky prevládajú nezvetrané kremence, granitoidné horniny, granity, kremenné pieskovce a kremeň nad kryštalickými bridlicami, vápencami a pieskovcami paleogénu. Prítoky Váhu majú odlišný charakter. Petrograficky v nich úplne prevláda bielokarpatský materiál paleogénnych pieskovcov, v menšej miere vápencov a ďalších hornín bradlového pásma. Ak sa v nich vrchnopleistocénna akumulácia zachovala, tak väčšinou vo forme na povrchu i globálne resedimentovaných piesčitých štrkov, často len poloopracovaných a s prímiesou subangulárnych klastov, čiastočne pochádzajúcich z prolúvií nízkych náplavových vejárov (kolónka 12). V horných častiach dolín horských potokov však najčastejšie dochádza k úplnému nahradeniu sedimentov vrchnopleistocénnej dnovej akumulácie sedimentmi holocénu v piesčito-štrkovitom až piesčito-kamenitom vývoji.

Opísané štrkové sedimenty podľa svojho charakteru a pozície patria k poslednému periglaciálnemu zaštrkovaniu dien dolín riek a potokov. To zodpovedá poslednému glaciálu pleistocénu – würmu.

12 proluviálne sedimenty: hlinité a piesčité štrky s úlomkami hornín v nízkych náplavových vejároch

Vrchnopleistocénne proluviálne sedimenty nízkych náplavových vejárov nachádzame v miestach vyústenia hlavných pravostranných prítokov do aluviálnej nivy Váhu. V rámci regiónu sa takéto akumulácie nachádzajú vo vyústení Drie-

tomice v Kostolnej-Záriečí, vo vyústení Chocholnice v Chocholnej-Velčiciach a Melčického potoka v Melčiciach-Lieskovom. Jediný výskyt menšieho a strmšieho súvekého proluviálneho vejára sa zistil v mieste vyústenia kratšej doliny spod masívu Kornačky (615 m n. m.) do doliny Vlára v Hornom Srní. Proti smeru toku potoka prechádza do deluviálno-fluviálnych hĺn (kolónka 7). Ostatné výskyty v Trenčianskych Bohuslaviciach a Mnešiciach sú na základe charakteru akumulovaného materiálu klasifikované ako sedimenty opisanej nízkej terasy (kolónka 13).

Všetky telesá uvedených náplavových vejárov boli postgeneticky v neskoršom období (počas holocénu) laterálne erodované a terasované tak vlastnými tokmi, ako aj tokom Váhu zatláčaným na Z. Ich pôvodne plynulý (resp. prstovitý) prechod do dnovej akumulácie, prípadne nízkej terasy (kolónka 13) bol tým prerušený. V dôsledku tohto javu je možné pri všetkých telesách vejárov zobrazených na mape na niektorých miestach badať ich pomerne strmú kontaktnú hranu s nivou. Výškový rozdiel povrchu medzi jednotlivými nízkymi vejármi je preto spôsobený rôznym miestom narezania ich telies bočnou eróziou Váhu (Mazúrová, 1972). Tá napríklad pri nízkom vejári Chocholnice zasahovala hlbšie do jeho telesa a jeho hrana dosiahla relatívnu výšku nad nivou Váhu až 18 m, zatiaľ čo pri synchronnom telese vejára Drietomice len 9 – 10 m a pri vejári v Hornom Srní 8 m.

Materiál nízkych vejárov tvoria semioválne až subangulárne štrky a úlomky hornín bielokarpatskej proveniencie. Hliny s hrúbkou do 1 – 2 m zväčša zaberajú povrchovú časť a sú často obohatené o resedimentované úlomky hornín priľahlých svahov a intraformačný štrk. Bázu vejárov tvoria zahlinené piesky, štrky a úlomky hornín veľké prevažne do $\varnothing$ 5 – 10 cm, ale s hojnými balvanmi do $\varnothing$ 20 – 25 cm, zväčša s monotónnym petrografickým zložením lokálnych hornín znosových oblastí (prevažne rôzne druhy pieskovcov, menej vápencov).

11 eolické sedimenty: spraše a jemnopiesčité spraše, vápnité a sprašovité hliny vcelku

Tento typ eolických a čiastočne až eolicko-deluviálnych sedimentov má veľké plošné a celkové objemové rozšírenie najmä na území časti Považského podolia zobrazenej na mape a na okrajoch priľahlých častí Iľavskej kotliny a Trenčianskej kotliny. Spraše tu ležia na predkvartérnych horninách mezozoika a paleogénu, na sedimentoch neogénu, ale hlavne na starších proluviálnych (kolónka 20) a fluviálnych sedimentoch vrchných (kolónka 22), stredných (kolónky 21, 18, 16) a čiastočne aj nízkych terás (kolónka 14) pravobrežia Váhu. V rámci sprašových sérií nachádzame vrchnopleistocénne spraše aj na strednopleistocénnych sprašiach (napr. v Novom Meste nad Váhom-Mnešiciach).

Spraše a ich deriváty majú okrem svojho stratigrafického významu aj reliéfový význam, pretože ich súčasné akumulácie zakrývajú alebo zahladzujú disekciu ostrejšie rezaného iniciálneho predkvartérneho aj kvartérneho reliéfu. To sa prejavuje napríklad ich väčšou hrúbkou v úpätných častiach záveterných

svahov a vo výplniach starých úvalinovitých dolín a úvalín, rovnomerným pokryvom plôch povrchu stredných a nízkych riečnych terás a náplavových vejárov, zvýšenou hrúbkou na prechode starších terasových stupňov do mladších a ďalšími následnými prejavmi v súvislosti s výmoľovou eróziou. Naopak, samotné úložné pomery spraší sú závislé od vplyvu pôvodného reliéfu, ako aj od pleistocénnych klimatických výkyvov, čím sú tieto sedimenty taktiež stratigraficky aj litologicky nehomogénne.

Spraše vrchnopleistocénneho, teda najmladšieho klimaticko-sedimentárneho cyklu pleistocénu sú najrozšírenejšie a zároveň najmenej postihnuté postsedimentačnými exogénnymi procesmi. Na mierne zvlnenom, takmer rovnom reliéfe podložných riečnych terás a plochých náplavových kužeľov pravobrežia Váhu sa vyvinuli spraše, resp. vrátane starších spraší aj sprašové komplexy, uložené zväčša subhorizontálne v hrúbke do 15 m. Na záveterných svahoch Považského podolia, na okrajových hranách terás, ako aj v pásmach styku dvoch terás majú akumulácie spraší už zložitejší šupinovitý charakter úložných pomerov s veľmi premenlivou hrúbkou, 2 – 10 m, často prechádzajúci do úvalinového typu vývoja (Vaškovský, 1977).

Podľa zrnitosti zloženia spraše predstavujú hliny (silty), tvorené prevažne prachovitou zložkou (35 – 56 %) s premenlivým obsahom veľmi jemného piesku (15 – 30 %) a ílovitej frakcie v maximálnom objeme do 13 % (Vaškovská, 1970).

Farba spraší v závislosti od obsahu a vzájomného pomeru oxyhydroxidov Fe, organickej hmoty, karbonátov a vody sa pohybuje od bledosivej cez svetložltú, žltú až po okrovo žltú a hnedožltú. Sedimenty v j. časti regiónu, približne od Nového Mesta nad Váhom po Adamovské Kochanovce, sú zväčša veľmi vápnité, s premenlivým obsahom CaCO_3 (≤ 26 %), pričom obsahujú aj vrstvy fosílnych pôdnych komplexov. Smerom na S sa obsah karbonátov v sprašiach výrazne znižuje a v celom profile sú tieto sedimenty slabo humózne a často prechádzajú do eolicko-deluviálnych sprašových hĺn (kolónka 6). Spraše sú zväčša nevrstvovité, homogénne a na stenách odkryvov majú stĺpovitú odlučnosť. Karbonáty v sprašiach majú rozličnú formu výskytu. Najčastejšie sú rozptýlené v medzizrnovom priestore siltov (pseudomycélie) alebo sa zhlukujú do konkrécií rôznych tvarov (cicvárov), ktoré sú sústredené v spodných častiach fosílnych pôdnych horizontov. Vápnité konkrécie nachádzame rozptýlené aj priamo na povrchu spraší, a to na exponovanejších miestach s intenzívnejšou eróziou. Charakteristickým znakom spraší je aj výskyt pre ne typickej fosílny malakofauny. Na náveterných stranách, ako aj v blízkosti neogénneho, ale aj mezozoického a paleogénneho podložia na okrajoch Bielych Karpát pribúda v sprašiach jemnopiesčitá frakcia a znižuje sa vápnitosť.

Problematika stavby a zloženia spraší vrátane biostratigrafických, paleontologických a archeologických výskumov bola podrobne študovaná a spracovaná na

viacerých lokalitách regiónu. V minulosti to boli najmä lokality Hradlo – Búdy a Mnešice pri Novom Meste nad Váhom (Lukniš, 1946; Ložek a Tyráček, 1960; Bárta et al., 1961; Ložek, 1961; Vaškovská, 1970; Vaškovský, 1970; Klukanová a Modlitba, 1989; Klukanová, 1993; Kernátsová, 1997), Ivanovce-skala (Ložek, 1950, 1955; Prošek, 1953; Ložek a Tyráček, 1960), Ivanovce-jarok (Prošek, 1953; Ložek, 1955; Demek a Kukla, 1969) a najnovšie aj Trenčianske Bohuslavice-Pod Tureckým (Bárta, 1988; Verpoorte, 2002; Vlačíky et al., 2013).

Spraše vrátane sprašovitých hĺn (kolónka 6) sa v nedávnej minulosti využívali ako tehliarske suroviny. Svedčí o tom viacero ťažobných priestorov bývalých tehelní (Pruské, Nemšová, Melčice, Mnešice a i.), pričom pri ťažbe boli často odkryté podložné fluviálne štrky stredných terás (kolónky 21, 18, 16).

Uvedené sedimenty prechádzajú na povrchu často do polygenetických sprašových hĺn a deluviálnych splachov s úlomkami hornín (kolónka 8).

Pleistocén – holocén

10 deluviálne sedimenty: prevažne hlinito-kamenité (sporadicky piesčito-kamenité) svahoviny a sutiny

Vcelku ide o rozšírený genetický typ kvartérnych uloženín zaberajúci dovedna pomerne veľké, ale neucelené plochy najmä na študovanej časti bradlového pásma Bielych Karpát, ako aj na exponovanejších častiach pohoria s výstupom flyšových hornín. Hliny a piesčité hliny obsahujú premenlivé množstvo skalných úlomkov až blokov, ktoré v hlinách často prevažujú. Sedimenty sú vyvinuté najmä na úpätiach svahov horských dolín, kde tvoria rozsiahlejšie pásma prerušované bočnými dolinami. Na niektorých miestach zasahujú od medzidolinových chrbtov až na dná dolín alebo tvoria plochy a osypové kužele pod výstupom skalných stien bradiel. Na miestach skalného rútenia prechádzajú až do lokálnych kamenných morí. V ostatných častiach územia tvoria tieto sedimenty dnovú výplň suchých strmých dolín a dolín s občasným tokom, kde prechádzajú do deluviálno-fluviálnych ronových piesčitých hĺn s úlomkami (kolónka 7). V oblasti s podložím flyšových hornín sa v nich na plastickejšom a nepriepustnom podloží tvorenom ílovcami a pieskovecami vyvinuli aj mohutné zosuvy. Všeobecne tvoria tieto akumulácie takmer kompaktný pokryv podložia, no situácia na mape zohľadňuje len ich výskyt s hrúbkou presahujúcou odhadom 2 m.

9 deluviálne sedimenty: litofaciálne nerozlíšené svahoviny a sutiny

Je to jeden z najčastejších a plošne aj objemovo najrozšírenejších typov kvartérnych sedimentov na celom mapovanom území. Do tejto kategórie sú zahrnuté tie sedimenty, pri ktorých nebolo možné určiť reprezentačný litofaciálny typ buď v dôsledku častého striedania zrnitostných frakcií v laterálnom smere,

alebo pre nedostatok podrobnejších údajov o sedimente. Spravidla je to zmes deluviálno-soliflukčných svahovín a sutín od piesčito-kamenitých a piesčitých cez hlinito-kamenité a hlinito-piesčité až po výlučne hlinité polygenetické svahové hliny (kolónka 8). Tieto sedimenty sú vyvinuté na svahoch, no najmä na úpätiach svahov pohoria, ale aj na rozsiahlejších plochách hladko modelovaného reliéfu eróžno-denudačných brázd Považského podolia a taktiež v dnách a svahoch suchých úvalinovitých dolín, resp. dolín s občasným tokom.

Ich hrúbka je variabilná a do veľkej miery závisí od členitosti predkvartérneho podkladu (iniciálneho reliéfu), strmosti a priebehu svahov. Striktne vzaté, svahoviny tvoria takmer kompaktný pokryv podložia, no situácia na mape zohľadňuje len ich hrúbku presahujúcu 2 m.

Na hrúbku deluviálnych sedimentov, veľkosť a litologický typ obsiahnutých úlomkov a na obsah piesčitej, ílovitej a humusovej zložky má rozhodujúci vplyv horninová stavba podložia, ako aj dĺžka a sklon svahu. Na hladšie modelovanom reliéfe vystupujú tieto sedimenty ako žltohnedé, žltozelenohnedé a svetlohnedé ílovité, premenlivo piesčité polygenetické svahové hliny s úlomkami podložných hornín (kolónka 8), prípadne ako deluviálno-fluviálne splachové hliny pokrývajúce časti fluviálnych sedimentov tokov v oblasti (kolónka 7).

V horských oblastiach sa na ich tvorbe uplatňovali prevažne gravitačné procesy spojené s rôznym druhom zvetrávania v podmienkach zvýšenej energie odnosu. To zapríčinilo, že vo vzdialenejších častiach od údolia Váhu sú tieto sedimenty popri aluviálnej výplni dien dolín a zosuvoch často jediným reprezentantom kvartérnej akumulácie a označujú sa ako „horský kvartér“.

8 deluviálno-polygenetické sedimenty: hlinito-ílovité a piesčité svahové hliny

Uvedené sedimenty sú reprezentované prevažne rôznymi hlinami od slabšie humusových cez prachovité až po jemnopiesčité s drobnými úlomkami ílovcov a tenkých pieskovcov. Ich rozšírenie v skúmanom regióne je viazané na výskyt podložných ílovcov vrchnej kriedy a paleogénu. Takéto miesta boli zaznamenané napríklad na svahoch pozdĺž doliny Orechovského potoka ústiaceho v Trenčíne-Orechovom do nivy Váhu alebo v množstve medzibradlových sediel medzi Drietomou a Kostolnou-Záriečím a inde.

Vznik a vývoj svahových hĺn je výsledkom kombinácie viacerých procesov. Spodnú, jemnopiesčitú časť tvoria produkty zvetrávania podložnej horniny in situ a neskôr bola narušená soliflukciou a inými pohybmi hmoty po svahu. Stredná, hlinito-ílovitá časť má morfológiu i habitus podobné sprašiam, ale jej genéza má odlišný charakter. Z litologickej charakteristiky a úložných pomerov vyplýva, že colický prenos a akumulácia boli obdobné ako pri sprašiach, ale postsedimentačné prostredie bolo vlhkejšie. Nenastalo zosprašnenie, ale zahlinenie, kde prevládali pedogenetické zmeny so zvýšením podielu ílovej hmoty a odvápnením, pričom

karbonáty boli nahradené oxyhydroxidmi Fe. Táto nevápnitá žltohnedá až hrdzavohnedá hlina, na rozdiel od spraší, nie je presadavá, má malú pórovitosť a smerom k báze obsahuje vložky solifluovaných svahovín. Vrchná, humusovo-hlinitá časť je vplyvom pôsobenia subrecentných pedogenetických procesov pretvorená na hnedozem a hnedú lesnú pôdu. Hrúbka svahových hlín je variabilná, najčastejšie dosahuje 2 – 5 m.

7 deluviálno-fluviálne sedimenty: prevažne ronové hliny, piesčité hliny s úlomkami, jemnozrnné piesky a splachy zo spraší

Väčšinou ide o akumulácie plošne (ronovo) spláchnutých častí pôdneho pokryvu deponovaného vyššie vo svahu vrátane jeho materského substrátu (hliny, piesky, úlomky hornín), resp. o fluviálne svahové sedimenty premiestnené na krátku vzdialenosť. Tieto akumulácie tvoria prechodnú fáciu medzi nivnými (kolónka 4) a svahovými sedimentmi (kolónky 10, 9, 8). Boli zaznamenané hlavne na úpätných častiach dlhších svahov okrajov hlavných dolín pohoria, v záveroch týchto dolín, v dnách úvalín a dolín bez aktívneho toku, ako aj v dnách výmoľov a eróznych rýh. Plošne najväčšie výskyty zobrazené na mape sú v údoliach spadajúcich zo svahov Považského podolia pokrytých sprašou a deluviálnymi hlinami smerom do údolia Váhu (medzi Zamarovcami a Skalkou na Z od Kľúčového a na Z od Ľuboreči).

V pohorí sú splachy zložené z kamenitých hlín s úlomkami, ojedinele aj balvanmi až blokmi hornín, pričom tie v mnohých prípadoch v sedimente prevažujú. Na svahoch podolia a na terasách Váhu sú tieto sedimenty prevažne hlinité, s obsahom úlomkov hornín a obliakov štrkov. Materiál v pohorí je všeobecne slabo vytriedený, občas zvrstvený, mimo pohoria tvoria povrchovú vrstvu hliny a hrubší materiál tvorí len ich bázu. Splachy na úpätiach svahov pozdĺž dolín dosahujú hrúbku 1 – 3 m, v dnách suchých dolín, úvalín a výmoľov 1 – 2 m.

6 eolicko-deluviálne sedimenty: vápnité splachy zo spraší (sprašovitá hliny, koluviálne a močiarné spraše)

Všetky opísané najmladšie spraše (kolónka 11) sú pri povrchu, v niektorých prípadoch aj v tenších horizontoch hlbšie pod povrchom poznačené postgenetickými alebo lokálne intraformačnými vápnitými splachmi, čo umocňuje ich hrúbku. Vápnité splachy prináležia k zeminám podobným sprašiam, vizuálne pripomínajú spraše a geneticky na ne priamo nadväzujú. Označujú sa ako sprašovitá hliny. Vznikli z pôvodného sprašového, resp. piesčito-sprašového substrátu v obdobiach po intenzívnejšej sedimentácii spraší v interštádiách a v postglaciáli. Ich genéza prebiehala paralelne s tvorbou pôdnych horizontov (aj fosílnych), ktorých kontinuálny vývoj bol často narušaný kombináciou svahových a iných exogénnych procesov (splach, ron, výmoľová erózia a i.). Vplyvom týchto procesov etapovite

resedimentoval nielen pôdny pokryv, ale aj samotný sprašový materiál s alochtónnym pieskom a detritom, ktorý sa do spraší primiešal pri ich navievaní zo svahov.

Na odkryvoch sa splachy lokálne prejavujú drobnou, tenko laminovanou vrstvomitosťou, spôsobenou tenkými striedajúcimi sa humóznymi a karbonátovými vrstvami, ako aj železitými a miestami aj mangánovými nátekmi (okrové, hrdzavé, sivé a biele vrstvičky) recentných aj subrecentných plošných zmyvov (obr. 41A). Sprašovitité hliny sa vyskytujú vo variabilnej hrúbke 2 – 4 m všade tam, kde sa vyskytujú spraše (Pelíšek, 1972).

Holocén

5 chemogénno-organogénne sedimenty: sladkovodné vápence (penovce)

Na viacerých miestach boli v skúmanom území pozorované výskyty sladkovodných vápencov (penovcov) holocénneho veku. Výskyt penovcov sa viaže na tektonicky porušené zóny najmä medzi Čakanovským bradlom a Hornou Súčou (obr. 41B, C). Je tu zastúpených niekoľko desiatok prevažne objemovo menších kôp s plošným priemerom 4 – 15 m a výškou nad okolitým terénom 1 – 6 m. Kopy sú najčastejšie tvorené úlomkami až blokmi penovca premiešaného s humusovou až rašelinovou hlinou a deluviálnymi sedimentmi. Na vrcholoch penovcových kôp zvyčajne vyviera alebo vymoká prameň. Keďže tieto sedimenty majú dôležitý význam pri interpretácii stavby geologického podložia, boli vyznačené na mape aj napriek ich menšej hrúbke a ploche výskytu. Z celkového množstva výskytov možno uviesť rozsiahlejšie kaskády recentných penovcov v dne a čiastočne aj na svahoch hlbokého výmola (tiesňavy) Haluzického potoka pod Haluzicami. V druhom prípade boli významnejšie malé kaskády a náteky sladkovodných vápencov zaznamenané v koryte Melčického potoka v Melčickej doline, a to na úrovni posledných domov tejto obce. Penovce sú štruktúrne a piesčité. Hoci sedimenty dosahujú hrúbku len maximálne 1 m, kvôli ich významu z hľadiska geologického vývoja územia sú napriek tomu zaznačené na geologickej mape. Špecifický je výskyt penovcov Dračia studňa v závere Bolešovskej doliny (N 49,036 9°, E 18,110 4°), kde tvoria kaskádu jedenástich mohutných penovcových kôp zakončenú vodopádom dlhú až do 1 km (obr. 4.9.2 D). Potok postupne vyviera vo viacerých výdatných prameňoch a znovu vsakuje do podložia. O niečo menšia penovcová kaskáda je v neďalekej Krivoklátskej doline (mimo regiónu; N 49,064 99°, E 18,132 1°).

4 fluviálne sedimenty: litofaciálne nečlenené nívne hliny alebo piesčité až štrkovité hliny dolinných nív a nív horských potokov

Tieto uloženiny sú produktom najmladšej (postglaciálnej) fluviálnej akumulácie. Fluviálne nívne sedimenty tvoria prevažnú časť povrchového krytu piesčito-štrkového súvrstvia uvedenej novej akumulácie Váhu a dolných úsekov alúvií

jeho väčších pravostranných prítokov (kolónka 13) a na mape sú zobrazené ako holocénne akumulácie vcelku. Tam, kde sa vrchnopleistocénna dnová akumulácia nezachovala, čo je časté najmä v prípade potokov v pohorí, nívne sedimenty vyplňajú celý priečny profil dolinných nív a tvoria tak len samostatnú výplň ich dnen tak, ako sú zobrazené na mape. V suchých alebo občas prietočných dolinách nívne sedimenty v smere proti toku alebo na okrajoch kontinuálne prechádzajú do deluviálno-fluviálnych sedimentov, prevažne splachov (kolónka 7).

Fluviálne nívne sedimenty bližšie nečleneného holocénu tvoria litofaciálne najpestrejšie, laterálne aj horizontálne sa meniace súvrstvie. Jeho genéza úzko súvisí s množstvom a intenzitou zmien hydrodynamického režimu jednotlivých tokov. Vzhľadom na to, že tento hydrodynamický režim sa po období posledného glaciálu vplyvom klimatických faktorov výraznejšie zmenil, povodňové nívne sedimenty ležia na piesčitých štrkoch dnovej akumulácie diskordantne. Nívne sedimenty sú väčšinou jemnozrnnejšie a tvoria ich vrstvitité ílovité sivohnedé nevápnité nívne hliny alebo piesčité hliny a piesky, v spodnej časti s obsahom obliakov alebo pri horských potokoch aj s obsahom úlomkov hornín. Všeobecne však pri tých horských potokoch, kde sa vrchnopleistocénna dnová akumulácia nezachovala, sú nívne sedimenty hrubšie, hlinito-štrkovité až balvanovito-štrkovité alebo tvoria iba piesčito-kamenité, slabo vytriedené akumulácie s málo opracovanými štrkami v celom profile. V záveroch dolín sú už časté balvanovito-štrkovito-hlinité sedimenty prívalových vôd.

Dôležitým poznatkom je, že v náplavoch Váhu a dolného úseku Vláry možno v rámci ich holocénnych aluviálnych nív morfológicky aj sedimentologicky pozorovať a rozlíšiť úroveň tzv. vyššej nivy. Prejavuje sa rovným a len výnimočne pri povodniach zaplavovaným povrchom, ako aj ucelenejším sledom náplavov s výrazne hrubším hlinitým pokryvom a relatívnou výškou úrovne do 1,5 m nad úrovňou nižšieho nívneho stupňa (kolónka 2). V dôsledku toho sa v minulosti na vyššom nivnom stupni zakladali a sústreďovali sídla, komunikácie a poľnohospodárstvo. V ústiach bočných prítokov prechádza tento nivný stupeň do súvekových plochých proluviálnych vejárov (kolónka 3). Morfológicky sa tento stupeň prejavuje na celom úseku vážskej nivy zobrazenom na mape, no najmarkantnejšie v úseku od Nemšovej cez Kľúčové po Skalku nad Váhom. Nad Kľúčovým z vyššej nivy ako obtočník vyčnieva vápencové bradlo. Menšie bradlo spolu so zvyškom vrchnopleistocénnej riečnej terasy vo forme obtočníka vystupuje na sz. okraji Nemšovej.

Z vrtných údajov vyplýva, že celková hrúbka nivných sedimentov nečleneného holocénu sa pohybuje v rozmedzí 0,5 – 2 m, vo vyššej nive Váhu dosahuje až 3 m.

Naložené nívne sedimenty riek aj celá výplň dna dolín potokov spolu s proluviálnymi sedimentmi bočných prítokov sú podľa ich charakteru a uloženia mladšie ako štrková dnová akumulácia riek. To zodpovedá postglaciálnemu veku – holocén.

3 prolúviálne sedimenty: prevažne hliny a piesčité hliny s úlomkami hornín a zahlinenými štrkami v nívnych náplavových vejároch

Na mnohých miestach vyústenia kratších bočných prítokov do dolín hlavných horských tokov, napríklad do dolín Vlára, Ľuborče, Súčanky, Drietomice, Chochoľnice, Ivanovského potoka, Bošáčky a Klanečnice, ako aj na miestach vyústenia niektorých týchto tokov do nivy Váhu (pozri geologickú mapu), sa vyvinuli holocénne prolúviálne náplavy vo forme plochých, vejárovito sa rozširujúcich foriem. Ich sedimenty, synchrónne s fluvialnými nívnymi akumuláciami (kolónka 4), sa do nich buď „prstovo“ vклиňujú, alebo sa pozvoľna vzájomne zastupujú.

Formovanie nívnych vejárov sa začalo koncom posledného glaciálu, no podstatná časť telies sa sformovala v období holocénu. Sedimentačne je úzko spätá s formovaním nívneho krytu. Na základe granulometrického zloženia majú uvedené vejáre viaceré variety. Všeobecne sú však zložené z chaoticky naplaveného nevytriedeného hlinitého až štrkovitého materiálu, na báze miestami s podielom preplavenej neopracovanej horninovej zmesi, petrograficky zodpovedajúcej príslušnej oblasti znosu. Povrch vejárov je väčšinou hlinitý až hlinito-piesčitý. Hrúbka telies je premenlivá, no pri telesách plošne rozsiahlejších vejárov sa pohybuje medzi 3 – 6 m.

2 fluviálne sedimenty: litofaciálne nečlenené nívne hliny alebo piesčité až štrkovité hliny nižšieho stupňa dolinných nív

V súvislosti s terénnym geologickým výskumom bol v rámci aluviálnej nivy Váhu a v niektorých prípadoch aj nív jeho pravostranných prítokov identifikovaný nižší nívny stupeň. Ten sa morfológicky prejavuje v priemere o 1,5 m nižšou úrovňou povrchu oproti vyššiemu nívnému stupňu (kolónka 4). Vzájomný laterálny styk medzi oboma nívnymi úrovňami sa prejavuje buď pozvoľným prechodom s mierne klesajúcim povrchom k nižšej nive, alebo naopak, morfológicky výraznejšou hranou, a to v závislosti od laterálnej erózie toku v mladšom holocéne (napr. subrecentné nárazové a nánosové časti meandrov). Tento jav je možné sledovať aj v dolinách horských potokov, ale kvôli mierke a grafickej výpovednej hodnote mapy sú oba výškové stupne nív zlúčené a zobrazené ako kolónka 4. V rámci aluviálnej nižšej nivy spravidla najčastejšie ide o prikorytovú a korytovú štrkovú a piesčitú faciú toku z obdobia mladšieho holocénu. Nižšia niva má povrch zvlnený, štrkovitý, s časťami štrkovými lavicami. Vo vzdialenejších miestach od aktívneho toku sú štrky pokryté vrstvou piesčitých siltov a povodňových hlin hrubou do 0,5 m. Výška povrchu nižšej nivy sa nad priemernou hladinou recentného toku pohybuje v hodnotách 0,5 (0,0) až 2 m. Pri povodniach bývala často zaplavovaná. Bežne sa na jej povrchu dá identifikovať priebeh starších riečnych koryt. Výrazne býva ovplyvnená meandrujúcim, prekladajúcim sa a zarezávajúcim sa tokom a jeho laterálnou eróziou. Tieto skutočnosti v minulosti rozhodovali o jej

nízkom hospodárskom využití bez výstavby sídiel a komunikácií (ortofotomapa z roku 1950 – www.tuzvo.sk).

1 antropogénne sedimenty: navážky, haldy a skládky (recent)

Tieto uloženiny sú produktom ľudskej činnosti. Na geologickej mape sú zobrazené len tie z nich, ktoré svojím plošným rozsahom, hrúbkou, tvarom, resp. charakterom obsiahnutého materiálu výraznejšie ovplyvňujú pôvodné geologické, geomorfologické, ako aj ekologické pomery. Prevažná časť týchto sedimentov sa nachádza v údolí Váhu. Sú to najmä násypy ciest, diaľnic, železníc, protipovodňové hrádze Váhu a v menšej miere aj Vláry, kanály a násypy Vážskej kaskády a menšie navážky v Trenčíne a v mieste bývalej trate lesnej železnice v Ľuborčianskej doline. Tie však pre svoj líniový charakter nie sú zobrazené na mape.

Medzi významnejšie výskyty antropogénnych sedimentov vyznačené na mape patria: skládka odpadu a navážka východne od Dolnej Súče, navážka nad ihriskom nad Dolnou Súčou, navážka telesa diaľnice nad Zamarovcami, v Skalke nad Váhom, v ceste z Hornej Súče na Vlčí vrch a haldy v lomoch v ústí Čakanovskej doliny a v Čakanovskom bradle nad Horným Srníom, pri obciach Bošáca, Štvrtek, Ivanovce, Adamovské Kochanovce a v Novom Meste nad Váhom-Mnešiciach.



Obr. 4.9.2. A: Aspoň 4 m sprašových hĺn, drobné cicváre (Skalka – dolina Rúbanica, N 48,942 30°, E 18,075 35°); B: penovcová kopa vo svahu (Antonstal, hore potokom Lipová jama, N 49,007 98°, E 18,032 35°); C: penovcová kopa nad potokom (Drietomická dolina, N 48,941 62°, E 17,908 92°); D: kaskáda mohutných penovcových kôp Dračia studňa zakončená vodopádom dlhá až do 1 km (N 49,036 9°, E 18,110 4°) (foto F. Teťák).

5. TEKTONIKA

Územie geologickej mapy sa vyznačuje zložitou geologickou stavbou s pestrým zastúpením geologických celkov (obr. 5.1). Zložitosť geologickej stavby je okrem výrazného tektonického postihu na rozhraní dvoch štruktúrnych megajednotiek Vnútrotných Západných Karpát a Vonkajších Západných Karpát daná aj zastúpením tektonických jednotiek, geologických celkov s nejasnou tektonickou pozíciou a litostratigrafickou náplňou.

Severnú časť územia buduje bielokarpatská jednotka zastúpená bošackým príkrovom a nad ním ležiacim vrbovským, zubáckym a javorinským príkrovom (Potfaj, 1993; Teťák, 2016). Vrbovský príkrov do regiónu nezasahuje. V ich podloží predpokladáme externejšie jednotky magurského príkrovu – bystrickú a račiansku jednotku (vrty Klanečnica KLK-1 a Lubina-1). Vzťah bielokarpatskej jednotky k bystrickej jednotke je príkrovový (Potfaj, 1993) a k bradlovému pásmu tektonický (Potfaj a Bodiš, 1986). Bielokarpatská jednotka ako celok tvorí pomerne ploché a rozľahlé teleso s vrásovo-príkrovovou stavbou s násunom viac ako 20 km na predpolie. Má dva vrstvové sledy (skupiny): hlucký a vlársky (Stráník et al., 1986, 1989).

Južne od bielokarpatskej jednotky je situovaný výrazný morfotektonický fenomén Západných Karpát – bradlové pásmo s. s. Vzhľadom na štruktúru samostatnosť a recentnú tektonickú pozíciu sa pieninské bradlové pásmo považuje za povrchový priebeh kontaktu Vonkajších Západných Karpát a Vnútrotných Západných Karpát. Litologická náplň bradlového pásma s. s. je charakteristická absenciou predmezozoických litotektonických celkov. Z mezozoických hornín sú rudimentárne zachované fragmenty vrchnotriasových hornín, aj to v jednotkách patriacich do pribradlovej zóny (sensu Maheľ, 1980) s nejasnou tektonickou pozíciou (napr. drietomská jednotka). Integrálnou súčasťou bradlového pásma sú jednotky oravika (napr. Andrusov, 1938; Birkenmajer, 1984; Maheľ, 1986; Mišík, 1997) zachované ako rôzne vývoje jurských a kriedových hornín, ktoré boli odlepené od svojho substrátu. Súčasný obraz bradlového pásma je výsledkom transpresnej a transtenznej tektoniky (Ratschbacher et al., 1993; Nemčok a Nemčok, 1994; Kováč a Hók, 1996). Pri tektonickej štrukturalizácii boli k štruktúre bradlového pásma pričlenené aj externé časti pravdepodobne príkrovovej sústavy Vnútrotných Západných Karpát (Maheľ, 1980), reprezentované hlavne drietomskou a manínskou jednotkou.

Za drietomskú jednotku sa považujú horninové celky v západnom úseku bradlového pásma identifikované od doliny Klanečnice až po Hornú Súču s vrstvomým sledom v stratigrafickom rozsahu vrchný trias až spodná jura. V novom chápaní geologických a tektonických pomerov na území medzi Bošacou a Nemšovou vystupuje pieskovcovo-flyšové súvrstvie s vápencovými bradlami s nejasnou tektonickou príslušnosťou.

Tektonická schéma

0 1 2 3 4 5 km

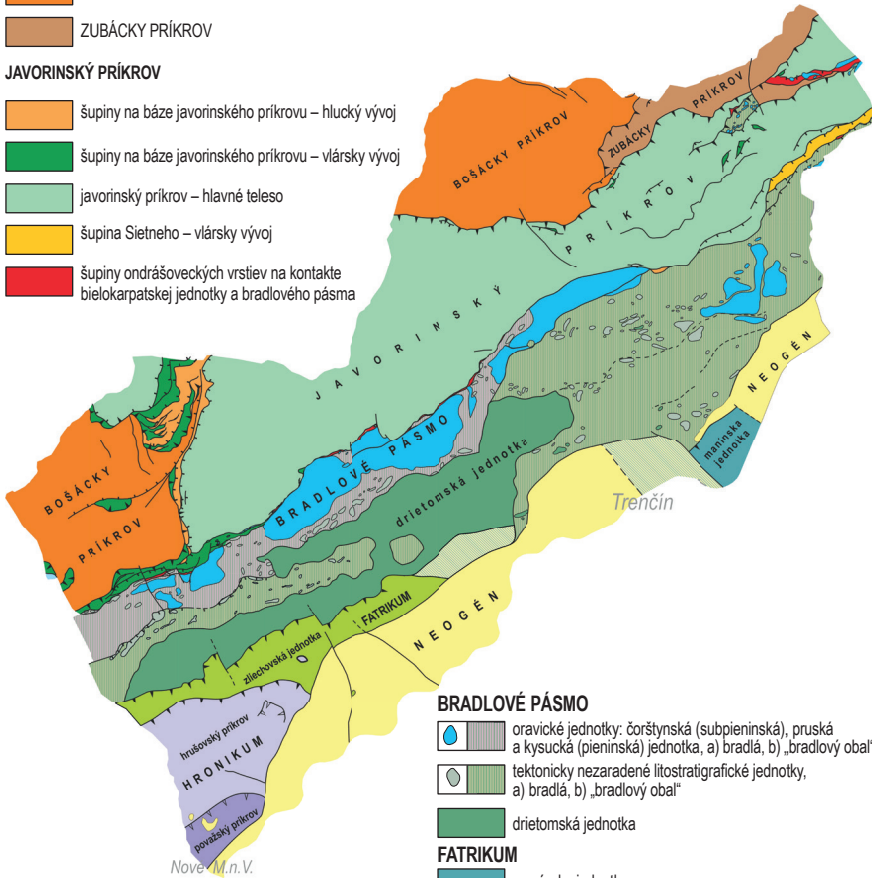
FLYŠOVÉ PÁSMO

BIELOKARPATSKÁ JEDNOTKA

- BOŠÁCKY PRÍKROV
- ZUBÁCKY PRÍKROV

JAVORINSKÝ PRÍKROV

- šupiny na báze javorinského príkrovu – hlucký vývoj
- šupiny na báze javorinského príkrovu – vlársky vývoj
- javorinský príkrov – hlavné teleso
- šupina Sietneho – vlársky vývoj
- šupiny ondrášeckých vrstiev na kontakte bielokarpatskej jednotky a bradlového pásma



Nové M. n. V.

- zlomy a strižné zóny
- násunové a prešmykové linie
- násunové linie – hranice tektonicko-litofaciálnych jednotiek

BRADLOVÉ PÁSMO

- oravické jednotky: čorštýnska (subpieninská), pruská a kysucká (pieninská) jednotka, a) bradlá, b) „bradlový obal“
- tektonicky nezaradené litostratigrafické jednotky, a) bradlá, b) „bradlový obal“

- drietomská jednotka

FATRIKUM

- manínska jednotka
- zliechovská jednotka

HRONIKUM

- hrušovský príkrov
- považský príkrov

NEOGÉN

- neogénna výplň Trenčianskej kotliny a Ilavskej kotliny

NEZARADENÉ

- tektonicky nezaradené mezozoické komplexy v podloží nívy Váhu alebo kvartérneho delúvia

Obr. 5.1. Tektonická schéma Biele Karpát (severná časť) (zostavili F. Teťák, O. Pelech, I. Pešková, M. Olšovský a M. Szentpetery).

Tektonické jednotky fatrikum a hronikum vystupujú na povrchu v juhozápadnej časti regiónu. Fatrikum zastupujú sedimenty jury, fácie škvŕnitých vápencov tzv. dúbravskej série medzi Moravským Lieskovým a Ivanovskou dolinou (Gross, 1959; Began, 1969). Hronikum je zastúpené považským a hršovským príkrovom.

V poklesnutých kryhách Trenčianskej kotliny a Ilavskej kotliny sa pod sedimentmi kvartéru zachovali aj neogénne sedimenty. Celé územie je výrazne pokryté kvartérnymi zvetraninami a svahovými hlinami, v horských a kopcovitých oblastiach s tvorbou zosuvov. Pozdĺž nivy Váhu sa zachovalo niekoľko úrovní vážskych terás.

Bielokarpatská jednotka je najjužnejšia jednotka vrásovo-príkrovovej stavby flyšového pásma. Bola presunutá na sever, na externejšie jednotky magurskej skupiny príkrovov ako zložitý príkrovový komplex (Potfaj, 1993; Potfaj in Bezák et al., 2004).

Štruktúrne najnižšia časť bielokarpatskej jednotky je **bošácky príkrov**. Zaužívané označenie „príkrov“ nie je úplne korektné. V skutočnosti ho tvorí súbor zvrásnených, strmo vztýčených šupín až vrásových šupín podobného tektonického charakteru, ako má bystrická jednotka (Teťák, 2016). Stavbu bošáckeho príkrovu nie je možné presnejšie rekonštruovať. Je to spôsobené monotónnou litológiou svodnického súvrstvia, nedostatkom litologických markerov, výraznou tektonickou deformáciou a zlým odkrytím terénu.

Vrstvový sled vyššie ležiaceho **zubáckeho príkrovu** vyskytujúceho sa severne od Horného Srnia má znaky hluckého aj vlárskeho vývoja. Na jeho báze v doline Ľuborčianky vystupuje kryha tvorená chabovskými vrstvami.

Javorinský príkrov je najvyššia a pôvodom najvnútornejšia časť bielokarpatskej jednotky. Svoj typický vývoj má v oblasti Veľkej Javoriny a Veľkého Lopenika. Príkrov bol zvrásnený a plocho presunutý po ondrášoveckých vrstvách vystupujúcich na jeho báze. V okolí Novej Bošáče môžeme sledovať, že javorinský príkrov do svojej bázy včlenil litologicky rôzne bloky bošáckeho príkrovu tvorené svodnickým súvrstvím. Pri Hornej Súči sú podobné bloky tvorené chabovskými vrstvami. Zloženie týchto blokov zodpovedá zloženiu podložia príkrovu, cez ktorý sa príkrov presúval. Pozdĺž kontaktu bielokarpatskej jednotky s bradlovým pásmom vystupujú tektonicky vyvlečené ondrášovecké a drietomické vrstvy. Šupinu severne od Nemšovej s výskytom javorinských vrstiev vyčleňujeme ako šupinu Sietneho. Priečna tektonika v bielokarpatskej jednotke nie je taká významná ako v externejších jednotkách.

Pri hodnotení bielokarpatskej jednotky rovnakými kritériami ako tie, ktoré viedli k vyčleneniu severnejších jednotiek flyšového pásma, dospel Potfaj (1993) k záveru, že bielokarpatská jednotka nie je ekvivalentom oravskomagurskej jednotky, ale má špecifický vrstvový sled, odlišnú petrografickú náplň (Zapletal, 1946; Matějka a Roth, 1956; Krystek, 1965; Pesl, 1965) a osobitný tektonický štýl tvoriaci samostatný tektonický celok. Je teda samostatnou tektonicko-litofaciálnou jednotkou, paleogeograficky a štruktúrne vnútornejšou než krynická

(oravskomagurská) jednotka. Leží v príkrovovej pozícii na magurskej skupine príkrovov a s bradlovým pásmom sa stýka tektonicky. Teták (2016) usudzuje, že hoci má bielokarpatská jednotka svoj osobitý charakter, litologicky, litofaciálne, paleogeograficky aj tektonicky je neoddeliteľne spätá s vývojom magurského bazénu a príkrovu. Bielokarpatská jednotka je súčasťou magurskej skupiny príkrovov. Nie je ekvivalentom krynickej jednotky, ale je samostatnou jednotkou na jej úrovni.

Z priestorového a časového rozšírenia litofácií usudzujeme, že sedimentačný priestor bielokarpatskej jednotky sa nachádzal v juhozápadnej časti magurského bazénu a tvoril prechod medzi magurským a rhenodanubickým bazénom. Najmladšie sedimenty v bielokarpatskej jednotke sú strednoeocénneho veku. V tomto období sa vyvrásnil rhenodanubický flyš. Z toho nepriamo usudzujeme, že sedimenty bielokarpatskej jednotky boli vyvrásnené a začlenené do akrečnej prizmy s rhenodanubickým flyšom a jednotkami bradlového pásma, zatiaľ čo vo zvyšku magurského bazénu naďalej pokračovala sedimentácia.

Južne od bielokarpatskej jednotky sa tiahne tektonická zóna/štruktúra **bradlového pásma** s výrazným deformačným postihom. Bradlá jursko-kriedových vápencov sú obklopené menej odolnými flyšovými horninami. Kontakty medzi bradlami a ich tzv. „obalom“ sú prakticky na celom zobrazenom území tektonické, s rôznou mierou redukcie súvrství. Bradlá veľkých rozmerov poväčšine tvorí **kysucká jednotka**. Mohutné bradlá „fleckenmerglov“ tiahnuce sa od Ivanovskej doliny po dolinu Drietomice si zachovávajú jednotnú štruktúru. Vystupujú v prevrátenej stratigrafickej pozícii (na južnej strane bradiel nachádzame mladšie členy ako rádiolarity a neokómske vápence), v bradle Hory na Hradnej je vrásová stavba strmá, v bradle Žľab miernejšia, so sklonom na sever. Tektonické celky bradlového pásma sú spravidla značne zvrásnené.

Výsledky mapovania naznačujú, že bradlá **čorštynskej jednotky** z hľadiska pôvodnej príkrovovej stavby oravika vystupujú ako štruktúrne najnižšie. V oblasti doliny Chocholnice na lokalite Salášky v starom kameňolome vystupuje bradlo čorštynskej jednotky v tektonickom okne spopod kysuckej jednotky. Východnejšie, medzi dolinou Drietomice a Vlárrou, dominujú v externej pozícii bradlá **pruskej jednotky**. K pruskej jednotke možno zaradiť aj bradlo Sokolí kameň (hrebeň medzi sedlom s kótou 608 a kótou 696) severne od doliny Chocholnice. Bradlo Krasín tvorené sedimentmi čorštynskej jednotky sa tu s pruskou jednotkou buď laterálne zastupuje, alebo pravdepodobnejšie vystupuje z jej podložia. Otázna je kontinuita ich sledu do vrchnokriedového flyšového súvrstvia. Takýto prechod je odôvodnené predpokladať na lokalitách Techonovica (severne od Drietomy) a západne od osady Zabudíšová (v rokline asi 475 m severne od kóty 499 Boháčovec). Nateraz sa ho však nepodarilo paleontologicky ani štruktúrne potvrdiť. Sklony vrstvitosti v bradlách oravických jednotiek v západnej časti územia sa pohybujú spravidla okolo 45° (varirujú v rozmedzí 40 – 60°). Zaradenie, resp. detailnejšie rozčlenenie albského až vrchnokriedového „flyšu“ je pri mapovaní problematické.

Flyšové súvrstvie s vápencovými bradlami smerom na západ k doline Vrzavky plynule nadväzuje na zónu označovanú ako pásмо Vrzavky (Andrusov et al., 1961). V skúmanom území pásмо Vrzavky nevyčleňujeme, jeho ekvivalenty považujeme za súčasť pásma tektonicky nezarađených celkov. Tu sa nachádzajú vápencové bradlá prekryté flyšovými súvrstviami s bradlovým štýlom stavby. Od doliny Klanečnice po Ivanovskú dolinu je táto zóna pomerne široká (v prieme 2 km). Od Ivanovskej doliny po dolinu Chochoľnice je flyšové súvrstvie rozdelené výskytmi hornín drietomskej jednotky na dva pruhy, a to severný a južný pruh. Severný pruh je široký len pár stoviek metrov. Vápencové bradlá, ktoré vystupujú v severnom pruhu, sú litologicky monotónne, na rozdiel od bradiel v južnom pruhu, kde miestami môžeme pozorovať „potrhané“ kompletne vrstvom sledy. Z terénnych pozorovaní vyplýva aj určitá odlišnosť v pieskovcoch alebo zlepencoch. V severnom pruhu prevládajú zlepence s hojnými kremennými klastami až kremenné zlepence, v južnom pruhu prevládajú polymiktné pestré zlepence s „exotickým“ materiálom. Opísané terénne pozorovania nemožno vydávať za fakt, pretože neplatia v celom flyšovom súvrství. Možno ich považovať za subjektívny dojem, ktorý by mohol prispieť k poznaniu a pochopeniu flyšového súvrstvia. Zdá sa, že kontakt obidvoch pieskovcových pruhov so sedimentmi drietomskej jednotky je tektonický aj napriek tomu, že takmer v celom priebehu je výrazne zakrytý zvetraninami. Z distribúcie horninových celkov v mapovom obraze usudzujeme, že kontakt je v celom priebehu pomerne strmý, na niektorých miestach mierne uklonený na sever alebo juh.

Aj samotné výskyt **drietomskej jednotky** majú bradlový štýl stavby. Niektoré bradlá morfológicky zdanlivo pôsobia subhorizontálne (napr. Starý háj, Ivanovská dolina), navyše s obráteným vrstvom sledom (Began et al., 1984). V skutočnosti sú zrejme intenzívne prevrásnené a následne intenzívne komprimované v smere S – J. Poukazuje na to takmer chaotické miešanie viacerých horninových typov vrchného triasu v sutine na svahu spolu s horninami spodnej jury. Na viacerých miestach sú preto geologické hranice dané viac-menej konvenčne. Z mapového obrazu vyplýva, že sledy drietomskej jednotky vystupujú v podloží horninového komplexu „južného“ pruhu flyšového súvrstvia tektonicky nezarađených pieskovcov.

Na severe je bradlové pásмо v ostrom tektonickom kontakte s flyšovými sedimentmi bielokarpatskej jednotky. Z povrchového priebehu kontaktu v mapovom obraze usudzujeme, že je pomerne strmý, s úklonom na juh. Viaceré bradlá pozdĺž kontaktu s bielokarpatskou jednotkou sú tektonicky vtlačené buď do púchovských slieňov, alebo do ílovcov ondrášoveckých vrstiev. Vystupujú hlavne v západnej časti územia severne od osady Zabudišová po kótu 651,4 Kozie rebro. Posledné takéto menšie bradlo čorštýnských vápencov vystupuje v oblasti Hory na Hradnej v Hradnianskej doline. Južné ohraničenie bradlového pásma je zložitejšie. Do určitej miery závisí od chápania a interpretovania bradlového pásma.

Manínska jednotka vystupuje v skúmanom regióne iba okrajovo v oblasti Skalky nad Váhom. Čiastočne je zakrytá kvartérnymi sedimentmi Váhu. Tvorí ju redukovaný sled jury a kriedy vrátane organodetritických vápencov podhorského súvrstvia.

Fatrikum v skúmanom území reprezentuje zliechovská jednotka v stratigrafickom rozsahu spodná jura – alb. Ako celok je uklonené generálne na S – SZ. Najväčšie tektonické komplikácie sa prejavujú v oblasti medzi Bošácou a Ivanovskou dolinou, kde je v mapovom obraze vďaka vystupovaniu starších, vrchnojurských členov evidentné prevrásnenie mapových rozmerov. Najlepšie je to viditeľné medzi Bošácou a Haluzicami. V južnom pruhu hornín osnického súvrstvia v smere V – Z prebieha os synklinálnej vrásky, v severnom pruhu rádioláriových vápencov ždiarskeho súvrstvia zasa os antiklinály. Štruktúra pokračuje východným smerom v úseku od doliny Haluzického potoka až k Morskému oku, tu je však horšie odkrytá a zapadnutá hlbšie. Na povrch vystupujú už aj sedimenty mrazníckeho a porubského súvrstvia, v najvyššej pozícii sa tu nachádzajú karbonáty hronika. Vsuvky flyšového súvrstvia v neokómskych slienitých vápencoch sú zrejmé východne aj západne od Morského oka. Najskôr ide o duplexy/násuny, čo býva bežným javom hlavne v jadrových pohoriach Vnútrotných Západných Karpát. Môže však ísť aj o spoločné prevrásnenie, v tomto území sa však nedá potvrdiť či vyvrátiť ani jedna možnosť. Zdvojenie kriedových súvrství je zachytené aj vo vrte HB-2 (Salaj et al., 1992).

Od sledu zliechovskej jednotky sme odčlenili spodnojurský pruh hornín vystupujúci severozápadne (dúbravská jednotka), ktorý je z JV aj zo SZ ohraničený kriedovými flyšovými sedimentmi. Jeho tektonická príslušnosť nie je dostatočne vyriešená. Prikláňame sa k zlúčeniu pruhu spodnojurských hornín dúbravskej jednotky s vrchnotriasovo-spodnojurskými horninami drietomskej jednotky. Ich spätosť sa prejavuje nielen v litologickej náplni, ale aj v priestorovej distribúcii vyplývajúcej z mapového obrazu. S takmer totožnou litologickou náplňou spodnej jury a výskytní vrchného triasu sa stretávame aj pri vrstvovom slede dúbravskej jednotky, čiže pruhu predovšetkým spodnojurských hornín tiahnucich sa od obce Moravské Lieskové cez kótu 502 Dúbravka až po kótu 390 Lagin sz. od obce Adamovské Kochanovce. Keď za typickú črtu drietomskej jednotky uznáme prítomnosť vrchnotriasového súvrstvia karpatského keuperu, v oblasti Hornej Breziny sz. od Adamovských Kochanoviec sa práve toto súvrstvie plynule dostáva do styku so spodnou jurou dúbravskej jednotky a v podstate sa stáva normálnou súčasťou jej vrstvového sledu, resp. súčasťou sledu oboch týchto jednotiek. V tejto oblasti je skutočne náročné vykresliť líniu oddeľujúcu dve rozličné jednotky, ako to bolo chápané v predošlých výskumoch. Kremence karpatského keuperu sa vyskytujú aj na Prchovej (401,8 m n. m.). Keďže ide o plošne veľmi malý výskyt, ich pozícia je tu diskutabilná. Ďalším lokálnym výskytom sedimentov vrchného triasu v pozícii, kde už predpokladáme dúbravskú jednotku, je výskyt spolu s „fleckenmerglom“

na hrebeni západne od Chocholnej-Velčíc. Spájajú spodnú juru dúbavskej jednotky so sledom zliechovskej jednotky je štruktúrne priveľmi komplikované. Prepojenie tohto pruhu s vrchnotriasovými a spodnojurskými sedimentmi drietomskej jednotky sa pri predstave synformnej štruktúry javí logickejšie.

K sledu zliechovskej jednotky priradujeme aj jursko-kriedové horninové sledy vystupujúce západne od Bošáče. Tento sled sa doteraz zaraďoval k rôznym tektonickým jednotkám, predovšetkým k manínskej (napr. Began, 1969) či k fatriku, k plytkovodnému vysokému sledu ho zaradili Vozár a Kullmanová (1980) alebo Hók et al. (2009).

V oblasti medzi Bošáckou dolinou a Ivanovskou dolinou sv. od obce Haluzice (k. Ostrá hora, Morské oko) vystupuje tektonická troska karbonátov hronika diskordantne na rôznych členoch zvrásneného fatrika. Severne od Haluzíc je hronikum v zlomovom kontakte s kriedou zliechovskej jednotky fatrika. Zlom má zrejme charakter poklesu. Vo vrte HB-2 boli v podloží hronika navrátené sedimenty neokómu a albu s polohami organodetritických vápencov a hyaloklastitov považované za súčasť zliechovskej jednotky fatrika (Salaj et al., 1992).

Hronikum vystupuje na juhozápadnom okraji územia v nadloží fatrika v trojuholníku Nové Mesto nad Váhom, Dolné Srnie a Haluzice. Tvoria ho dve štruktúry. Vrchnou je považský príkrov tvorený stredotriasovými vápencami a dolomitmi a spodnou je hrušovský príkrov tvorený vrchnotriasovými a spodnojurskými vápencami. Hrušovský príkrov má imbrikovanú stavbu a skladá sa minimálne z troch šúpín (1. Haluzice – Štvrtek, 2. Hájnica, 3. Snienský háj – Turcká). Hrušovský príkrov je súčasťou príkrovu s bazénovým sledom (pozn.: v našom území však bazénové fácie absentujú) a považský príkrov je súčasťou telesa tvoreného sledom karbonátovej plošiny (Havřila, 2011). Predstavujú pokračovanie čachtickej kryhy. Štruktúry hronika sú uklonené na juh. Kontakt s fatrikom je odkrytý len na veľmi krátkom úseku a javí sa ako zlomová porucha. V nadloží hronických sekvencií možno pozorovať reliktu sedimentov spodnomiocénneho veku (západné svahy k. 275,7 Prepadliská).

V nadloží nezaradených mezozoických sekvencií vystupujú v oblasti Skalky nad Váhom aj **spodnomiocénne (egenburské) sedimenty**. Transgresívne pokrývajú celky hronika, oravika aj manínskej jednotky v juhozápadnej časti regiónu, ako aj v oblasti Trenčína. Ich prítomnosť a pozícia umožňujú uvažovať, že hlavná etapa umiestnenia bradlového pásma a vnútrokarpatských jednotiek sa v tomto úseku skončila pred spodným miocénom.

Neogénne sekvencie vystupujú v regióne na povrchu iba v erózných reliktoch. Sú však prítomné pod (?pliocénno-)kvartérnymi uloženinami v nive Váhu. Z hľadiska ich dnešnej stavby je možné sledovať dva výrazné zlomové systémy, sv.-jz., ktorý modeluje hlavné poklesnutie kryhy Trenčianskej kotliny a Ilavskej kotliny, a sz.-jv., ktorý túto stavbu segmentuje a javí sa mladší. Neprítomnosť mladších sedimentov ako spodný miocén, s výnimkou (pliocénno-)kvartérnych uloženín, neumožňuje jasne datovať superpozíciu týchto zlomových systémov.

6. GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ

Horninové celky budujúce región geologickej mapy Bielych Karpát (severná časť) majú prevažne sedimentárny pôvod. Vznikali v období od stredného triasu pred takmer 250 miliónmi rokov až po dnešok ako súčasť rôznych tektonických jednotiek.

Geologicky najstaršie celky sú stredno- až vrchnotriasové karbonátové komplexy **hronika**. Horniny mladšieho triasu až spodnej jury sú prítomné v sekvencii hrušovského príkrovu tvoriaceho spodnú časť. Považský a hrušovský príkrov, ktoré majú svoje pokračovanie v širšej oblasti mimo regiónu geologickej mapy, predstavujú fragmenty sedimentačných paniev s mierne odlišným vývojom. Zatiaľ čo v považskom príkrove počas celého triasu prevládala plytkovodná sedimentácia (mojtínsko-harmanecká karbonátová plošina stredného triasu), hrušovský príkrov má zachované mladšie členy s odlišným pelagickým vývojom jury. K štrukturalizácii príkrovových komplexov hronika došlo pravdepodobne už v tomto období. V období spodnej kriedy sa hronikum presunulo zo svojho pôvodného sedimentačného priestoru (v dnešných súradniciach) generálne z juhovýchodu na severozápad do nadložia fatrika.

Fatrikum predstavuje ďalšiu príkrovovú jednotku, ktorá sa však od nadložného hronika odlišuje prítomnosťou širšej palety jurských a tiež spodnokriedových hornín. Usadzovali sa v tzv. zliechovskej panve, existujúcej od staršej jury do začiatku mladšej kriedy. Staršie triasové celky fatrika v skúmanom regióne nevystupujú. Fatrikum sa na svoje predpolie nasúvalo v priebehu konca staršej kriedy až najstaršej časti mladšej kriedy podobne ako hronikum, generálne z juhovýchodu na severozápad (v dnešných súradniciach). Fatrikum je v tektonickom kontakte s celkami bradlového pásma, tektonicky nezaraďenými jednotkami a drietomskou jednotkou.

Bradlové pásmo v širšom zmysle budujú hlavne horniny jursko-kriedového, miestami až paleogénneho veku. O predjurskom vývoji presné informácie chýbajú. V priebehu jury sa bradlové pásmo (oravikum) rozčlenilo na oblasti s plytkovodnou sedimentáciou (neskorší čorštynský chrbát) na severe (v dnešných súradniciach) a tzv. kysuckú panvu s hlbokovodnou sedimentáciou na juhu. Priestory bradlového pásma sa pri kolízii s vnútrokarpatskými jednotkami v priebehu vrchnej kriedy postupne nasúvali z juhu na sever. Všeobecne sa usudzuje, že najprv sa nasunula južnejšia, pieninská (kysucko-pieninská sukcesia) jednotka na severnejšiu, subpieninskú jednotku (čorštynská a pruská sukcesia). Dnešnú podobu bradlového pásma s typickými odolnými jursko-kriedovými bradlami obklopenými menej odolnými, hlavne kriedovými sekvenciami, tzv. bradlovým „obalom“, dotvorilo pokračovanie konvergencie. Ovplyvnil ho reologický kontrast horninových sledov, ako aj presun bradlového pásma do nadložia flyšového pásma. Mladšie, paleogénne a ranomiocénne tektonické procesy, v ktorých pravdepodobne

dominoval sinistrálny strih paralelný s priebehom bradlového pásma, spôsobili dodatočnú deformáciu, vztýčenie a dezintegráciu sledov do pomerne komplikovanej štruktúry. Tá z veľkej časti zotrela pôvodnú príkrovovú stavbu oravíka a okolitých jednotiek.

Súvrstvia zaradované do **drietomskej jednotky**, na rozdiel od sekvencií bradlového pásma (oravíka), majú zachované aj vrchnotriasové súvrstvia. Ich vývoj sa principiálne neodlišuje od fatrika alebo tatrika. Štruktúrne predstavuje prechodný element medzi menej deformovaným fatrikom a silne deformovanými celkami oravíka.

Bielokarpatskú jednotku flyšového pásma tvoria akumulácie klastických sedimentov hrubé stovky metrov. Usadzovali sa v hlbokomorskom prostredí magurského bazénu alebo na svahu jeho šelfu. Striedaním vrstiev pieskovcov a ílovcov sa vytvoril ich typický „flyšový“ charakter. Vývoj ich sedimentácie možno v regióne sledovať od mladšej kriedy do stredného eocénu, hoci vo zvyšku magurského bazénu sedimentácia prebiehala až do najstaršieho miocénu. Najstaršími sedimentmi bielokarpatskej jednotky v regióne sú ondrásovecké vrstvy. V nich obsiahnuté ílovce majú plastický charakter, čo umožnilo odlepenie javorinského a zubáckeho príkrovu a ich presunutie na externejší bošácky príkrov. V rámci javorinských, drietomických a chabovských vrstiev výrazne prevládajú pieskovce nad ílovcami, preto tieto súvrstvia tvoria pevnú kostru príkrovov.

Dnešný obraz geologickej stavby na povrchu je výsledkom erózie trvajúcej milióny rokov, ktorá odstránila stovky až niekoľko tisíc metrov hornín. Mladšiu etapu vývoja územia Bielych Karpát reprezentuje vývoj kenozoických, hlavne spodnomiocénnych, pravdepodobne nesených paniev. **Spodnomiocénne sedimenty** sa nachádzajú v nadloží hronika, ale aj bradlových jednotiek. Najväčšia hrúbka je zachovaná v priestore Trenčianskej kotliny (do 1 000 m) a Ilavskej kotliny (do 250 m), ktoré poklesli v dôsledku neskoršej strednomiocénnej a mladšej subsidencie. Od mladšieho miocénu pozorujeme v celých Západných Karpatoch postupné skončenie morskej sedimentácie. Lokálne zachované pliocénne sedimenty predstavujú už výhradne kontinentálnu sedimentáciu, ktorá pretrváva do súčasnosti. Od pliocénu do súčasnosti sa v regióne výrazne prejavila erózna a akumulačná činnosť rieky Váh. V priebehu **kvartéru** sa miestami usadili v značnej hrúbke viate spraše a dochádzalo k akumulácii svahových zvetranín. Hlavne na sedimentoch bielokarpatskej jednotky a bradlového „obalu“ sa vyvíjali rozsiahle zosuvy. Najmä v oblasti bielokarpatskej jednotky vznikli desiatky menších akumulácií sladkovodných vápencov – penovcov.

7. ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV

Región Biele Karpaty-severná časť ako súčasť pohoria Biele Karpaty spadá do oblasti Slovensko-moravských Karpát. Svojou polohou je trochu mimo sústredeného záujmu geofyzikálneho prieskumu. Napriek tomu aj na území Bielych Karpát možno zaregistrovať geofyzikálne práce nadregionálneho či regionálneho významu, ktorých cieľom boli polia tzv. veľkej geofyziky – gravimetrie, magnetometrie a seizmiky. Treba spomenúť aj rádiometriu, ktorá pokrýva meraniami s väčšou či menšou hustotou celé územie Slovenska.

Realizovali sa tu aj geofyzikálne merania lokálneho charakteru, ktoré riešili inžinierskogeologické a hydrogeologické problémy. Boli to predovšetkým geoelektrické metódy – vertikálne elektrické sondovanie (VES) a symetrické, resp. kombinované odporové profilovanie (SOP, resp. KOP). Ku komplexu geofyzikálnych metód treba priradiť aj metódu veľmi dlhých vln (VDV), vybudenej polarizácie (VP) a profilovú magnetometriu.

Charakteristika tiažového poľa

Podobne ako iné oblasti niekdajšieho Československa, aj región Bielych Karpát bol po vybudovaní gravimetrickej siete (tiažový systém 1957) podrobený systematickému tiažovému mapovaniu v mierke 1 : 200 000 (Ibrmajer, 1963). Tiažové merania boli vykonané na celom území Československa s hustotou 1 bod/5 km² a skončili sa v roku 1962. Databáza týchto údajov bola uložená v Geofyzike Brno a v súčasnosti sa nachádza v archíve Českej geologickej služby. Tieto merania sú súčasťou máp malých mierok, napr. gravimetrickej mapy Európy.

Ďalšie systematické gravimetrické mapovanie v mierke 1 : 25 000 sa realizovalo v rokoch 1956 – 1992. Prvé merania metodicky nadväzovali na merania v M 1 : 200 000 (Ibrmajer, 1963). Kvalitatívne vyššia úroveň meraní sa zaviedla od roku 1971. Tieto merania pokryli celé územie SR s pravidelnou hustotou 3 – 6 bodov/1 km².

Okrem týchto prác, ktoré získavali primárne údaje o tiažovom poli mapovaného regiónu, treba spomenúť aj práce, ktoré presahujú jej oblasť, majú syntetizujúci charakter a sledujú širokú oblasť styku Vonkajších Západných Karpát a Vnútorých Západných Karpát, resp. celé Slovensko. K takým prácam možno zaradiť prácu Odstrčila a Hromca (1974), ktorá riešila niektoré problémy stavby magurského flyšu a jeho podložia, bradlového pásma, brezovskej depresie, centrálnokarpatských jednotiek Čachtických Karpát, Považského Inovca a neogénneho piešťanského zálivu. Bola vykonaná kvalitatívna a kvantitatívna interpretácia tiažového poľa v rôznych variantoch a jeho obsiahla geologická interpretácia. Podobne obsiahla je práca Tomeka (1976), ktorá riešila tiažové pole rozsiahlej oblasti Viedenskej panvy a priľahlého pásma Vnútorých Západných Karpát a Vonkajších Západných Karpát.

Zostavenie jednotného tiažového podkladu oblasti flyšového pásma, bradlového pásma a západnej polovice centrálnej časti Západných Karpát bolo vykonané v rámci práce Šutoru et al. (1983).

Dôležité informácie predovšetkým o hlbšie položených štruktúrach v skúmanom regióne a o ich odraze v tiažovom poli (a iných geofyzikálnych poliach) prináša aj nadčasové dielo Šefaru (1987) *Štruktúrno-tektonická mapa Vnútrotných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk*.

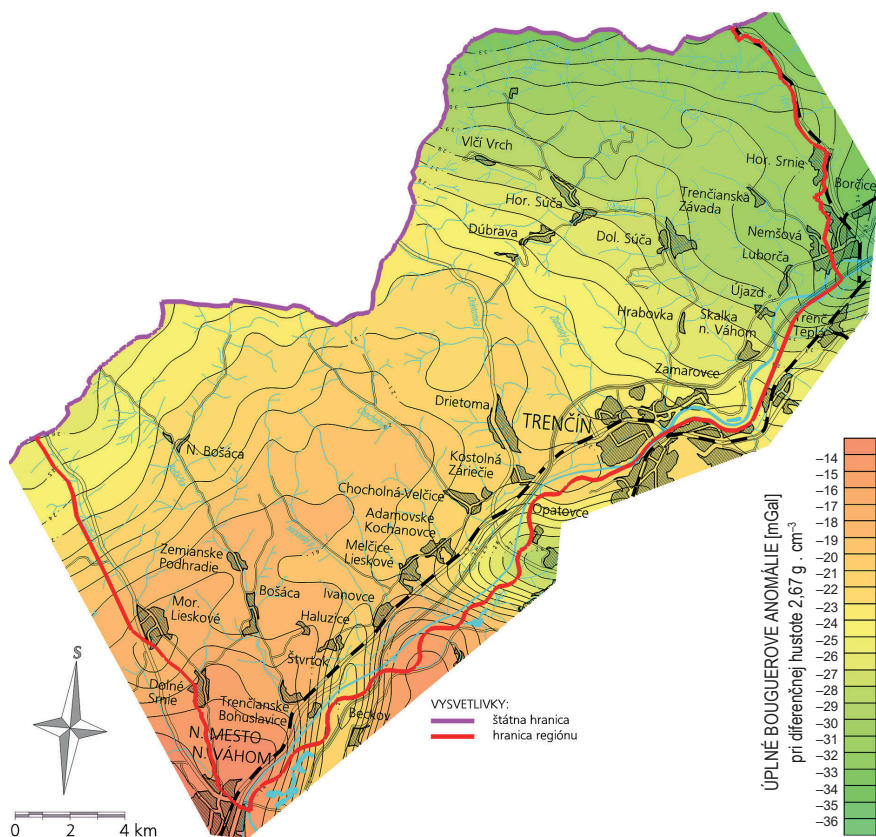
Okrem uvedených geofyzikálnych prác, sledujúcich výhradne výskum tiažového poľa, bola gravimetria aj súčasťou komplexu geofyzikálnych prác, ktoré riešili rôznorodú problematiku regiónu geologickej mapy. Tieto práce boli sústredené do údolia Váhu a priľahlých pohorí. K nim možno zaradiť geofyzikálne merania v rámci výskumu vnútrohorských kotlín – Žilinskej kotliny, Ilavskej kotliny a Trenčianskej kotliny (Zbořil et al., 1983).

Obraz tiažového poľa regiónu geologickej mapy je znázornený na obr. 7.1. Predstavuje informáciu z mapy úplných Bouguerových anomálií (ÚBA) Slovenska pri diferenčnej hustote $2,67 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Hustota informácií je vysoká, v priemere 3 – 6 bodov na 1 km^2 . Informácia z každého meraného bodu obsahuje údaje o zemepisnej dĺžke a šírke, nadmorskej výške, hodnotu tiažového zrýchlenia a terénne korekcie (topokorekcie). Hodnoty ÚBA sú gravitačným účinkom všetkých hustotných nehomogenít zemskej kôry a vrchného plášťa.

K najvýznamnejším nehomogenitám ako zdroju tiažových anomálií sa zaraďuje MOHO-diskontinuita. Na mape ÚBA západnej časti SR je zrejмый prejav vysokej pozície MOHO-diskontinuity so sumárnym účinkom terciérneho, čiastočne paleogénneho pokryvu (Szalaiová et al. in Vozár et al., 1999).

V oblasti skúmaného regiónu možno v obraze hustotného poľa rozoznať kladnú anomáliu pri Novom Meste nad Váhom, ktorá je obrazom tiažového poľa záveru Malých Karpát. Ďalšiu tiažovú eleváciu, obmedzenú depresiou tiažového poľa výbežku Podunajskej pahorkatiny (tzv. piešťanský záliv) a depresiou Trenčianskej kotliny, možno sledovať sv. od Beckova. Do skúmaného regiónu zasahuje len minimálne a je prejavom hornín Považského Inovca.

Bradlové pásmo ako výrazná tektonická i morfológická štruktúra sa na mape ÚBA výrazne neprejavuje. Jeho nevýrazný prejav možno charakterizovať ako zvlnenie izolínií tiažového poľa, ktoré sa tiahne od Moravského Lieskového až po Drietomu. Ďalej na SV až po Horné Srnie je jeho odraz v tiažovom poli mapy ÚBA ešte menej výrazný. Generálne hodnoty ÚBA smerom na SV klesajú z úrovne -14 mGal pri Novom Meste nad Váhom až na hodnotu -35 mGal pri Borčiciach. Je to prejav postupne klesajúcej úrovne MOHO-diskontinuity, ktorá podľa Šefaru (in Šefara et al., 1987) klesá z úrovne zhruba 30 km severne od Piešťan až na hodnotu $36 - 38 \text{ km}$ pri Žiline.



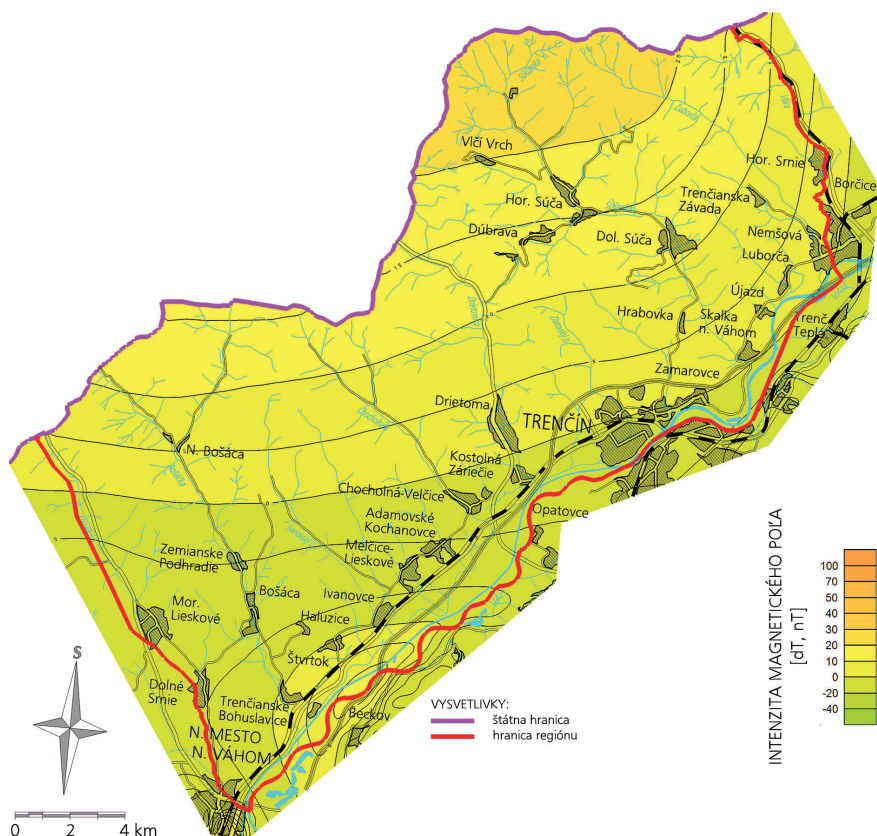
Obr. 7.1. Úplné Bouguerove anomálie [mGal] pri diferenčnej hustote $2,67 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (zostavili A. Gluch a I. Zeman).

Okrem spomínaných elevácií tiažového poľa možno pozdĺž jv. okraja sledovať aj lokálne minimá v tiažovom poli mapy ÚBA. Pri Beckove je to úzka lokálna depresia záveru piešťanského zálivu, v oblasti Opatoviec depresia tiažového poľa viazaná na terciérne sedimenty Trenčianskej kotliny a ďalej na SV pri Nemšovej čiastočne zasahuje do regiónu depresia Ilavskej kotliny.

Charakteristika magnetického poľa

Región geologickej mapy bol pokrytý systematickým magnetickým prieskumom, ktorý sa realizoval formou pozemného a leteckého merania. Prvé aeromagnetické merania sa začali koncom 50. rokov minulého storočia v mierke 1 : 200 000 (Mašín et al., 1959). Mapa izolínií bola zostavená z profilových meraní totálnej intenzity magnetického poľa pri strednej výške letu 100 m nad reliéfom

terénu a vzdialenosti profilov 2 km. Vzhľadom na malú rozlišovaciu schopnosť použitých prístrojov, zložité morfológické podmienky a vzdialenosť meraných profilov vydané mapy nie sú vhodné na ďalšie využitie. Namerané údaje neexistujú ani v digitálnom tvare.



Obr. 7.2. Intenzita magnetického poľa dT [nT] (zostavili A. Gluch a I. Zeman).

V prípade ďalšieho aeromagnetického mapovania ide o merania spracované v práci Gnojeka a Janáka (1986), ktoré sa viažu na susedný región Považského Inovca. Meraný bol totálny vektor intenzity magnetického poľa T s výškou letu 80 m nad reliéfom terénu. Vzdialenosť profilov bola 250 m s krokom merania 25 – 55 m.

Pozemné magnetické merania v regióne sa realizovali v rámci magnetického prieskumu Viedenskej panvy a flyšového pásma (Možný et al., 1963). Hustota bodov sa v správe neuvádza, ale predpokladá sa, že je 1 bod/km².

V rámci projektov *Atlas geofyzikálnych máp a profilov* a *Magnetická mapa Slovenska* (Kubeš et al., 2001, 2008) bola zostavená zjednotená magnetická mapa Slovenska v mierke 1 : 500 000, ktorá poslúžila aj pri interpretácii zdrojov magnetických anomálií v regióne a posudzovaní charakteristiky ich magnetického poľa.

Okrem spomínaných prác zameraných na regionálne mapovanie magnetického poľa treba spomenúť aj magnetické merania, ktoré boli súčasťou komplexu geofyzikálnych prác (Šutora et al., 1985) zameraných na doplnenie, prípadne overenie geofyzikálnych indícií z predchádzajúcich geofyzikálnych meraní (Šutora et al., 1983).

Charakter magnetického poľa mapovaného regiónu (obr. 7.2) je monotónny, bez výrazných anomálií. Úroveň regionálneho magnetického poľa vzrastá v smere z juhu na sever, pričom rozdiel podľa izolínií magnetického poľa je len 45 nT. Podľa Kubeša (in Kubeš et al., 2001) sú na západnom okraji Bielych Karpát (mimo študovaného regiónu) zvýšené hodnoty magnetického poľa. Tento prejav je odrazom účinkov magnetických hornín, ktoré sa nachádzajú v značnej hĺbke na území Českej republiky. Vzhľadom na to, že hlavné zdroje sa nachádzajú na území ČR, neboli predmetom ďalšej geologicko-geofyzikálnej interpretácie.

Charakteristika poľa prírodnej a umelej rádioaktivity

Skúmanie rádiometrickými metódami – prírodná a umelá rádioaktivita (gamaspektrometria – SPEC), radónový prieskum (OAR), rádiohydrochemické vzorkovanie podzemnej, resp. povrchovej vody a merania plošnej aktivity ^{137}Cs – v študovanom území bolo súčasťou riešenia viacerých geologických úloh s rôznym zameraním a rôznou mierkou prieskumných prác.

Južná časť regiónu (malá oblasť od Nového Mesta nad Váhom smerom do Beckova) je pokrytá SPEC iba v M 1 : 200 000 v zmysle zadania geologickej úlohy *Geologické faktory životného prostredia* (Daniel, 1999).

Územie geologickej mapy bolo preskúmané SPEC, OAR a rádiohydrochemickým vzorkovaním v mierke 1 : 50 000 pri riešení viacerých geologických úloh: *Súbor regionálnych máp geofaktorov životného prostredia regiónu Stredné Považie – Žilina – Trenčianska Teplá* (Rapant, 2004), *Súbor regionálnych máp geologických faktorov životného prostredia regiónu Trnavská pahorkatina* (Schwarz, 2004) a *Súbor regionálnych máp geologických faktorov životného prostredia regiónu Myjavská pahorkatina a Biele Karpaty* (Ondrášik, 2005).

V rámci riešenia geologickej úlohy *Hodnotenie radónového rizika z geologického podlažia miest s počtom obyvateľov nad 10 000 a okresných miest s vysokým a stredným radónovým rizikom* sa uskutočnili merania OAR v intraviláne, resp. extraviláne Nového Mesta nad Váhom a Trenčína (Bezák, 1997).

V mierkach 1 : 200 000 a 1 : 50 000 je región pokrytý meraniami plošnej aktivity ^{137}Cs (Daniel, 1999) vrátane meraní z oblasti Trnavskej pahorkatiny (Schwarz, 2004).

V mierkach 1 : 500 000, 1 : 200 000 a 1 : 50 000 boli všetky dostupné relevantné výsledky meraní prírodnej rádioaktivity komplexne prehodnotené a spracované jednotnou metodikou pri riešení rozsiahlej geologickej úlohy *Geologický informačný systém – GeoIS* (Gluch, 2014, in Káčer, 2014).

V rámci celého územia SR boli stanovenia plošnej aktivity ^{137}Cs súhrnne spracované pri riešení geologickej úlohy *Reambulácia máp rádioaktivity ^{137}Cs územia Slovenska v mierkach 1 : 200 000 a 1 : 500 000* (Gluch, 2005).

Polia jednotlivých parametrov prírodnej aj umelej rádioaktivity v oblasti regiónu geologickej mapy sú pomerne nízke a monotónne. Obsah draslíka (K; %) sa pohybuje v rozmedzí 0,3 – 2,2 % so strednou hodnotou 1,3 %, čo zodpovedá celoslovenskému priemeru.



Obr. 7.3. Koncentrácia ekvivalentného uránu eU [ppm] (zostavili A. Gluch a I. Zeman).

Obsah ekvivalentného uránu (eU; ppm) (obr. 7.3) je v intervale 0,9 – 6,7 ppm, s priemernou hodnotou 2,5 ppm (t. j. na úrovni strednej prírodnej rádioaktivity).

Lokálne a v plošne malých areáloch (oblasť sv. od Dolného Srnia, sv. od Haluzíc, resp. jz. od Štvrtka) obsah eU prekračuje úroveň 4,0 ppm; viaže sa na tzv. uránové dolomity.

Obsah ekvivalentného tória (eTh ; ppm) sa pohybuje v rozmedzí 1,9 – 13,8 ppm, so strednou hodnotou 7,6 ppm, čo je len nepatrne pod úrovňou celoslovenského priemeru. Maximálne hodnoty (viac ako 12,0 ppm) boli sledované za hranicou regiónu v oblasti medzi Horným Srníom a Borčicami.

Úroveň celkovej prírodnej rádioaktivity (eUt ; ur) v oblasti regiónu je pomerne monotónna (3,7 – 16,7 ur), so strednou hodnotou $eUt = 9,8$ ur, t. j. nepatrne pod úrovňou celoslovenského priemeru. Lokálne a na malých plochách – napr. sv. od Dolného Srnia, medzi Ivanovcami a Kostolnou-Záriečim, ale aj v okolí Zamaroviec – úroveň eUt prekračuje 14,0 ur; viaže sa na polohy spraší.



Obr. 7.4. Prognóza radónového rizika (zostavili A. Gluch a I. Zeman).

Prognóza radónového rizika (obr. 7.4) z geologického prostredia je zostavená z výsledkov meraní OAR v pôdnom vzduchu na referenčných plochách (RP). V oblasti hodnoteného regiónu dosahuje stredná hodnota OAR úroveň 21 kBq . m⁻³, t. j. tesne nad hranicou stredného radónového rizika (20 kBq . m⁻³) a je na úrovni celoslovenského priemeru.

V nízkom radónovom riziku bolo hodnotených 30 RP (42,3 %), v strednom 40 RP (56,3 %) a vo vysokom radónovom riziku 1 RP (1,4 %). Jediná RP vo vysokom radónovom riziku, situovaná jz. od Zemianskeho Podhradia, je pravdepodobne viazaná na prešmykovú líniu generálne jz.-sv. smeru.

Z geofyzikálnej databanky výsledkov rádiohydrochemického vzorkovania boli selektované objekty (pramene, studne, prelivy vrtov atď.), ktorých výsledky pri niektorom zo sledovaných parametrov (koncentrácia *Unat*, objemové aktivity ²²⁶Ra a ²²²Rn) prekročili limitnú úroveň.

Na základe týchto výsledkov je možné konštatovať, že v oblasti študovaného regiónu sú priemerné hodnoty *Unat* = 0,003 mg . l⁻¹, čo je pod dolnou hranicou mierne zvýšenej koncentrácie ($\geq 0,005 - < 0,020$ mg . l⁻¹). Hodnoty priemernej objemovej aktivity ²²⁶Ra (0,051 Bq . l⁻¹) aj ²²²Rn (13,3 Bq . l⁻¹) spadajú do intervalu nízkych hodnôt. Všetky sledované parametre sú na úrovni celoslovenských priemerov.

Variabilita zistených hodnôt plošnej aktivity ¹³⁷Cs je pomerne nízka a pohybuje sa v rozmedzí 734 – 3 794 Bq . m⁻², so strednou hodnotou 1 589 Bq . m⁻² pri celoslovenskom priemere 1 695 Bq . m⁻².

Nízka kontaminácia (menej ako 2 000 Bq . m⁻²) sa zistila na väčšine územia regiónu. Vyššie úrovne (viac ako 2 000 Bq . m⁻²) sú vo väčšom plošnom rozsahu zaznamenané v sz. časti regiónu, v oblasti južne od obce Liešna smerom na sever až po hranicu s Českou republikou.

V zmysle vyhlášky Ministerstva zdravotníctva SR č. 545/2007, ktorou sa ustanovujú podrobnosti o požiadavkách na zabezpečenie radiačnej ochrany pri činnostiach vedúcich k ožiareniu a činnostiach dôležitých z hľadiska radiačnej ochrany, je odvodená zásahová úroveň (hodnota priamo merateľnej veličiny, ktorej prekročenie sa považuje za prekročenie zásahovej úrovne). V prípade rádionuklidu ¹³⁷Cs = 10 000 Bq . m⁻², no v regióne nebola dosiahnutá. Zásahová úroveň na trvalé presídlenie obyvateľstva je o tri rády vyššia (10 000 kBq . m⁻²).

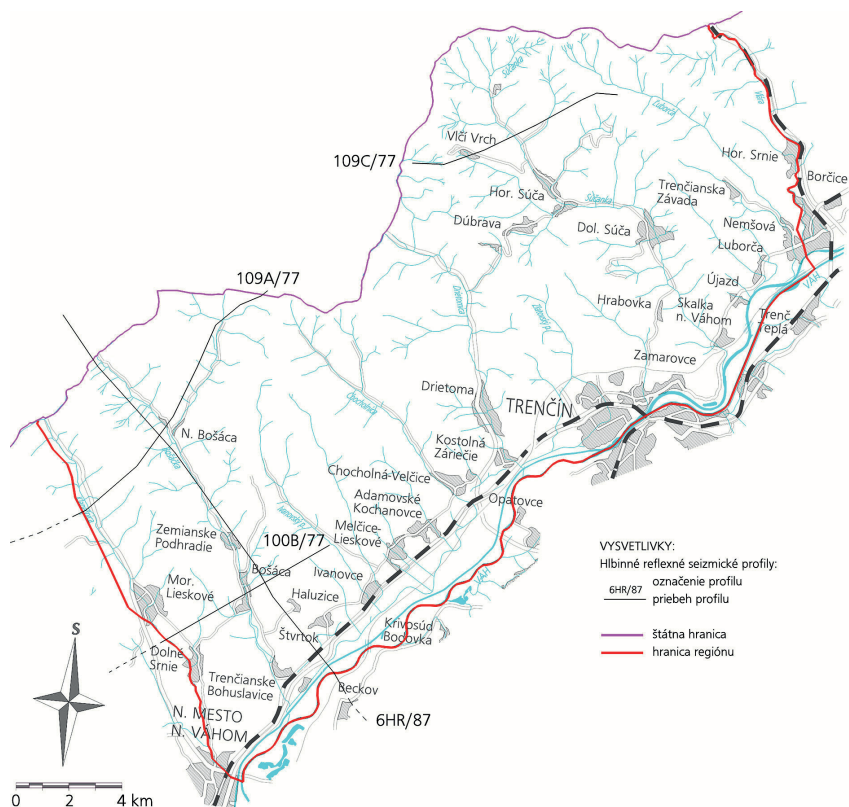
Seizmika

Seizmické profily z širšieho okolia Trenčianskej kotliny (obr. 7.5) interpretovali Kadlečík et al. (1979) v rámci výskumu hlbínnej stavby Vonkajších Západných Karpát na Morave a západnom Slovensku. Cez územie regiónu vedie regionálny profil reflexnej seizmiky 6HR/87 (obr. 7.5 a 7.6). Tiahne sa od hranice s ČR, pokračuje do údolia Váhu a pohorie Považský Inovec pretína ako profil 6HR/88.

Podľa Tomeka et al. (1998) in Vozár et al. (1999) je významné seizmické rozhranie v hĺbke viac ako 10 km (obr. 7.6). Subhorizontálne a spojité reflexy sú na SZ odiaľ pod bielokarpatskou jednotkou. Vertikálne rozhranie ich oddeľuje od reflexov upadajúcich na SZ aj od subhorizontálnych reflexov, nespojitých v oblasti Vnútrotných Západných Karpát.

V intervale 15 – 22 km prechádza kontakt Vonkajších Západných Karpát a Vnútrotných Západných Karpát z násunu do smerného posunu. Zdá sa, že zlom smerného posunu je široký viac kilometrov medzi 10. a 20. kilometrom. Prejavuje sa tu ako úplne rozložená „kyticová štruktúra“ (*flower structure*).

V západnej časti Považského Inovca prevládajú len lokálne odrazy upadajúce na západ, ale v podstatnej časti pohoria sú dostatočne výrazné, s úklonom na východ. MOHO-diskontinuita je zreteľná hlavne z obrazu celého transektu (Tomek et al. in Vozár et al., 1999).

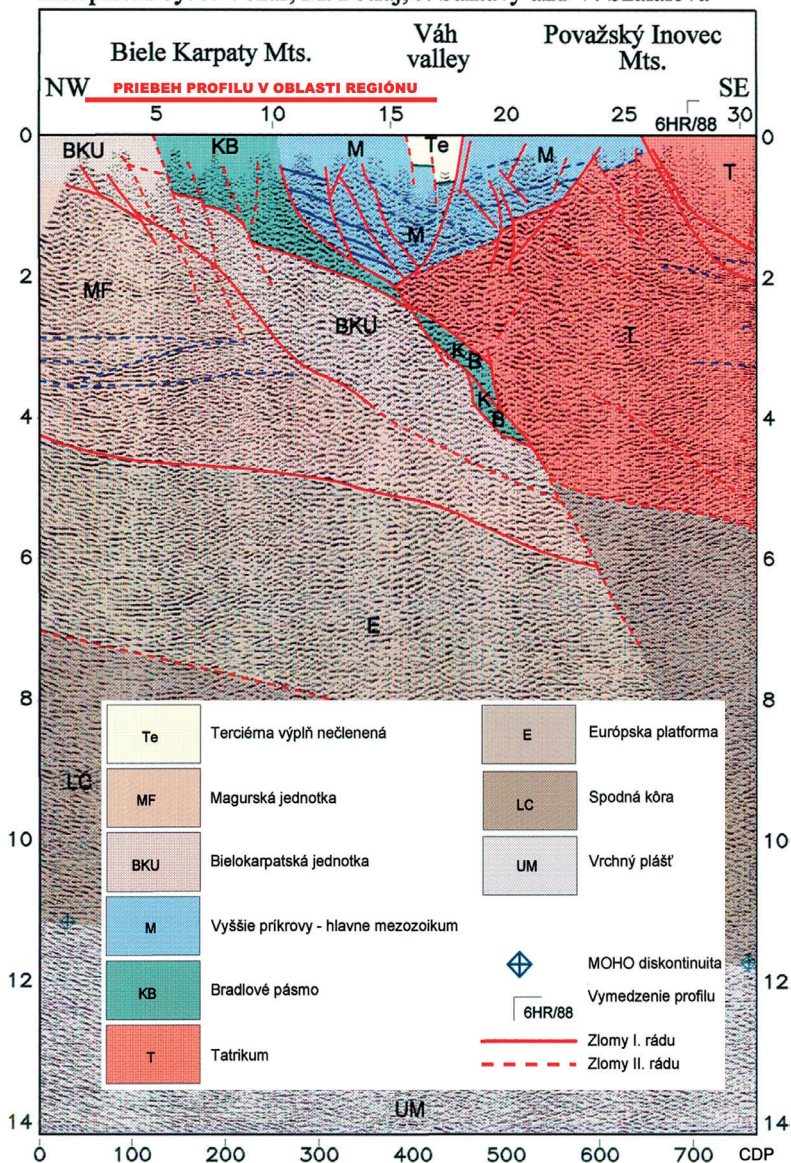


Obr. 7.5. Situácia reflexných seizmických profilov (zostavili A. Gluch a I. Zeman).

Profile 6HR/87

Version: migrated with coherency filter
Reprocessing: ELGI Budapest, 1996

Interpreted by: J. Vozár, M. Potfaj, J. Šantavý and V. Szalaiová



Obr. 7.6. Geologicko-geofyzikálna interpretácia výsledkov seizmiky na profile 6HR/87 (Vozár et al., 1999).

Komplexné geofyzikálne merania

Ostatné geofyzikálne práce realizované v oblasti mapovaného regiónu a v blízkom okolí riešili úlohy späté s hydrogeológiou, prípadne inžinierskou geológiou, a preto mali menší hĺbkový dosah.

V oblasti medzi Beckovom a Leopoldovom sa uskutočnili geoelektrické merania v modifikácii VES s $AB = 600 - 2\,000$ m, zamerané na zmapovanie reliéfu neogénnych ílov, prípadne mezozoika (Tkáčová a Májovský, 1969).

Geoelektrické merania (VES s AB do $2\,000$ m) pri Trenčianskych Bohuslaviciach (Tkáčová, 1970) zisťovali hrúbku kvartéru a lokalizovali rozhranie neogén/mezozoikum.

Geoelektrickou metódou VES s $AB = 600$ m riešil Košecký (1970) vyhľadávanie tehliarskych surovín v oblasti Nového Mesta nad Váhom. Úlohou geofyziky bolo orientačne zhodnotiť úložné pomery hornín a hrúbku hĺn, spráší a ílov.

Ďalšou prácou, ktorá riešila geologickú úlohu komplexom geofyzikálnych metód, bol geofyzikálny prieskum v oblasti Nového Mesta nad Váhom (Džuppa, 1973). Úlohou geofyzikálneho prieskumu bolo stanovenie hrúbky štrkopieskových sedimentov a zistiť pozíciu mezozoických hornín v oblastiach určených geológom. Na riešenie sa použila metóda VES s AB 300 a $2\,000$ m a metóda KOP s $AB = 60$ a 220 m. Bola určená hrúbka štrkopieskových sedimentov. Riešenie druhej úlohy bolo problematické. Vápence a dolomity netvoria v tejto lokalite súvislý celok, ale vyskytujú sa izolovane.

V rámci úlohy *Geofyzikálny výskum vnútorných kotlín* bol v etapovej správe predbežne zhodnotený priestor Trenčianskej kotliny a beckovskej depresie (Zbořil et al., 1981) a v ročnej technickej správe neogénnej depresie v priestore pribradlového pásma medzi Žilinou a Piešťanmi (in Zbořil et al., 1983).

Podrobne sa širším územím zaoberá práca *Geofyzikálny výskum vnútorných kotlín. Trenčianska kotlina – piešťanská priehľbeň* (Zbořil et al., 1984), ktorá syntetizuje výsledky gravimetrie, seizmiky a geoelektrické merania metódou VES s rozstupmi sýtnych elektród AB od 300 do $4\,000$ m.

Tab. 7.1. Odporové vlastnosti hornín (zostavili A. Gluch a I. Zeman).

Hornina	Merný odpor [Ω]
Kryštallické bridlice, žuly	$10^2 - 10^5$
Pevné vápence a dolomity	$10^2 - 10^5$
Slienité vápence	10^2
Paleogénne zlepenice	$200 - 3\,000$
Flyšoidné útvary	$15 - 30$
Neogénne sedimenty	$5 - 20$
Kvartérne štrky	$n \cdot 10^2$

Na základe spomínaného komplexu geofyzikálnych metód bola charakterizovaná neogénna výplň Trenčianskej kotliny a piešťanskej priehlbne a určená jej hrúbka. Podobne bola z výsledkov odporových meraní charakterizovaná litológia podložia neogénu. Z výsledkov meraní a ich porovnaní s vrtní sa zistili odporové vlastnosti hornín (tab. 7.1) podieľajúcich sa na stavbe skúmaného územia.

K ďalším komplexným geofyzikálnym prácam treba zaradiť práce Šturu et al. (1983, 1985). Ich úlohou bolo pomocou komplexu geofyzikálnych metód (gravimetria, magnetometria, metóda VES a SOP) overiť geofyzikálne indicie získané z predchádzajúcich geofyzikálnych prác v okolí Nového Mesta nad Váhom a Poľského Inovca.

Geotermika

Z hľadiska geotermiky je skúmané územie pomerne zaujímavé, pretože v južnej časti susedí s piešťanským zálivom a zahŕňa Trenčiansku kotlinu a najjužnejšiu časť Ilavskej kotliny. Tie sú zaujímavé z hľadiska využitia geotermálnej energie, a preto boli podrobené komplexnému geofyzikálnemu prieskumu.

Podľa práce Franka et al. (1995) je piešťanský záliv z hľadiska geotermálnej aktivity priemerný a v regionálnom tepelnom poli narastá východným a juhovýchodným smerom. Teplotné pole má iný obraz a jeho teplota stúpa z okraja pohorí (35 °C) do stredu zálivu a smerom na juh do Podunajskej panvy na viac ako 50 °C.

V hĺbke predpokladaných zdrojov geotermálnej vody (1 000 – 5 000 m) (Remšík, Zbořil et al., 1986), t. j. triasových karbonátov, sa teplota pohybuje v rozsahu 47 – 156 °C.

Trenčianska kotlina, podobne ako piešťanský záliv, je z hľadiska geotermálnej aktivity hodnotená ako priemerná. Jej tepelné pole sa v regionálnom poli pohybuje na úrovni 70 mW . m⁻². Teplotné pole sa pohybuje medzi izotermami 30 a 35 °C, pričom teplota sa zvyšuje sz. smerom (Franko et al., 1995).

V hĺbke predpokladaných zvodnencov – triasových karbonátov, t. j. 1 000 až 3 000 m, sa teplota pohybuje od 30 – 35 °C do 80 – 85 °C. Prirodzené pramene geotermálnej vody v Trenčianskej kotline nevysievajú.

Ilavská kotlina, resp. jej najjužnejšia časť, je tiež súčasťou mapovaného regiónu. Jej geotermálna aktivita je podľa Franka et al. (1995) nízka až priemerná a zvyšuje sa jz. smerom. Tepelné pole sa pohybuje v intervale 55 až 70 mW . m⁻².

Teplotné pole sa pohybuje okolo izotermy 32,5 °C a teplota sa zvyšuje sz. smerom z 30 na 35 °C. Vo východnej časti Ilavskej kotliny (mimo skúmaného regiónu) v hĺbke predpokladaných zvodnencov 500 – 4 000 m sa teplota pohybuje od 20 – 22,5 °C do 107,5 °C. Na geotermálnu aktivitu okolia kotliny poukazujú prirodzené vývery geotermálnej vody v Trenčianskych Tepliciach (40 °C) a Belušíckych Slatinách (22 °C).

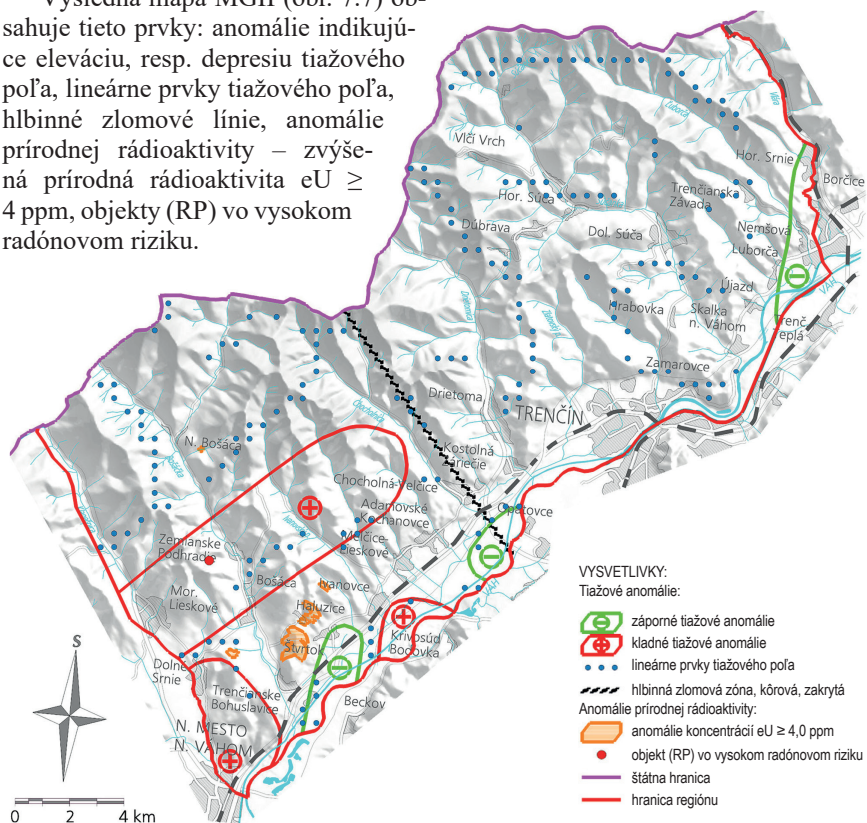
Zhodnotenie geofyzikálnych údajov na mape geofyzikálnych indícií a interpretácií

Postup hodnotenia bol podmienený existujúcimi výsledkami doterajšieho geofyzikálneho a geologického prieskumu a výskumu v oblasti hodnoteného regiónu. Na zostavenie výslednej mapy geofyzikálnych indícií a interpretácií (MGII) boli využité digitalizované podklady z GeoIS (Gluch, 2014, in Káčer, 2014) vrátane ďalších relevantných podkladov uložených v archíve ŠGÚDŠ (geofonde).

Hlavným podkladom na zostrojenie MGII (obr. 7.7) boli výsledky interpretácie tiažových, magnetických a rádiometrických meraní. Ostatné geofyzikálne metódy vzhľadom na ich plošné obmedzenie nemali pri tvorbe MGII podstatný význam.

Na zostrojenie MGII boli použité mapy: mapa úplných Bouguerových anomálií pri redukčnej hustote $2,67 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (obr. 7.1), mapa lineárnych prvkov tiažového poľa, magnetická mapa (obr. 7.2), mapa koncentrácie eU (obr. 7.3) a mapa radónového rizika (obr. 7.4).

Výsledná mapa MGII (obr. 7.7) obsahuje tieto prvky: anomálie indikujúce eleváciu, resp. depresiu tiažového poľa, lineárne prvky tiažového poľa, hlbinné zlomové línie, anomálie prírodnej rádioaktivity – zvýšená prírodná rádioaktivita $eU \geq 4 \text{ ppm}$, objekty (RP) vo vysokom radónovom riziku.



Obr. 7.7. Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií (zostavili A. Gluch a I. Zeman).

Ostatné geofyzikálne línie, ktoré majú iný priebeh ako tektonika zobrazená na mape MGII a v digitálnom modeli reliéfu terénu, odrážajú hlbšiu geologickú stavbu a prinášajú informáciu z hlbších úrovní zemskej kôry. Ide predovšetkým o tiažové rozhrania.

Mapa MGII (obr. 7.7) poskytuje informácie o tom, že región je z pohľadu geofyzikálnych indícií a interpretácií pomerne monotónny, bez výrazných geofyzikálnych anomálií. Aj tie, ktoré sú znázornené na mape MGII, majú centrum ležiace v priľahlých regiónoch a do regiónu zasahujú len okrajovo.

Týka sa to tiažových anomálií v južnej časti regiónu, ktorých hlavným zdrojom sú anomálie presahujúce z Malých Karpát, Považského Inovca, resp. Podunajskej nížiny. Bradlové pásmo sa v tiažovom poli ÚBA výrazne neprejavuje, možno ho zaregistrovať až na mape reziduálnych anomálií.

Magnetické anomálie prakticky absentujú, hoci úroveň magnetického poľa podľa Kubeša (2001) je zvýšená. Zdroj tohto zvýšenia vysvetľuje magnetickými horninami pod terciárom, ktorých centrum je na území Českej republiky.

Aj z pohľadu rádiometrie je región bez výrazných anomálií, s výnimkou mapy koncentrácie eU . Zvýšené hodnoty eU ($\geq 4,0$ ppm) registrujeme v južnej časti územia pri obciach Štvrtok a Haluzice.

Zhrnutie hodnotenia geofyzikálnych údajov

Prejav geologickej stavby hodnoteného regiónu je na geofyzikálnych mapách všeobecne prevažne monotónny. Aj taký fenomén, akým je bradlové pásmo, sa na geofyzikálnych mapách nijako výrazne neprejavuje – v tiažovom poli len ako zvlnenie izolínii tiažového poľa od Moravského Lieskového až po Drietomu.

Pri konfrontácii mapy MGII (obr. 7.7) a geologickej mapy, prípadne digitálneho modelu územia možno vysloviť záver, že vyznačené rozhrania získané z informácií o rozložení tiažového poľa pomerne dobre odrážajú tektonickú stavbu územia. V nej dominujú prvky jz.-sv. smeru. K nim priečne sú v geofyzikálnych poliach prítomné línie sz.-jv. smeru.

V tiažovom poli sú prítomné aj rozhrania z.-v. a s.-j. smeru. Tie odrážajú jednak rozloženie tiažového poľa bezprostredne pod povrchom, jednak v hlbších úrovniach zemskej kôry.

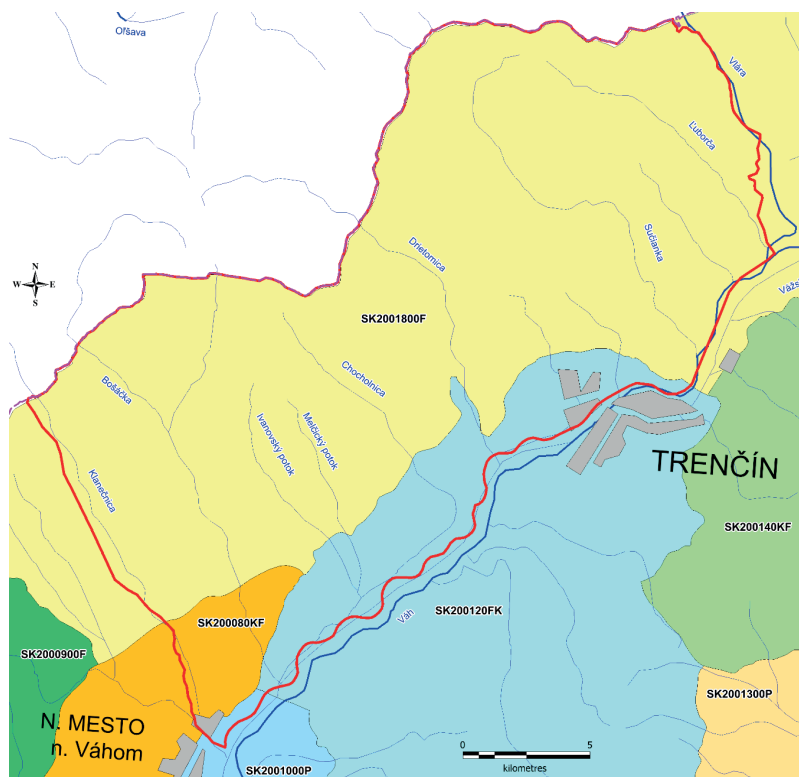
Anomálií poľa rádioaktivity je málo. Je to odrazom litológie prítomných hornín v povrchových častiach zemskej kôry. V prípade plošne nerozsiahlej anomálnej zóny eU severne od Trenčianskych Bohuslavíc pri obciach Štvrtok a Haluzice ide o prejav tzv. uránových dolomitov.

Výsledky seizmiky realizovanej v regióne sú zreteľné vo vertikálnom reze profilu 6HR-87, ktoré obsahujú informácie o hlbkejšej stavbe. Komplexné metódy prispeli v úzkej okrajovej časti regiónu k riešeniu styku kotlín v údolí Váhu a priľahlých pohorí. Išlo hlavne o kontakt terciérnych hornín a karbonátov podložia.

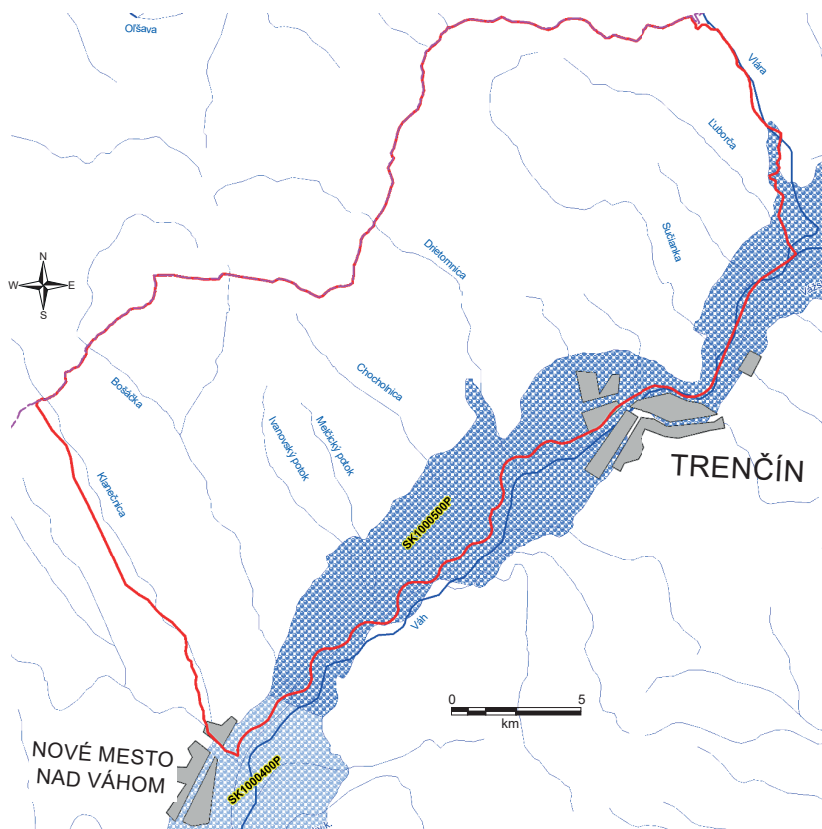
8. HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Hydrogeologické pomery územia sú podmienené jeho geologicko-tektonickou stavbou a morfológickými, klimatickými a hydrologickými podmienkami. Tieto základné faktory ovplyvňujú vznik podzemnej vody, jej obeh, režim a akumuláciu v hydrogeologických štruktúrach a formujú jej fyzikálno-chemické vlastnosti.

V území študovaného regiónu sa nachádzajú nasledujúce hydrogeologické útvary podzemnej vody a hydrogeologické rajóny (obr. 8.1, 8.2, 8.3):

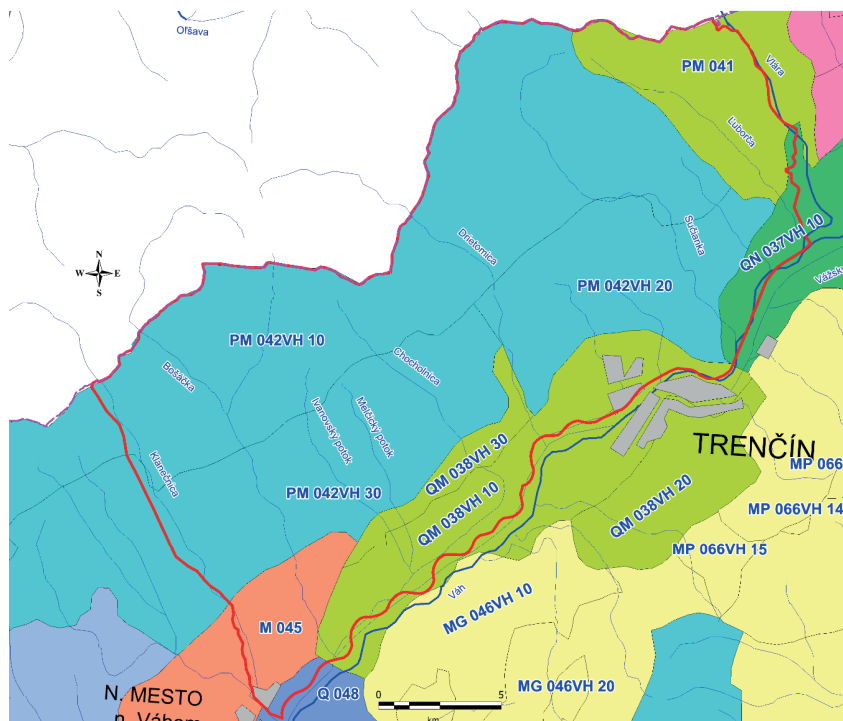


Obr. 8.1. Útvary podzemnej vody v predkvartérnych horninách regiónu (zostavil D. Marcin).



Obr. 8.2. Útvary podzemnej vody v kvartérnych sedimentoch regiónu Biele Karpaty (severná časť) (zostavil D. Marcin).

- SK2001800F Puklinové podzemné vody západnej časti flyšového pásma a podtatranskej skupiny oblasti povodia Váhu;
- SK200080KF Dominantné krasovo-puklinové podzemné vody Pezinských Karpát, Brezovských Karpát a Čachtických Karpát oblasti povodia Váhu;
- SK200120FK Puklinové a krasovo-puklinové podzemné vody severnej časti Považského Inovca oblasti povodia Váhu;
- SK2001000P Medzizrnné podzemné vody Podunajskej panvy a jej výbežkov oblasti povodia Váhu;
- SK1000500P Medzizrnné podzemné vody kvartérnych náplavov Váhu a jeho prítokov severnej časti oblasti povodia Váhu;
- SK1000400P Medzizrnné podzemné vody kvartérnych náplavov Váhu, Nitry a ich prítokov južnej časti oblasti povodia Váhu;



Obr. 8.3. Hydrogeologické rajóny v regióne (zostavil D. Marcin).

QN 037 Kwartér a neogén Ilavskej kotliny;

QM 038 Kwartér Trenčianskej kotliny a príslahlé mezozoikum Trenčianskej vrchoviny;

PM 041 Paleogén a mezozoikum bradlového pásma povodia Vláry;

PM 042 Paleogén a mezozoikum bradlového pásma východnej časti Bielych Karpát a severnej časti Myjavskej pahorkatiny;

M 045 Mezozoikum Čachtických Karpát a časti Bielo-karpatského podhoria;

Q 048 Kvärtér Váhu v Podunajskej nížine severne od čiary Šaľa – Galanta.

V regióne môžeme vyčleniť viacero hydrogeologických celkov, ktoré reprezentujú horninové prostredie tvorené hydrogeologickými zvodnencami a izolátormi.

Hydrogeologické celky podzemnej vody

Hydrogeologický celok mezozoických hornín centrálneho pásma

Hydrogeologická charakteristika hornín mezozoika

Južne od zóny bradlového pásma vystupujú sedimenty fatrika (zliechovský vývoj) a sedimenty hronika reprezentované považským príkrovom a hrušovským príkrovom. Od ich litologického charakteru ovplyvneného štruktúrno-tektonickými podmienkami závisí odlišnosť jednotlivých súvrství z hľadiska ich zvodnenia. Z tohto aspektu ich môžeme rozdeliť na hydrogeologické kolektory, ktoré sú charakterizované rôznou intenzitou priepustnosti, a hydrogeologické izolátory, resp. hydrogeologické poloizolátory, tvorené prevažne nepriepustnými horninami.

Fatrikum

Mezozoické sedimenty fatrika vystupujú na povrch v úzkom pruhu od Moravského Lieskového po Kostolnú-Záriečie. Uvedené sedimenty jury a kriedy sú zastúpené allgäuským, ždiarskym, jaseninským, osnickým a mraznickým súvrstvím, vápencami albu a porubským súvrstvom s hyaloklastickými lávami.

Hydrogeologickými kolektormi fatrika sú mezozoické karbonáty jury a kriedy s puklinovou priepustnosťou. Najvýdatnejší prameň odvodňujúci sedimenty fatrika bol dokumentovaný na lokalite Ivanovce-Morské oko. Tento puklinový prameň s výdatnosťou $q = 1,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ odvodňuje slienité doskovité vápence mraznického súvrstvia podobne ako prameň v Haluziciach/Horný a Dolný s $q = 0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Z pohľadu priemernej hodnoty merného odtoku podzemnej vody dosahujú škvrnité, hľuznaté a kalpionelové vápence hodnotu $q = 3 - 6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ a slienité vápence hodnota $q = 1,5 - 3,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Remšík et al., 2004).

Hydrogeologickými izolátormi fatrika sú hlavne vápnité ílovce spodnej až strednej kriedy, ktoré dosahujú priemernú hodnotu merného odtoku podzemnej vody $q < 1,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Hronikum

Sedimenty hronika sú v hrušovskom príkrove zastúpené hlavným dolomitom, dachsteinským vápencom a rovníanskym súvrstvím. V považskom príkrove sú zastúpené steinalmskými vápencami a wettersteinskými dolomitmi a vápencami.

Všetky vápencové a dolomitové súvrstvia hronika sú vysoko priepustné a z regionálneho hľadiska vytvárajú jednotný, aj keď z hľadiska priepustnosti heterogénny celok. V rámci všeobecne veľmi dobrej priepustnosti karbonátov je charakter priepustnosti vápencov a dolomitov značne odlišný. Vápence sú prevažne výrazne skrasovatené, charakterizované puklinovo-krasovou a puklinovou priepustnosťou, s kavernami a puklinami, často zaplnenými produktmi zvetrávania, so značnou filtračnou heterogenitou. Vápence sú veľmi heterogénnym prostredím s hydraulicky kontrastnými vlastnosťami: vysoko priepustné kaverny s až turbulentným

prúdením sú ohraničené skalným masívom s nízkou priepustnosťou a zásobnosťou. Puklinová, respektíve puklinovo-pórová priepustnosť rigidnejších dolomitov je spôsobená ich tektonickým drvením. Dolomity sú menej heterogénne, prakticky len s puklinovým typom priepustnosti a s pomerne vysokou zásobnosťou viazanou na početné systémy drobných puklín.

Puklinové a krasovo-puklinové pramene hronika medzi Trenčianskymi Bohuslavcami a Štvrtkom nad Váhom odvodňujúce hlavný dolomit a dachsteinský vápenec, ktoré pôvodne dosahovali výdatnosť desiatky litrov za sekundu, sú v súčasnosti ovplyvnené vybudovaním vodného zdroja vo Štvrtku nad Váhom. Tento významný zdroj vody patriaci Trenčianskej vodárenskej spoločnosti dosahuje kapacitu $140 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, pričom voda sa dopravuje do vodovodných systémov SKV Nové Mesto nad Váhom – Stará Turá a SKV Trenčín.

O vzájomnom vzťahu medzi prietočnosťou vápencov a dolomitov vypovedajú výsledky hodnotenia archivovaných hydrodynamických skúšok v karbonátoch hronika Čachtických Karpát (Marcin in Ondrášik et al., 2005). Hodnoty T_y karbonátových hornín v blízkosti regiónu Bielych Karpát (severná časť) boli dokumentované na súbore 15 hydrogeologických vrtov, ktoré testovali karbonátový súbor s prevahou dolomitov (wettersteinské a hlavné) nad vápencami (ramsauské a oponické). Zhodnotenie tohto súboru dokumentovalo priemerný index prietočnosti Y v hodnote 6,35 so smerodajnou odchýlkou $s = + 0,73$, čo zodpovedá T_y (odhad koeficientu prietočnosti pri $d = 0,31$) $4,57 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ($x + s$: $8,51 \cdot 10^{-4} - 2,45 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

Obeh a režim podzemnej vody v horninách mezozoika

V závislosti od geologickej stavby môžeme región Biele Karpaty (severná časť) rozdeliť na niekoľko štruktúrno-hydrogeologických celkov, ktoré majú charakter hydrogeologických masívov.

Menej rozsiahly hydrogeologický celok predstavujú sedimenty fatrika (zliechovský vývoj). Keďže na povrch vystupujú iba sedimenty jury a kriedy, z hľadiska zdrojov podzemnej vody nie sú zvlášť významné. Menšie zdroje podzemnej vody v nich sú viazané na pripovrchovú zónu porušenia, ako aj pásмо tektonického porušenia. Svojou polohou ovplyvňujú cirkuláciu podzemnej vody v karbonátoch triasu hronika.

Odlíšné, ale veľmi priaznivé podmienky na obeh a akumuláciu podzemnej vody vytvárajú hlavne karbonáty triasu hronika. Napriek nie veľkej rozlohe karbonátov v regióne predstavujú z pohľadu vodohospodárstva najvýznamnejší hydrogeologický kolektor. Odber podzemnej vody z karbonátov hronika spôsobuje v oblasti Trenčianske Bohuslavice – Haluzice zmenu prúdenia podzemnej vody (Mlynarčík, 1998).

Hydrogeologický celok zóny bradlového pásma

Hydrogeologická charakteristika hornín zóny bradlového pásma

Do zóny bradlového pásma môžeme zaradiť južne od bielokarpatskej jednotky čorštyńskú, pruskú a kysuckú jednotku. Do zóny bradlového pásma sú inkorporované aj jednotky s afinitou k Vnútným Západným Karpatom – drietomská jednotka, manínska jednotka a tektonicky nezaradené litologické členy. Hoci zóna bradlového pásma v rámci geologickej stavby regiónu pozostáva z viacerých vylíčených jednotiek, vzhľadom na ich podobný hydrogeologický charakter ich hodnotíme spoločne.

Zóna bradlového pásma, ktorá pozostáva z viacerých jednotiek, má veľmi zložitú geologicko-tektonickú stavbu. Vo vrstvovom slede týchto jednotiek chýbajú triasové vápence aj dolomity. Obsah v prípade bradlového pásma tvoria hlavne horniny jury (detritické, rohovcové a hľuznaté vápence, slieňe, bridlice a rádioarality) a kriedovo-paleogénne horniny, zastúpené hlavne sedimentmi flyšového charakteru, ktoré sú v miernej prevahe nad slieňitými, organogénnymi, organodetritickými a inými vápencami a pieskovecami.

Intenzívne tektonické porušenie územia a rôzne fyzikálne vlastnosti hornín v jadre bradiel (vápence) a obale bradiel (pelitické vrstvové sledy) sa prejavujú aj v morfológii terénu. Tieto faktory priamo vplývajú na podmienky, v ktorých sa tvorí podzemná voda. Kým v ílovito-bridličnatých horninách, bridliciach a slieňoch sa podzemná voda viaže na pripovrchovú zónu a zónu zvetrávania, v rozpukaných a skrasovatených čistých vápencoch dominuje puklinovo-krasová priepustnosť. V slieňitých vápencoch sa uplatňuje iba puklinová priepustnosť. K významným hydrogeologickým kolektorom s puklinovou priepustnosťou patria kriedovo-paleogénne súvrstvia pieskovcov a zlepcov. Flyšové súbory tohto komplexu predstavujú kolektor s puklinovou priepustnosťou.

Charakter hornín v bradlovom pásme (malá hrúbka vápencov ako kolektorov podzemnej vody, ich vzájomná izolácia v nepriepustných horninách, ako aj malá plošná rozloha a s tým súvisiaca malá infiltračná oblasť), kde prevažujú horniny s priepustnosťou v pripovrchovej zóne a zóne zvetrávania, nevytvára vhodné podmienky na sústredenie väčšieho množstva podzemnej vody. Výnimkou sú oblasti v bradlovom pásme napojené na väčšiu poruchovú zónu, ktorá drénuje podzemnú vodu zo širšieho územia, napr. Plevovec-Vápenná (obr. 8.4), Moravské Lieskové-Zajavorie, Bošáca/Krausov salaš-Hlohová (obr. 8.5), Zabudišová-Boháčovec, Bošáca-Lipka a Drietoma-Žľab (Marcin in Ondrášik et al., 2005).

Pri formovaní podzemnej vody v bradlovom pásme zohráva tektonické porušenie hornín veľmi dôležitú úlohu, pretože plní drenážnu funkciu aj v horninách s nepriaznivou priepustnosťou. Táto skutočnosť vplýva na usmerňovanie podzemnej vody v horninovom prostredí, čo sa v praxi môže prejaviť ako zamokrené územie v kvartérnych sedimentoch (okraj alúvia potoka alebo delúvium na úpätí

svahu). Dôkazom toho je hydrogeologický prieskum v oblasti Chocholnej-Velčíc, kde je dokumentovaný kontakt sedimentov karpatského keuperu, allgäuského súvrstvia a severnejšie pieninských vápencov. Realizácia 5 hydrogeologických vrtov HHCH-1 až -5 (Némethyová, 1989; Dulovičová, 1992) v zamokrenej oblasti alúvia zdokumentovala $17,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ podzemnej vody na využívanie. Túto hodnotu nemožno spájať len s bradlovým pásmom, pretože sa potvrdila hydraulická spojitost' s aluviálnymi sedimentmi Chocholnice (Ravinger et al., 1990).

Na základe hydrofyzikálnych vlastností hornín zóny bradlového pásma je možné vyčleniť tu tri hydrogeologicky odlišné komplexy hornín s hodnotou merného odtoku podzemnej vody (podľa analógie zo susedných území; Remšík et al., 2004) v rozmedzí $< 1,5 - 6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.



Obr. 8.4. Puklinový prameň Hrnčiarka na lokalite Plevovec-Vápenná (bradlové pásmo – škvŕnité vápence) (foto D. Marcin).



Obr. 8.5. Puklinový prameň bradlového pásma na lokalite Moravské Lieskové-Zajavorie (foto D. Marcin).

Komplex vápencov

Predstavujú ďalší druh významných hydrogeologických kolektorov s puklinovou a v prípade čistých vápencov puklinovo-krasovou priepustnosťou. Vzhľadom na bradlový štýl stavby a prevažne malé plošné rozlohy vápence vzájomne nerozlišujeme, aj keď po hydrogeologickej stránke nie sú rovnaké. Patria sem rôzne druhy (krinoidové, detritické, organodetritické vápence urgónskeho typu, rohovcové, čorštynské, pieninské) hlavne jurských až spodnokriedových vápencov. Tento horninový komplex bol z pohľadu hydraulických vlastností hodnotený na základe 4 hydrogeologických vrtov, ktoré overili vápence jury a kriedy. Bol dokumentovaný priemerný index prietočnosti $Y 4,38$ so smerodajnou odchýlkou $s = + 1,02$,

čo zodpovedá T_y (odhad koeficientu prietochnosti pri $d = -0,13$) $1,78 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ($x + s$: $1,70 \cdot 10^{-6} - 1,86 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$). Z pohľadu priemernej hodnoty merného odtoku podzemnej vody dosahujú vápence hodnotu $q = 3 - 6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ a slieňité vápence hodnotu $q = 1,5 - 3,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Marcin in Ondrášik et al., 2005).

Komplex flyšových sedimentov

Tento komplex má v študovanom území najväčšie zastúpenie spomedzi všetkých sedimentov bradlového pásma. Zvodnenie tohto komplexu sa viaže hlavne na zónu pripovrchového rozvoľnenia. Patria sem flyšové súvrstvia jury (grestenské vrstvy) a vrchnej kriedy bradlového pásma. Flyšové sedimenty charakterizuje priemerná hodnota merného odtoku podzemnej vody $q = 1,5 - 3,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, v súvrstviach s prevahou pieskovcov nad ílovcami hodnota $q = 3 - 6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Marcin in Ondrášik et al., 2005).

Komplex slieňov, ílovcov a bridlic

Súvrstvia týchto hornín sú relatívne nepriepustné a tvoria hydrogeologický izolátor. Patria sem sedimenty vrchného triasu (karpatský keuper) a stredno- až vrchnokriedové sedimenty bradlového pásma (tisalské a púchovské súvrstvie, nadposidóniové a posidóniové vrstvy, allgäuske vrstvy). Komplex slieňov, ílovcov a bridlic charakterizujeme hodnotou merného odtoku podzemnej vody $q < 1,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Marcin in Ondrášik et al., 2005).

Obeh a režim podzemnej vody v horninách zóny bradlového pásma

Z pohľadu hydrogeologickej charakteristiky v bradlovom pásme prevládajú málo priepustné až nepriepustné horniny nad hydrogeologickými kolektormi. Malé rozlohy jurských a spodnokriedových vápencov, ich vzájomná izolácia a uzavretosť v nepriepustných a málo priepustných horninách neumožňujú väčšiu infiltráciu a akumuláciu podzemnej vody. Obeh podzemnej vody je sústredený predovšetkým do pripovrchovej zóny rozvoľnenia (sutinové pramene) a obmedzený len na pukliny a dutiny v telesách bradiel vápencov. Odvodňovanie rozpukaných a zárodočne skrasovatených vápencov prebieha na styku s nepriepustnými kriedovými horninami vo forme bariérových, puklinových, resp. sutinovo-puklinových prameňov.

Zóna bradlového pásma s prevahou súvrství s flyšovým charakterom (striedanie slieňov, ílovcov a pieskovcov) nevytvára priaznivé podmienky na obeh a významnejšiu akumuláciu podzemnej vody. Na vytváranie vhodných podmienok na obeh a akumuláciu je potrebné, aby okrem tektonického porušenia hornín boli v pripovrchovej zóne rozvoľnenia vo väčšej miere prítomné pieskovcové vrstvy. Prevaha pieskovcových vrstiev v tejto zóne, kde prebieha proces zvetrávania,

priamo vplýva na charakter kvartérneho pokryvu a jeho priepustnosť. Tento vplyv sa výraznejšie prejavuje v súvrstviach pieskovcov, v ktorom je puklinový systém priamo dotovaný z kvartérneho pokryvu.

Výdatnosť prameňov v bradlovom pásme sa pohybuje od 0,001 do $3,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, najmä však v rozmedzí $0,01 - 0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Teplota vody z prameňov bola od $6,3$ do $14,0^\circ\text{C}$, prevažne však v rozmedzí $10,8 - 11,7^\circ\text{C}$. Merná elektrická vodivosť vody kolísala od 473 do $1\,353 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$, prevažne však v intervale $490 - 735 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$. Pramene s výdatnosťou vyššou ako $0,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ boli viazané najmä na škvŕnité vápence bradlového pásma (kde je situovaný aj najvýdatnejší prameň Drietoma-Pod Žľabom/ $Q = 4,31 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) a na škvŕnité vápence drietomskej jednotky (Bošáca-Lipka/ $Q = 2,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a $2,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$).

Režim podzemnej vody v bradlovom pásme ovplyvňujú atmosférické zrážky, hlavne jarné topenie snehu. V suchých obdobiach (koniec leta, jeseň) výdatnosť prameňov výrazne klesá, viaceré aj vysychajú (sutinové pramene), čo značne vplýva na ich potenciálne využívanie na zásobovanie. Výdatnosť a teplota dlhodobu pozorovaného prameňa je uvedená v tab. 8.1.

Tab. 8.1. Výdatnosť a teplota dlhodobu pozorovaného prameňa Drietoma/Pod Žľabom (SHMÚ Bratislava) (zostavil D. Marcin).

Lokalita Prameň	Obdobie	Výdatnosť [$\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$]							Teplota [$^\circ\text{C}$]		
		min.	x	max	Md	s	R	Qmax/ Qmin	min.	x	max.
Drietoma Pod Žľabom	1986 – 2003	0,27	4,31	15,5	2,5	3,7	15,2	57,41	8,9	10	11,3
	1973 ***	0,37	–	12,8	–	–	12,4	34,59	–	–	–

Poznámka: *** Čechová et al., 1993

Podzemná voda z prameňa Drietoma-Pod Žľabom vyviera na kontakte škvŕnitých vápencov bradlového pásma a flyšového súvrstvia mladšej kriedy tektonicky nezaradenej jednotky bradlového pásma. Tento puklinový prameň sa viaže na tektonickú poruchu sz.-jv. smeru a drénuje aj horniny v masíve Žľabu (737 m n. m.), ktorý budujú škvŕnité vápence bradlového pásma. Prameň je zachytený a využíva sa na zásobovanie obyvateľov Drietomy.

Podľa priebehu výdatnosti prameňa je zrejماً silná závislosť jeho výdatnosti od dopĺňania zásob podzemnej vody v jarnom období pri topení snehu a od výdatných zrážok v letnom období (Mlynarčík, 1998).

Význam zlomovej tektoniky pre obbeh podzemnej vody v horninovom prostredí bradlového pásma dokresľuje aj hydrogeologický prieskum v doline potoka

Chocholnica (Dulovičová, 1992). Realizované prieskumné práce dokumentovali prestup podzemnej vody z tektonicky porušených hornín karpatského keuperu. Vzhľadom na charakter týchto hornín možno usudzovať, že dochádza k drénovaniu podzemnej vody z priľahlého masívu Žľab, podobne, ako to bolo opísané v prípade prameňa Drietoma-Pod Žľabom.

Vzťah medzi podzemnou vodou a povrchovou vodou bradlového pásma dokumentujú aj merania prietoku na Ivanovskom potoku realizované koncom júla roku 2005 (Marcin in Ondrášik et al., 2005).

Podzemná voda hlbšieho obehu v bradlovom pásme sa viaže na tektonicky porušené oblasti, čo dokumentuje prítomnosť minerálnej vody. Minerálna voda je viazaná na výstup juvenilného CO₂ po priečných zlomoch sz.-jv. smeru (lína doliny Bošáčky a Súčanky). Výstup minerálnej vody na povrch je podmienený križovaním priečných zlomov s pozdĺžnymi zlomami, najmä s okrajovým pozdĺžnym zlomom, ktorý oddeľuje pohorie od vážskej kotliny. Táto minerálna voda vystupuje v línii Bošáca – Adamovské Kochanovce – Kostolná – Orechové.

Hydrogeologický celok flyšového pásma

Hydrogeologická charakteristika hornín flyšového pásma

Sedimenty flyšového charakteru bielokarpatskej jednotky vonkajšieho flyšového pásma budujú pohorie Biele Karpaty, čo predstavuje približne polovicu skúmaného územia. Reprezentuje ich bošácky príkrov (hlucká skupina) a nad ním ležiaci javorinský príkrov (vlárska skupina). V severovýchodnej časti hodnoteného územia medzi uvedenými príkrovmi vystupuje zubácky príkrov, ktorý prináleží tiež k vlárskej skupine. Hlucú skupinu reprezentuje svodnické súvrstvie flyšového charakteru s prevahou ílovcov, ktoré vystupujú na povrch v západnej časti (pri Novej Bošáci) a v severnej časti (pri Hornej Súči). Vlársky vývoj reprezentujú ondrásovecké vrstvy tvorené ílovcami a pieskovecami, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do prevažne pieskovcových javorinských vrstiev. Pieskovcový charakter si zachovávajú aj drietomické a chabovské vrstvy vystupujúce v nadloží.

Podľa hydrofyzikálnych vlastností flyšových sedimentov môžeme v regióne vyčleniť dva hydrogeologicky odlišné typy hornín:

- súvrstvia v pieskovcovom vývoji predstavujúce kolektory podzemnej vody,
- súvrstvia flyšového charakteru s prevahou pieskovcov alebo ílovcov.

Súvrstvia v pieskovcovom vývoji

K tomuto typu je možné zaradiť drietomické a chabovské vrstvy bielokarpatskej jednotky. Tieto vrstvy sú hlavným hydrogeologickým kolektorom vo flyšovom pásme a vyznačujú sa puklinovou priepustnosťou viazanou na pukliny tektonického pôvodu a pukliny zvetrávania. Väčší hydraulický význam majú pukliny tektonického pôvodu. Vyznačujú sa väčším dĺžkovým a hĺbkovým dosa-

hom. Vyskytujú sa v blízkosti tektonických zón zlomového alebo presunového charakteru alebo v miestach, kde boli flyšové súvrstvia namáhané pri vrásnení na ťah, teda v antiklinálnych a synklinálnych ohyboch. Tieto pukliny sú najotvorenejšie, a teda najpriepustnejšie v územiach budovaných pieskovcovým vývojom. Významné sú aj pukliny vznikajúce pôsobením exogénnych síl. Sú to pukliny zón odľahčenia, zvetrania a gravitačné pukliny. Na tieto pukliny je viazaná prevažná časť prameňov flyšových sedimentov. Vo flyšovom pásme môžeme rozlíšiť tri hĺbkové pásma s odlišným charakterom priepustnosti: pásmo pripovrchového rozvoľnenia (40 – 50 m), prechodné pásmo otvorených puklín pod pásmom rozvoľnenia (do 100 m) a najhlbšie pásmo s celkom ojedinelými otvorenými puklinami.

Kvantitatívnu charakteristiku pieskovcových vrstiev Bielych Karpát podávať na základe výsledkov merania podzemného odtoku realizovaných Štátnym geologickým ústavom Dionýza Štúra (Remšík et al., 2004). Podľa výsledkov režimových meraní na vybraných povodiach Bielych Karpát je hodnota podzemného odtoku stanovená v týchto vrstvách $3,4 - 4,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Súvrstvia flyšového charakteru s prevahou pieskovcov alebo ílovcov

K tomuto typu je možné zaradiť svodnické súvrstvie a ondrášovecké a javorinské vrstvy bielokarpatskej jednotky. Táto skupina v porovnaní s prvou sa vyznačuje jemno- až hruborytmickým vývojom pieskovcovo-ílovcového súvrstvia, resp. prevahou pieskovcov v niektorých častiach súvrstvia (napr. javorinské vrstvy). Jeho zvodnenie sa viaže na pukliny zóny zvetrania a pukliny tektonického pôvodu. Značné rozdiely v priepustnosti a zvodnení, podobne ako v prípade pieskovcových vrstiev, sú podmienené stupňom porušenia, pričom významnú úlohu hrá zastúpenie ílovcových vrstiev. Ich prítomnosť v zóne zvetrania a rozvoľnenia znižuje priepustnosť a zvodnenie celého súvrstvia. Z pohľadu získavania podzemnej vody sú významnejšie flyšové súvrstvia s prevahou pieskovcov (javorinské vrstvy).

Tento horninový komplex (svodnické súvrstvie a ondrášovecké vrstvy) bol z pohľadu hydraulických vlastností hodnotený na základe štyroch hydrogeologických vrto. Bol dokumentovaný priemerný index prietočnosti $Y 4,86$ so smerodajnou odchýlkou $s = + 0,73$, čo zodpovedá T_y (odhad koeficientu prietočnosti pri $d = 0,54$) $2,51 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ($x + s$: $4,68 \cdot 10^{-5} - 1,35 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$). Podľa výsledkov režimových meraní na vybraných povodiach Bielych Karpát a Javorníkov je hodnota podzemného odtoku v týchto súvrstviach $2,2 - 2,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Remšík et al., 2004).

Obeh a režim podzemnej vody v horninách flyšového pásma

Územie budované pieskovcovými súvrstviami je charakterizované prevažne plytkým obehom podzemnej vody viazanej na pokryvné zvetraninové útvary,

zónu rozvoľnenia a zvetrania, ako aj tektonické porušenie nad eróznou bázou. Prevažná väčšina infiltrovanej zrážkovej vody odteká viac-menej konformne s povrchom terénu v malej hĺbke pod povrchom a odvodňovanie sa uskutočňuje formou sutinových, puklinových a puklinovo-vrstvových prameňov alebo rozptýleným prítokom do povrchových tokov. Často sú to iba plošne zamokrené miesta s minimálnym alebo žiadnym odtokom podzemnej vody. Sutinové pramene majú zvyčajne len nízku výdatnosť (do $0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) a v bezzrážkovom období vysychajú. Relatívne vyššiu priemernú výdatnosť (viac ako $0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) dosahujú puklinové a puklinovo-vrstvové pramene drénujúce tektonické zóny, územia budované pieskovcovými súvrstvami alebo flyšom s prevahou pieskovcov nad ílovcami alebo rozsiahlejšie zóny zvetrávania a rozvoľnenia vhodného morfológického charakteru vo vyšších nadmorských výškach.

V Bielych Karpatoch, kde dominuje bielokarpatská jednotka, sa výdatnosť prameňov pohybovala od $0,008$ do $4,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, prevažne však v rozmedzí $0,008 - 0,30 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, menej v rozmedzí $0,3 - 4,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Teplota vody z prameňov bola od $6,6$ do 18°C , prevažne v rozmedzí $8,5 - 11^\circ\text{C}$. Merná elektrická vodivosť vody kolísala v rozsahu $185 - 165 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$, prevažne však v intervale $440 - 800 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$. Uvedené údaje boli zistené väčšinou v období september – október 1999 a október 2000 a po dlhšie trvajúcim suchom období (Marcin in Ondrášik et al., 2005).

Pramene v bielokarpatskej jednotke sa viažu na terénne depresie, erózne ryhy, tektonické zóny a často aj na rozsiahlejšie pleistocénné alebo recentné zosuvy. Vo flyšovom pásme sú časté aj vrstvité pramene viazané na kontakty psamitických a pelitických členov flyšového komplexu. Najvyššia výdatnosť prameňov sa zistila v hlboko zarezaných dolinách potokov (napr. Nová Bošáca-Predpoloma/ $4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, Melčice-Biele brehy/ $4,0$ a $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) a v blízkosti ich vyústenia do doliny väčšieho toku. Zreteľný nárast prietokového množstva vody v potokoch možno pozorovať aj v dolných častiach potokov, čo dokumentujú aj merania prietoku (napr. Ivanovský potok; Marcin in Ondrášik et al., 2005).

Z pohľadu výdatnosti prameňov vo vzťahu k jednotlivým litostratigrafickým jednotkám najväčšie zastúpenie v Bielych Karpatoch dosahujú javorinské vrstvy, kde bežná výdatnosť prameňov kolíše v rozmedzí $0,2 - 0,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Bežná výdatnosť v ondrášoveckých vrstvách je $0,1 - 0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V poruchových zónach je výdatnosť prevažne $0,6 - 4,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (tab. 8.2).

Časť infiltrovanej vody vo flyšovom pásme zostupuje do relatívne väčšej hĺbky a podieľa sa na hlbšom obehu, ktorý sa viaže na tektonické porušenie hornín zasahujúce pod miestnu eróznú bázu. K odvodňovaniu tohto obehu dochádza skryte do náplavov hlavných tokov prameňmi vystupujúcimi na významných tektonických poruchách v miestach, kde tieto poruchy križujú hlavné údolia, alebo prameňmi na okraji pieskovcového komplexu na kontakte s ílovcovými litofáciami.

Tab. 8.2. Výdatnosť prameňov bielokarpatskej jednotky
(Marcin in Ondrášik et al., 2005).

Súvrstvie (vrstvy)	Výdatnosť [l . s ⁻¹]	
	bežná	na tektonických zónach
Súvrstvia v pieskovcovom vývoji		
Drietomické a chabovské vrstvy	0,3	0,8 – 1,0
Súvrstvia flyšového charakteru s prevahou pieskovcov alebo fľovcov		
Svodnícké vrstvy	0,1 – 0,2	0,6 – 1,0
Javorinské vrstvy	0,2 – 0,4	0,6 – 4,0
Ondrášovecké vrstvy	0,1 – 0,2	

Ďalší, veľmi významný spôsob odvodňovania flyšových hornín je už spomenutý prestup podzemnej vody do náplavov a povrchových tokov, hlavne v miestach, kde povrchové toky naprieč narezávajú pieskovcové súvrstvia.

Územie budované súvrstviami flyšového charakteru charakterizuje plytký obeh podzemnej vody. Podzemná voda odteká v prevažnej časti pripovrchovou zónou (do 50 m). Režim podzemnej vody ovplyvňujú hlavne atmosférické zrážky. Vplýva naň predovšetkým jarné topenie snehu. Výdatnosť malých (0,1 – 1 l . s⁻¹) sutinových, sutinovo-puklinových a puklinových prameňov je nestála. V tabuľke 8.3 sú základné údaje o režime dlhodobo sledovaného prameňa v Hornej Súči.

Tab. 8.3. Výdatnosť a teplota dlhodobo pozorovaného prameňa
Horná Súča/Chabová (SHMÚ Bratislava) (zostavil D. Marcin).

Lokalita Prameň	Obdobie	Výdatnosť [l . s ⁻¹]							Teplota [°C]		
		min.	x	max	Md	s	R	Qmax/ Qmin	min.	x	max.
Horná Súča Chabová	1967 – 1985	0,14	0,57	4,08	–	–	3,94	29,14	6,9	–	9,6
	1987 – 1993 **	0,1	0,3	2,17	–	–	2,07	21,7	6,5	–	8,5

Poznámka: min, max – minimálne a maximálne hodnoty súboru, x – aritmetický priemer, Md – medián, R – rozdiel medzi maximálnou a minimálnou hodnotou súboru, s – smerodajná odchýlka.
Pôvod údajov: ** Perenčajová (1994).

Prameň v Hornej Súči/Chabová vyviera na kontakte chabovských a javorinských vrstiev. Tento puklinový prameň je zachytený a využíva sa na zásobovanie obcí Horná Závada a Včelíny. Podľa priebehu výdatnosti a teploty hodnotí Perenčajová (1994) režim prameňa ako vyrovnaný (pomerne malý rozkyv výdatnosti a teploty). Podľa časového priebehu zrážok a ich intenzity, ktoré výrazne neovplyvňujú výdatnosť prameňa, možno usudzovať na hlbší obeh podzemnej vody.

Hydrogeologický celok neogénu

Hydrogeologická charakteristika hornín neogénu

Sedimenty neogénu v hodnotenom území vystupujú na niekoľkých malých odkryvoch medzi Trenčinom a Skalkou nad Váhom. Uvedené sedimenty predstavujú čausianske súvrstvie, ktoré je vo vrchnej časti tvorené ílovcovou litofáciou (sivomodré vápnite ílovce), pod ktorou sa nachádza pieskovcová litofácia (hrubozrnné a karbonatické pieskovce až droby) a zlepenková litofácia (polymiktné karbonatické zlepence).

Uvedené sedimenty boli overené v podloží kvartéru Ilavskej kotliny dvomi hydrogeologickými vrtmi v oblasti Pruského (Dujčík, 1969, 1974). Hydrologickým vrtom HV-1 realizovaným v neogénnych íloch a zlepencoch bola dokumentovaná výdatnosť $0,043 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri znížení 7,0 m (hladina pred čerpaním 6,4 m, hĺbka vrtu 19,5 m). Hydrogeologický vrt HPH-1, ktorý bol hlboký 200 m a prevrátal súvrstvie ílov, pieskov a zlepencov, overil veľmi nízku výdatnosť 3 izolovaných horizontov, $0,16 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, pričom hladina pred čerpaním mala pozitívnu úroveň, resp. preliv $0,022 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V prípade tohto celku sa väčšinou uvádzajú málo priaznivé hydrogeologické pomery, pretože v priepustných polohách zlepencov, resp. pieskovcov až pieskov vystupujú nepravidelné polohy nepriepustných vápnitých a piesčitých ílovcov, ktoré v neogénnom súvrství vytvárajú vzájomne izolované horizonty. Vyšší stupeň zvodnenia môžu dosahovať neogénne sedimenty v súčinnosti s nadložnými kvartérnymi štrkovými sedimentmi.

Obeh a režim podzemnej vody v horninách neogénu

Hodnotiť sedimenty neogénu z hľadiska obehu a režimu podzemnej vody je veľmi ťažké pre ich prekrytie kvartérnymi sedimentmi a ich litologický charakter (vyklinovanie a rozvetvovanie zvodnených kolektorov). Hydrogeologickým izolátorom tohto hydrologického celku sú íly a ílovce. Ich funkcia je predovšetkým vo vytváraní bariér. Vytvárajú aj nepriepustné podložie pre pohyb vody v kvartéri a usmerňujú jej tok. Striedanie nepriepustných polôh (íly a ílovce) s priepustnými pieskami, pieskovcami a zlepenkami často vytvára v kolektoroch napätú hladinu podzemnej vody (Pruské). Preto aj obeh a dopĺňanie podzemnej vody sú obmedzené. Na niektorých miestach môže významnú úlohu zohrávať aj tektonika na okraji údolia Váhu, ktorá má funkciu drénu a odvodňuje neogénne súvrstvia, hlavne tie, ktoré sú v bezprostrednom kontakte s kvartérom.

Hydrogeologický celok kvartéru

Hydrogeologická charakteristika sedimentov kvartéru

Z pohľadu akumulácie podzemnej vody majú v hodnotenom území významné postavenie kvartérne sedimenty. Jednotlivé genetické skupiny majú nielen odlišné regionálne rozšírenie a litologické zastúpenie, ale sú rozdielne aj z pohľadu zvod-

nenia. Najpriaznivejšie prostredie na infiltráciu a akumuláciu podzemnej vody vytvárajú fluvialné sedimenty uložené v údolí Váhu a ústiach bočných dolín a proluviálne sedimenty.

Fluvialné sedimenty terás Váhu v Trenčianskej kotline dosahujúce na pravej strane Váhu pri Melčiciach hrúbku 20 m majú charakter pieskov s prímiesou štrkov. V ich nadloží sa nachádza poloha hĺn hrubá asi 0,5 m. Pri Zemianskom Lieskovom sa hrúbka týchto sedimentov pohybuje okolo 10 m a v ich nadloží dosahujú spráše hrúbku od 2 do 5 m a pokryvné hliny 0,3 m. V okolí Chocholnej-Velčíc terasové štrky dosahujú hrúbku 25 m a pokryv piesčitej hliny sa pohybuje od 0,3 do 3,0 m. V Kostolnej-Záriečí terasové štrky majú hrúbku okolo 15 m a pokryv ílovitých a piesčitých hĺn sa pohybuje od 1,0 do 3,5 m. V Trenčíne tieto sedimenty dosahujú hrúbku okolo 10 m a v ich nadloží je navážka s hrúbkou do 2,5 m a v jednom prípade bola dokumentovaná sprašová hlina s hrúbkou 1,2 m. Hydraulické vlastnosti týchto sedimentov boli charakterizované na základe vyhodnotenia 24 hydrogeologických vrtov. Priemerný index prietočnosti Y dosahuje hodnotu 6,27 so smerodajnou odchýlkou $s = +1,05$, čo zodpovedá T_y (odhad koeficientu prietočnosti pri $d = 0,28$) $3,55 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ($x + s: 3,16 \cdot 10^{-4} - 3,98 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

Proluviálne sedimenty na okraji Trenčianskej kotliny a bočných dolín dosahujú hrúbku od 2,1 do 11 m. Najhrubšia poloha proluviálnych sedimentov bola dokumentovaná na pravom okraji Trenčianskej kotliny pri Zlatovciach, kde dosahuje 11 m. V doline Bošáčky na ľavostrannom prítoku (Podpolomka) v obci Bošáca dosahujú proluviálne sedimenty hrúbku 2,5 m, pričom v spodnej časti sa prstovito striedajú fluvialné sedimenty Bošáčky a fluvialné sedimenty Predpolomky. Hydraulické vlastnosti týchto sedimentov boli charakterizované na základe zhodnotenia 3 hydrogeologických vrtov. Bol dokumentovaný priemerný index prietočnosti Y 6,47 so smerodajnou odchýlkou $s = +0,5$, čo zodpovedá T_y (odhad koeficientu prietočnosti pri $d = 0,05$) $3,31 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ($x + s: 1,05 \cdot 10^{-3}$ až $1,05 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

Fluvialné sedimenty Váhu v Trenčianskej kotline a Ilavskej kotline od Trenčianskych Bohuslavíc k Nemšovej a Luboreči dosahujú hrúbku okolo 10 m. Maximálna depresia predkvartérneho podložia je na pravej strane údolia v oblasti Melčíc, kde kvartérne sedimenty dosahujú hrúbku 18 m. V profile Skalka nad Váhom – Kubrá dosahujú náplavy hrúbku 6 – 10 m, v profile Trenčín 7 – 9 m a v profile Kostolná – Trenčianska Turná je na pravej strane Váhu hrúbka kvartérnych sedimentov 10 m a na ľavej strane narastá až na 16 m. Náplavy v profile Melčice – Krivosúd dosahujú na pravej strane hrúbku 18 m a na ľavej strane hrúbka klesá na 12 m. Náplavy Váhu tvoria piesčité štrky s piesčito-hlinitým pokryvom, ktorého hrúbka sa pohybuje od 0,5 do 2 m. Niektoré bazálne polohy štrkov, ako aj štrky na okraji údolnej nivy bývajú silno ílovité (Pospíšil et al., 1971). Hydraulické vlastnosti týchto sedimentov boli charakterizované na základe zhodnotenia 66 hydrogeologických vrtov, z toho na ľavej strane Váhu ich bolo 13 a na pravej strane 53. Na ľavej strane bol dokumentovaný priemerný index prietočnosti Y 7,08

so smerodajnou odchýlkou $s = +0,43$, čo zodpovedá T_y (odhad koeficientu prietochnosti $d = 0,13$) $1,62 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ($x + s: 6,03 \cdot 10^{-3} - 4,37 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$). Na pravej strane údolia Váhu mali fluvialne sedimenty o niečo nižšie hodnoty indexu prietochnosti ako na ľavej strane. Index prietochnosti Y mal hodnotu 6,70 so smerodajnou odchýlkou $s = +0,62$, čo zodpovedá T_y (odhad koeficientu prietochnosti $d = 0,19$) $7,76 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ($x + s: 1,86 \cdot 10^{-3} - 3,24 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

Tok Váhu vzhľadom na svoju dĺžku má v hodnotenom území množstvo pravostranných prítokov, z ktorých boli hodnotené tie, kde sa nachádzal dostatočný počet realizovaných vrtov. Fluvialne sedimenty Súčanky majú v Skalke nad Váhom hrúbku 8,5 m a medzi Hrabovkou a Dolnou Súčou sa ich hrúbka pohybuje od 8 do 12 m. V Hornej Súči sa ich hrúbka pohybuje od 6 do 8 m. Hydraulické vlastnosti týchto sedimentov boli charakterizované na základe zhodnotenia 15 hydrogeologických vrtov. Bol dokumentovaný priemerný index prietochnosti Y 6,46 so smerodajnou odchýlkou $s = +0,49$, čo zodpovedá T_y (odhad koeficientu prietochnosti pri $d = 0,3$) $5,75 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ($x + s: 1,86 \cdot 10^{-3} - 1,78 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

Fluvialne sedimenty Drietomice dosahujú v Kostolnej hrúbku 9 m a medzi Kostolnou a Drietomou sa ich hrúbka pohybuje od 7,5 do 12 m. Hydraulické vlastnosti týchto sedimentov boli charakterizované na základe zhodnotenia 9 hydrogeologických vrtov. Bol dokumentovaný priemerný index prietochnosti Y 6,76 so smerodajnou odchýlkou $s = +0,35$, čo zodpovedá T_y (odhad koeficientu prietochnosti pri $d = 0,37$) $1,35 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ($x + s: 6,03 \cdot 10^{-3} - 3,02 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

Fluvialne sedimenty Bošáčky dosahujú v Trenčianskych Bohuslaviciach hrúbku okolo 7 m a v Bošáci a Zemianskom Podhradí 10,5 m. V úseku Nová Bošáca-Pančava bola dokumentovaná hrúbka fluvialných sedimentov od 10 do 12,5 m. Hydraulické vlastnosti týchto sedimentov boli charakterizované na základe zhodnotenia 4 hydrogeologických vrtov. Bol dokumentovaný priemerný index prietochnosti Y 5,97 so smerodajnou odchýlkou $s = +0,51$, čo zodpovedá T_y (odhad koeficientu prietochnosti pri $d = 0,16$) $1,35 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ($x + s: 4,17 \cdot 10^{-4} - 4,37 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

Fluvialne sedimenty Klanečnice dosahujú v Dolnom Srní hrúbku 50 m. Ich hrúbka sa postupne smerom k Moravskému Lieskovému znižuje na 28 m. Nad Moravským Lieskovým na úrovni Nových Mlynov sa hrúbka fluvialných sedimentov pohybuje okolo 7 m. Hydraulické vlastnosti týchto sedimentov boli charakterizované na základe zhodnotenia 4 hydrogeologických vrtov. Bol dokumentovaný priemerný index prietochnosti Y 6,19 so smerodajnou odchýlkou $s = +0,27$, čo zodpovedá T_y (odhad koeficientu prietochnosti pri $d = 0,27$) $2,88 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ($x + s: 1,55 \cdot 10^{-3} - 5,37 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

Obeh a režim podzemnej vody v sedimentoch kvartéru

Trenčianska kotlina. – Fluvialne sedimenty Trenčianskej kotliny sú v študovanom území uložené prevažne na horninách neogénu (pliocénne pestré íly a ílovce

s polohami piesku a pieskovecov), okrem oblastí pri Štvrtku, Trenčíne a južnom okraji Ilavskej kotliny, kde sú uložené na dolomitických vápencoch mezozoika (Pospíšil et al., 1971). Dotácia fluvialných sedimentov je hlavne z okolitých hydrogeologických celkov, priamo zo zrážok a nad haťou Biskupice aj infiltráciou zo zdrže a prírodného koryta Váhu. Odvodňovanie týchto sedimentov prebieha pod haťou Biskupice drénovaním do prirodzeného koryta Váhu a filtračným prietokom juhozápadným smerom. Hladina podzemnej vody vo fluvialných sedimentoch Váhu sa nachádza v hĺbke 0,8 až 5 m pod terénom, ojedinele až 9 m pod terénom. Podľa výsledkov dlhodobého merania hladiny podzemnej vody v objektoch základnej siete SHMÚ v rokoch 1964 – 1996 v študovanom území hladina podzemnej vody kolíše v rozpätí od 1,8 m do 4,5 m, pričom najväčšie kolísanie hladiny je zaznamenané v oblasti Trenčianskych Bohuslavíc.

Najmenšie rozdiely maximálnych a minimálnych stavov hladiny podzemnej vody v priebehu roka sa zistili v oblasti Trenčína-Zlatoviec, čo súvisí s kolísaním hladiny v zdrži nad haťou Biskupice. V prevažnej časti územia má hladina podzemnej vody počas celého roka voľný charakter. Iba lokálne v oblasti na pravom brehu Váhu pri Zlatovciach a Zemianskom Lieskovom dochádza v čase maximálnych stavov (marec – apríl, resp. po letných zrážkach) k vzniku mierne napätej hladiny podzemnej vody. Tá však nemá regionálny charakter a s poklesom hladín prechádza na voľnú hladinu.

Smer prúdenia podzemnej vody v študovanom území závisí od lokálnych hydrogeologických podmienok a aktuálneho stavu hladiny Váhu v jeho prirodzenom koryte. V severovýchodnej časti územia od južnej časti Ilavskej kotliny až po líniu Záblatie – Biskupice dotácia podzemnej vody sa uskutočňuje prevažne infiltráciou povrchovej vody z prirodzeného koryta Váhu a zo zdrže nad haťou Biskupice. Voda prúdi na pravej strane údolia Váhu západným smerom, na ľavej strane údolia Váhu prevláda južný smer.

Od hate Biskupice sa smer prúdenia podzemnej vody vo fluvialných sedimentoch Váhu na pravej strane údolia mení na južný až juhovýchodný, kým na ľavej strane údolia Váhu prevláda juhozápadný až západný. Globálny smer prúdenia podzemnej vody v oblasti Trenčianskej kotliny sleduje priebeh údolia Váhu na juhozápad a prevažnú časť roka má Váh drenážnu funkciu. Len počas zvýšených stavov v prirodzenom koryte Váhu (počas prepúšťania nadbytočného prietoku Váhu na hati Biskupice) sa mení smer prúdenia podzemnej vody na paralelný s tokom rieky (Mlynarčík, 1998).

Ilavská kotlina. – Pre podzemnú i povrchovú vodu Ilavskej kotliny je charakteristický výrazný vplyv klimatických činiteľov. V podstatnej miere sú to zrážky v súčinnosti s teplotou vzduchu a výparom a vplyv podzemného prítoku z okolitých oblastí. Podľa hodnôt výparu v tab. 8.4 sa na tvorbe zásob v dôsledku nižšieho výparu podieľajú predovšetkým zrážky zimného polroka a v menšej miere zrážky letného polroka. Pri porovnaní dlhodobých údajov týkajúcich sa výparu s priemer-

nými zrážkami tvorí výpar v zimnom polroku 15,01 % a v letnom 75,67 % podielu na zrážkach.

Tab. 8.4. Priemerné mesačné a ročné úhrny potenciálnej evapotranspirácie [mm] za obdobie 1951 – 1980 (SHMÚ, 1991) (zostavil D. Marcin).

Stanica	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Rok
Trenčín	1	6	22	57	80	82	78	61	36	19	7	2	451
Žilina	0	2	23	47	77	93	88	73	46	23	9	0	481

Režim podzemnej vody v jednotlivých objektoch, resp. jednotlivých častiach kotliny však ovplyvňujú viaceré činitele. Najdôležitejšie z nich sú hrúbka zvodneného kolektora a pokryvných hĺn, priepustnosť horninového prostredia, charakter podložia a jeho situovanie vzhľadom na možnosti prestupu podzemnej vody z okolitých celkov a na ovplyvňovanie vodou povrchových tokov. Podľa režimu povrchovej vody môžeme rozlíšiť 2 typy sezónneho dopĺňania podzemnej vody. Charakteristické je hlavne jaré stúpnutie hladiny podzemnej vody spôsobené topením snehu, vedľajšie sú stúpnutia v dôsledku výdatných zrážok. Vo všeobecnosti sa to prejavuje stúpaním v zimnom polroku a klesaním v letnom polroku. V obidvoch prípadoch je to buď priamou infiltráciou zrážok, alebo spätne infiltráciou povrchovej vody v dôsledku zvýšeného prietoku spôsobeného topením snehu, resp. zrážkami.

Fluviálne sedimenty bočných dolín. – Fluviálne štrkopieskové sedimenty bočných dolín majú priaznivý charakter hydraulických parametrov prevažne v dolných častiach údolí alebo aj na miestach výraznejšie diferencovaného podložia. Sedimenty smerom proti toku majú hrubší až balvanovitý charakter, s menším podielom ílov alebo hĺn. Pokryv fluviálnych sedimentov tvorí tenká vrstva hĺn alebo hĺn so štrkom, málokedy s tenkou ílovitou vrstvou, takže hlavný kolektor je zvrchu veľmi slabo chránený pred negatívnymi vplyvmi znečistenia.

Dopĺňanie podzemnej vody v kvartérnych fluviálnych sedimentoch sa deje infiltráciou z povrchových tokov a v menšej miere aj puklinovými kolektormi, ktoré sú nimi narezané na eróznej báze údolí. Smer prúdenia podzemnej vody je generálne zhodný s pomerne úzkymi dolinami. Rozhodujúci vplyv na mieru zvodnenia má v tomto zmysle výška hladiny v povrchovom toku. Pri ich vysokých a vyšších stavoch dotuje rieka fluviálne sedimenty. Pri nízkych stavoch v toku je to naopak, rieka tieto sedimenty drénuje. Tento mechanizmus sa v priebehu kalendárneho roka aj niekoľkokrát mení. Fluviálne sedimenty bočných dolín sa odvodňujú prestupmi podzemnej vody do fluviálnych sedimentov Váhu. V úzkych a dlhých údoliach s pomerne strmými svahmi dolín sa nedá uvažovať o dlhodobých vyrovnávacích účinkoch povodia. Napriek týmto okolnostiam sa ukazuje väčšia retenčná potencia dolných častí povodí, kde narastá šírka bočných údolí. Orientačne

údaje o hladine podzemnej vody pod terénom v jednotlivých povodiach, ako aj na okraji Trenčianskej kotliny podáva tab. 8.5.

Tab. 8.5. Hladina podzemnej vody pod terénom v jednotlivých povodiach (zostavil D. Marcin).

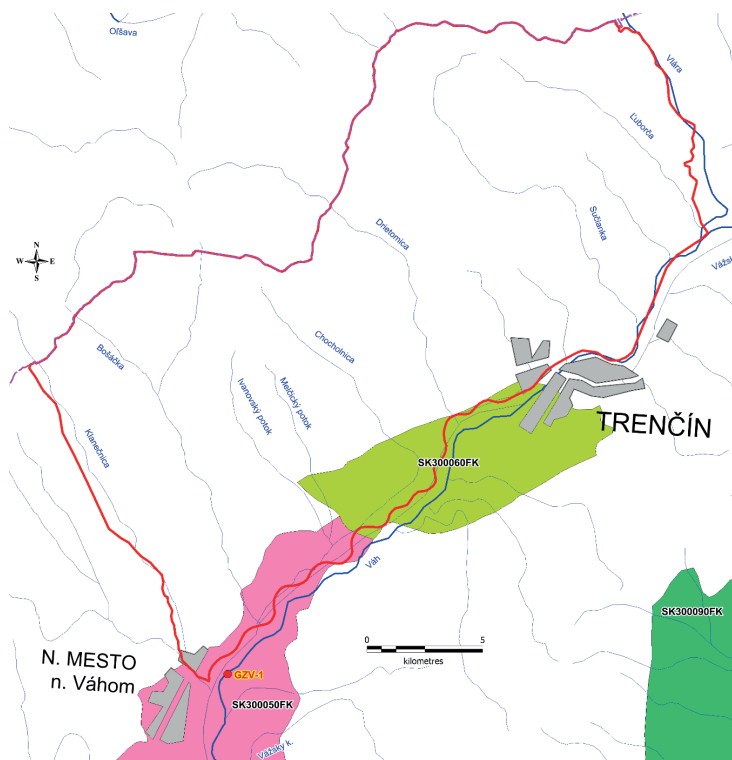
Fluviálne sedimenty povodia	Úsek	Charakter sedimentov	Hladina podzemnej vody pod terénom [m]
Fluviálne sedimenty Váhu na pravej strane Trenčianskej kotliny	Melčice Zemianske Lieskové Chocholná Kostolná Trenčín-Zámotie Trenčín-Drevona Trenčín-Liehovar	štrky terás	7,40 – 18,20 3,30 – 9,00 14,20 – 7,70 1,20 – 9,50 2,70 2,30 1,60 – 4,20
Súčanka	Skalka nad Váhom Hrabovka-Mlynský náhon Dolná Súča – pod obcou Dolná Súča Dolná Súča – nad obcou Horná Súča – pod obcou	piesčité štrky	4,20 2,50 2,80 3,40 3,20 1,60
Drietomica	Kostolná Kostolná – Drietoma Drietoma	piesčité štrky	1,60 4,5 5,50
Bošáčka	Trenčianske Bohuslavice Bošáca – pod obcou Zemianske Podhradie Nová Bošáca-Koňovec	piesčité štrky	5,20 4,20 3,80 2,20
Klanečnica	Dolné Srnie – pod obcou Dolné Srnie Moravské Lieskové – pod obcou Moravské Lieskové	piesčité štrky	1,30 5,80 2,30 3,30
Proluviálne sedimenty na okraji Trenčianskej kotliny a bočných dolín	Zlatovce Nová Bošáca	zahlinené štrky	4,50 – 9,50 1,90

GEOTERMÁLNA A MINERÁLNA VODA

Na územie regiónu Biele Karpaty (severná časť) zasahujú 2 útvary geotermálnej vody – SK300050FK Piešťanský záliv a SK300060FK Trenčianska kotlina (obr. 8.6). Geotermálne útvary neboli v tomto regióne overené geotermálnymi vrtmi. Najbližšie k regiónu Biele Karpaty (severná časť) sa nachádza geotermálny vrt GZV-1 v Novom Meste nad Váhom, ktorý bol realizovaný v geotermálnom útvare Piešťanský záliv vo vzdialenosti asi 800 m od hranice regiónu. Tento vrt

dosiahol hĺbku 1 206 m a v hĺbkovom intervale 985 – 1 155 m dokumentoval prítoky minerálnej vody chemického typu Mg-Ca-SO_4 s teplotou $19,4^\circ\text{C}$, mineralizáciou $1,41\text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ a výdatnosťou $10\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Prítomnosť vody bola vrtom GZV-1 dokumentovaná v mezozoických karbonátoch hronika a jeho tepelný výkon bol stanovený na $0,18\text{ MWt}$.

V regióne Biele Karpaty (severná časť) sa nachádzajú zdroje minerálnej vody, ktoré majú prevažne charakter uhličitých vôd (kyseliek) a v menšej miere sírnych vôd. Z pohľadu početnosti výskytu uvedených zdrojov v hodnotenom území je zastúpenie zdrojov minerálnej vody takéto: fatrikum 9, bradlové pásmo 20, flyšové pásmo 7 a neogénne sedimenty 8. Najvyššie zastúpenie minerálnej vody s obsahom H_2S je vo fatriku 3 a bradlovom pásme 3, čo súvisí s prítomnosťou sedimentov obsahujúcich sírany (keuper). Vo flyšovom pásme 1 je výskyt zdrojov minerálnej vody s obsahom H_2S oveľa nižší alebo jeho obsah je najvyšší. Zdrojom síranov v tomto výskyte je oxidácia pyritu, ktorý je prítomný v javorinských vrstvách bielokarpatskej jednotky (obr. 8.8).



Obr. 8.6. Útvary geotermálnej vody v regióne Biele Karpaty (severná časť) (zostavil D. Marcin).



Obr. 8.7. Minerálny prameň TE-001 Adamovské Kochanovce (Tomana a Dzúrik, 2016).

Minerálna voda fatrika

Zdroje minerálnej vody fatrika sa nachádzajú na lokalitách Adamovské Kochanovce (obr. 8.7), Bošáca, Chocholná, Kostolná-Záriečie a Velčice (tab. 8.6). Mineralizácia vôd sa pohybuje od 446 do 1 655 mg . l⁻¹ a obsah CO₂ od 1 225 do 1 980 mg . l⁻¹. Výdatnosť prameňov dosahuje hodnotu od tisíciny l . s⁻¹ až do 0,91 l . s⁻¹ (TE-23 Kostolná-Záriečie). Prítomnosť H₂S bola dokumentovaná na lokalite Chocholná, Kostolná-Záriečie a Velčice (obr. 8.8 a 8.9).

Podľa chemického zloženia dominuje vo fatriku minerálna voda chemického typu Ca–Mg–HCO₃ a Ca–HCO₃. Pri určovaní chemického typu vôd sa pridržame hranice > 20 c . z % iónov. V chemickom zložení minerálnej vody sú však prítomné aj sírany a chloridy (od 1 do 9,09 c . z %).

Minerálna voda zdrojov fatrika sa využíva vo väčšej miere na pitie, len menšia časť sa nevyužíva a zdroj TE-6 zanikol činnosťou človeka počas terénnych úprav v bývalej tehelni.

Minerálna voda bradlového pásma

V bradlovom pásme sa vyskytujú zdroje minerálnej vody na lokalitách Adamovské Kochanovce, Bošáca, Dolná Súča, Hrabovka, Chocholná, Kostolná-Záriečie, Melčice-Lieskové, Velčice, Záblatie, Závažie, Zemianske Lieskové a Zlatovce (tab. 8.6). Mineralizácia vôd sa pohybuje od 443 do 3 664 mg . l⁻¹ a obsah CO₂ od 1 225 do 2 287 mg . l⁻¹. Výdatnosť prameňov dosahuje hodnotu od tisícín l . s⁻¹ až do 0,041 l . s⁻¹.

Podľa chemického zloženia môžeme v bradlovom pásme vyčleniť dve skupiny vôd. Prvá skupina reprezentuje minerálne vody chemického typu Ca–HCO₃,

Uhličitú minerálnu vodu a uhličitú vodu sú geneticky viazané na výstup CO₂ po hlbokých pričných zlomoch, násunových líniiach flyšových príkrovoch a po hlavných pozdĺžnych tektonických líniiach (Fusán et al., 1987).

Tab. 8.6. Charakteristika zdrojov minerálnej vody v regióne Biele Karpaty (severná časť) (zostavil D. Marcin).

Lokalita	n	Označenie zdroja na obr. 8.8	Hĺbka [m]	Q [l . s ⁻¹]	T vody [°C]	M [mg . l ⁻¹]	CO ₂ [mg . l ⁻¹]	H ₂ S [mg . l ⁻¹]	Poznámka
Fatrikum									
Bošáca	1	TE-6	0,6	n	16	2 184,7	1 525	–	1991 existoval 2016 neexistuje**
Adamovské Kochanovce	1	TE-1	–	0,01	–	968,8	1 400	–	VNP
Veľčice	1	TE-71	1,2	0,13	11	578	1 276	0,23	VP**
Chocholná	4	TE-18, TE-19, TE-20A, TE-21A	0,2 – 13,0	n-0,013	7 – 12	705 – 1 655	1 225 – 1 980	0,28 (1)	VP, VNP
Kostolná-Zárnečie	2	TE-23, TE-24	1,55	n-0,91	11 – 13,5	443 – 606	1 616 – 1 750	0,44 (1)	VP, VNP
Bradlové pásmo									
Bošáca	1	TE-7	1,2	0,01	4,5	447	2 000	–	VP, VNP
Melčice	1	TE-26	0,5	n	9,7	1 793	1 360	–	VNP
Záblatie	2	TE-61, TE-62	0,2 – 1,0	n	7 – 13	2 648 – 3 571	2 050 – 2 210	0,48 (1)	VNP
Zlatovce	2	TE-69, TE-70	0,6 – 1,5	n-0,002 3	10 – 12	2 185 – 2 298	1 650 – 2 200	0,8 (1)	VNP, VP
Trenčín-Orechové (Závažie)	6	TE-63, TE-64, TE-64A, TE-65, TE-66, TE-66A	0,8 – 10	n-0,041	11	1 905 – 3 664	1 450 – 2 213	0,17 (1)	VNP, DP TE-66 a TE-66A neexistuje**
Hrabovka	4	TE-16, TE-17, TE-89, TE-90	0,2 – 21,0	n-0,013	9,8 – 14	1 980 – 3 219	1 590 – 2 287	–	TE-16 neexistuje** VNP
Dolná Súča	4	TE-8, TE-9, TE-10, TE-11	1,6 – 6	n-0,008	6 – 9	1 503 – 3 518	1 200 – 1 886	–	VP, VNP, TE-8 a TE-11 neexistuje**

Tab. 8.6 – pokračovanie

Lokalita	n	Označenie zdroja na obr. 8.8	Hĺbka [m]	Q [l . s ⁻¹]	T vody [°C]	M [mg . l ⁻¹]	CO ₂ [mg . l ⁻¹]	H ₂ S [mg . l ⁻¹]	Poznámka
Flyšové pásmo									
Homé Smie	1	TE-15	0,5	n	12,0	2 765,43	385,0	1,20	
Homá Súča	2	TE-13, TE-14	0,2 – 1	n	10	1 437 – 1 895	1 825 – 2 000	–	VP
Dolná Súča	1	TE-80	0,5	n	6	3 938	1 920	–	VP
Nová Bošáca	3	TE35, TE-36, TE-37	0,7 – 1,0	0,008 – 0,013	8,3 – 9,0	1 948 – 2 268	1 200 – 1 650	–	VNP
Sedimentárny neogén/fatrikum									
Zemianske Lieskové	2	TE-67, TE-68	11	n	8 – 10	1 442 – 1 682	361 – 699	–	DP
Adamovské Kochanovce	6	TE-2, 3, 4, 5, TE-78, TE-79	5 – 7	n-0,016	12 – 14	771 – 1 091	543 – 1 510	–	VP, DP

Poznámka: n – počet zdrojov, VP – voda sa využíva na pitie, VNP – voda sa nevyužíva, DP – voda zo studní sa využíva na domáce práce, n – výdatnosť neznáma, (1) – počet zdrojov, v ktorých bol zistený H₂S (mg . l⁻¹) a ich označenie je zvýraznené červenou. Pôvod údajov: *Krahulec et al. (1978), **Toman a Džurík (2016).

Ca-Mg-HCO_3 , Ca-Na-HCO_3 a Na-Ca-HCO_3 s mineralizáciou od 443 do 3 518 $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Nižšie hodnoty mineralizácie sú spôsobené rozptyľovaním minerálnej vody v kvartérnych útvaroch (štrkové terasy a deluviálne sedimenty), čo spôsobuje riedenie minerálnej vody. Minerálne vody tejto skupiny sa formujú prostredníctvom mineralizačných procesov, ako je rozpúšťanie karbonátov. V prípade vôd s hlbším obehom sa uplatňujú aj ionovýmienné procesy. Prejavuje sa to nárastom obsahu Na.

Obr. 8.9. Minerálny prameň TE-071 Veľčice (Tomana a Dzúrik, 2016).



Obr. 8.10. Minerálny prameň TE-62 Záblatie (Tomana a Dzúrik, 2016).



Obr. 8.11. Minerálny prameň TE-70 Zlatovce (Tomana a Dzúrik, 2016).

Druhú skupinu vôd predstavujú vody $\text{Ca-SO}_4\text{-HCO}_3$, $\text{Ca-Mg-HCO}_3\text{-SO}_4$ a $\text{Ca-Na-HCO}_3\text{-SO}_4$ typu s mineralizáciou v rozmedzí 2 298,7 – 3 571 $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$. K vodám tejto skupiny patria minerálne kyselky na lokalitách Záblatie a Závažie. Táto skupina minerálnych vôd sa geneticky viaže na sedimenty karpatského

keuperu a z pohľadu chemického zloženia ide o prechodný typ vôd s karbonátogénno-sulfátogénnou mineralizáciou. Na formovaní minerálnych vôd sa podieľajú dva mineralizačné procesy, a to rozpúšťanie karbonátov a rozpúšťanie síranov. Oba chemické druhy vôd sú meteorického pôvodu, obsah N_2 sa pohybuje nad 91,2 obj. % rozpustených nekyslých plynov. Prítomnosť sulfánu (H_2S) v minerálnej vode bola dokumentovaná na lokalitách Záblatie (obr. 8.10), Závažie a Zlatovce (obr. 8.11), čo svedčí o redukčných podmienkach v horninovom prostredí.

Časť zdrojov minerálnej vody bradlového pásma využívajú miestni obyvatelia na pitie a domáce práce. Pomerne značná časť sa nevyužíva, prípadne zanikla činnosťou človeka (napr. TE-08/terénne úpravy alebo TE-11/regulácia povrchového toku) alebo počas povodní (TE-16).

Minerálna voda flyšového pásma

Vo flyšovom pásme vystupujú minerálne vody na lokalitách Horné Srnie (obr. 8.12), Horná Súča, Dolná Súča a Nová Bošáca. Mineralizácia týchto vôd dosahuje hodnoty od 1 437 do 3 938 mg $\cdot$ l⁻¹ a obsah CO_2 od 385 do 2 000 mg $\cdot$ l⁻¹. Výdatnosť prameňov je nepatrná, pohybuje sa v desatinách až tisícinách l $\cdot$ s⁻¹.

Z pohľadu chemického zloženia sa tu nachádzajú minerálne vody chemického typu Ca-HCO₃, Ca-Mg-HCO₃, Ca-Na-HCO₃ a Na-Ca-HCO₃. Minerálne vody chemického typu Ca-HCO₃ a Ca-Mg-HCO₃ patria k vodám s karbonátogénnou mineralizáciou a chemický obsah získavajú rozpúšťaním karbonátov. Na formovaní chemického zloženia minerálnych vôd prechodného typu Ca-Na-HCO₃ a Na-Ca-HCO₃ sa podieľajú dva mineralizačné procesy – rozpúšťanie karbonátov



Obr. 8.12. Minerálny prameň TE-015 Horné Srnie (Tomana a Dzúrik, 2016).

a Na-Ca-HCO₃ sa podieľajú dva mineralizačné procesy – rozpúšťanie karbonátov (vody s karbonátogénnou mineralizáciou) a ionovýmenné procesy – $Ca^{+2} - Na^{+}$ (vody s hydrosilikátogénnou mineralizáciou). Tieto minerálne vody sa tvoria v horninovom prostredí s hlbším obehom, čo sa prejavuje aj nárastom mineralizácie. Obsah N_2 v objeme nekyslých rozpustených plynov sa v tomto druhu vôd pohybuje zhruba nad 75 c. z %.

Zdroje minerálnej vody flyšového pásma využívajú obyvatelia na pitie a na domáce práce.

Minerálna voda sedimentárneho neogénu

Zdroje minerálnej vody v horninovom prostredí sedimentárneho neogénu sa nachádzajú v Adamovských Kochanovciach (obr. 8.13) a Zemianskom



Obr. 8.13. Minerálny prameň TE-79 Adamovské Kochanovce (Tomana a Dzúrik, 2016).

Lieskovom. V nadloží sedimentov neogénu sa nachádzajú fluvialné sedimenty Váhu (terasové štrky a piesčité štrky) a v ich podloží pravdepodobne sedimenty fatrika. Mineralizácia vody týchto zdrojov dosahuje hodnoty $771 - 1\,682 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a obsah CO_2 $361 - 1\,510 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. V žiadnom zdroji minerálnej vody nebola dokumentovaná prítomnosť H_2S .

Podľa chemického zloženia zdrojov minerálnej vody dominuje chemický typ Ca-HCO_3 , pričom bol dokumentovaný zvýšený obsah Mn^{2+} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} a NO_3^- . Prítomnosť Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} naznačuje prítomnosť vody sedimentárneho neogénu, ktorá je vytláčaná do fluvialných sedimentov kvartéru prostredníctvom CO_2 . V prípade zložky SO_4^{2-} nemožno vylúčiť ani jej pôvod až v podloží neogénu.

Zdroje minerálnej vody sedimentárneho neogénu využívajú obyvatelia na pitie a na domáce práce.

BANSKÁ VODA

V skalnom masíve Tureckého vrchu je umiestnený železničný tunel Turecký vrch (Tisaj et al., 2011; Vilímek a Urban, 2011). Masív tvoria mezozoické súvrstvia karbonatických hornín (dolomitov a vápencov). Karbonatický masív vrátane zón tektonického porušenia a rozvoľnenia hornín bol zvodnený len minimálne. V masíve Tureckého vrchu sa nenarazilo na žiadne vývery podzemnej vody ani rozptýlené prítoky. Možno konštatovať, že tunel bol suchý. Pri razení tunela zo severného portálu (obr. 8.14) zvetraného skalného masívu bola dokumentovaná prítomnosť niekoľkých zlomov s výškovými posunmi, pričom v spodnej časti to boli vrstvy dolomitov prekryté vrstvami vápencov. Predpokladané krasové vplyvy sa zo severnej strany tunela nepotvrdili. Razenie z južného portálu tunela dokumentovalo v určitých úsekoch prítomnosť hlbokých rýh vytvorených krasovou

činnosťou, ktoré boli vyplnené sedimentmi (Molčan a Teťák, 2016; Teťák, 2016). Nadložie v osi tunela dosahuje minimálnu hodnotu, najvyššie je v žkm 103,500 a dosahuje približne 100 m (Kušnír et al., 2014).



Obr. 8.14. Severný portál železničného tunela Turecký vrch (Tisaj et al., 2011).

9. GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Geologické faktory (geofaktory) životného prostredia sú vlastnosti zložiek geologického prostredia, ktoré významne ovplyvňujú životné prostredie a možnosti jeho využitia. Rozdeľujú sa na geopotenciály a geobariéry. Geopotenciály sú tie geofaktory, ktoré umožňujú istý spôsob využitia územia. Ku geobariéram patria tie geofaktory, ktoré ohrozujú životné prostredie a obmedzujú alebo znemožňujú istú formu využitia životného prostredia.

Z hľadiska regionálneho inžinierskogeologického členenia Západných Karpát patrí prevažná časť mapovaného územia do regiónu karpatského flyšu, subregiónu vonkajších flyšových Karpát, oblasti flyšových vrchovín a subregiónu bradlového pásma, oblasti flyšových vrchovín. Ústredný hrebeň Bielych Karpát medzi Bošáckou dolinou a Drietomskou dolinou spadá do oblasti flyšových hornatín, subregiónu vonkajších flyšových Karpát a malá časť územia na pravom brehu potoka Klanečnica do subregiónu bradlového pásma, oblasti flyšových hornatín. Južná časť územia v oblasti Tureckého vrchu medzi Dolným Smím, Haluzicami a Štvrtkom prislúcha k regiónu jadrových pohorí, oblasti jadrových stredohorí. Najjužnejšia časť Trenčianskej kotliny v mapovanom území je súčasťou regiónu neogénnych tektonických vkleslín, oblasti vnútrokarpatských nížin a jej pokračovanie na severovýchod patrí do regiónu neogénnych tektonických vkleslín, oblasti vnútrohorských kotlín (Matula, 1965).

Svahové pohyby

V regióne karpatského flyšu je vysoká koncentrácia svahových deformácií, ktorá súvisí so špecifickou litologickou stavbou, nepriaznivými zrážkovo-odtokovými pomermi a hodnotami sklonu svahov. Svahové deformácie negatívne ovplyvňujú životné prostredie a môžu spôsobiť vážne ekonomické škody na stavbách, infraštruktúre alebo v poľnohospodárstve.

Oblasti flyšových hornatín sú najvyššie vyzdvihnuté časti flyšového pásma, ktoré sa vyznačujú monotónnou geologickou stavbou lopenického súvrstvia s prevahou pieskovcov nad ílovcami. Majú členitý reliéf, ktorý formovala predovšetkým periglaciálna modelácia a riečna erózia. V centrálnych častiach flyšových hornatín prevládajú podpovrchové plazivé poruchy, v predhoríach sa vyskytujú povrchové plazivé poruchy, zosuvy a zemné prúdy s pohybom más po vrstvových plochách sklonených rovnobežne so svahom. Oblasti flyšových vrchovín sú menej vyzdvihnuté časti. Na ich stavbe sa podieľajú geologické jednotky vonkajšieho flyšového pásma a bradlového pásma. Vyznačujú sa monotónnou geologickou stavbou, kde sú zastúpené pieskovcové a ílovcové súvrstvia v rovnakom pomernom zastúpení. Reliéf flyšových vrchovín formovala periglaciálna modelácia a riečna erózia. Na svahoch flyšových vrchovín sa vyskytujú početné zosuvy a zemné prúdy, ktoré vznikajú v miestach, kde sú horské chrbty a depresie

prerezané priečnymi dolinami. V zóne bradlového pásma morfológicky spestrujú chrbty a kopce z vápencov a konglomerátov. V pásme pribradlového flyšu sú najviac postihnuté súvrstvia slieňovcov a vápenatých pieskovcov vrchnej kriedy, ako aj hrubé pokryvné deluviálne sedimenty v medzibradlových úvalinách (Nemčok, 1982).

Podľa *Mapy náchylnosti územia na svahové pohyby*, súčasti *Atlasu máp stability svahov v mierke 1 : 50 000* (Šimeková, Martinčeková et al., 2006) patrí mapované územie Bielych Karpát prevažne do rájónu potenciálne nestabilných území. Ide o územia s doteraz nezaregistrovanými svahovými deformáciami, s priaznivou geologickou stavbou, v prípade priaznivých morfológických pomerov nevylučujúcou občasný vznik svahových deformácií (najmä skupiny zosúvania a tečenia) vplyvom prírodných pomerov. Územia sú citlivé na negatívne antropogénne zásahy. Rájón zahŕňa aj územia postihnuté intenzívnou výmoleňovou eróziou a územia ohrozené opadávaním úlomkov.

Veľká časť územia spadá do rájónu nestabilných území, čiže k územiám bezprostredného okolia registrovaných svahových deformácií a územia s doteraz nezaregistrovanými svahovými deformáciami, s geologickou stavbou priaznivou na vznik svahových deformácií (najmä skupiny zosúvania a tečenia). Stupeň náchylnosti na vznik svahových deformácií je diferencovaný predovšetkým morfológiou konkrétneho územia. Územia sú citlivé na negatívne antropogénne zásahy. V územiach s nedostatočnou preskúmanosťou je predpoklad existencie doteraz nezaregistrovaných svahových deformácií.

Oblasť Trenčianskej kotliny (od Nového Mesta nad Váhom po Nemšovú) patrí do rájónu stabilných území. Ide o územia prevažne stabilné, resp. územia s veľmi nízkym stupňom náchylnosti na vznik svahových deformácií (v morfológicky priaznivých územiach s nedostatočnou preskúmanosťou sa sporadická existencia svahových deformácií, ako aj lokálny vznik nových svahových deformácií menších rozmerov nedajú vylúčiť).

V mapovanom území sa vyskytuje 372 svahových deformácií s celkovou plochou 4 547,93 ha zachytených v *Atlase stability svahov Slovenskej republiky v mierke 1 : 50 000* (Šimeková, Martinčeková et al., 2006). Z nich takmer všetky boli klasifikované ako zosuvy, 1 ako zemný prúd, 1 ako blokové pole a dva ako blokové pole a zosuv. S územím Biele Karpaty (severná časť) sa prekrýva územie, ktoré sa mapuje v rámci prebiehajúcej úlohy *Identifikácia, registrácia a inžinierskogeologické mapovanie svahových deformácií* (Liščák et al., 2023). V rámci tejto úlohy sa začalo s mapovacími prácami na jar roku 2019. Na tomto území bolo zmapovaných 1 102 svahových deformácií s plochou 4 447,30 ha. Zo zmapovaných svahových deformácií je databázovo spracovaných 835. Absolútna väčšina z nich pripadá na zosuvy (803), ale vyskytli sa aj mury (2), zemné prúdy (21) a blokové polia (7). Z už spracovaných údajov vyplýva, že k aktívnym svahovým deformáciám patrí 34, k potenciálnym 408, k stabilizovaným 65, k úze-

miam s potenciálnymi a aktívnymi formami 146, k územiám so stabilizovanými a potenciálnymi formami 176, k územiám so stabilizovanými a aktívnymi formami 3 a k územiám so stabilizovanými, potenciálnymi a aktívnymi formami 3. Z týchto svahových deformácií 143 ohrozuje budovy, pri 18 sa vyskytli aj poruchy na stavbách, napríklad praskliny na dome v katastri obce Horná Súča (obr. 9.1).

Ohrozenie diaľnice alebo cesty 1. triedy sa zistilo v 12 prípadoch. Ohrozenie cesty 2. alebo 3. triedy sa vyskytlo pri 68 svahových deformáciách, k porušeniu cesty 2. alebo 3. triedy došlo v 11 prípadoch. Ohrozená je napríklad aj cesta v katastri Hornej Súče, časti Záhradky (obr. 9.2). Ohrozenie elektrického vedenia sa vyskytlo v 67 prípadoch a v 4 prípadoch sa zistilo aj jeho poškodenie.



Obr. 9.1. Praskliny na dome postavenom na zosuve v Hornej Súči (foto P. Liščák).



Obr. 9.2. Praskliny na vozovke na ceste v Hornej Súči-Záhradkách (foto P. Liščák).

Jednoduchých svahových deformácií je 440 a zložených 340. Čelo deformácie zasahuje do vodného toku v 405 prípadoch. Z hľadiska socioekonomickej významnosti (sev) patrí 716 do kategórie R1 (malá sev – marginálne sociálne, ekonomické a environmentálne škody), 80 do kategórie R2 (stredná sev – malé poškodenie budov, infraštruktúry a životného prostredia, žiadne podstatné vplyvy na obyvateľstvo, funkčnosť budov a ekonomické aktivity), 24 do kategórie R3 (vysoká sev – obavy o bezpečnosť obyvateľstva, potenciálne poruchy funkčnosti stavieb a infraštruktúry, možné prerušenie ekonomických aktivít a relevantné poškodenie životného prostredia) a 15 do kategórie R4 (veľmi vysoké riziko – ohrozenie majetku aj ľudských životov, očakávané škody vrátane obetí a zranení, vážne poškodenie budov a infraštruktúry, zničenie existujúceho stavu životného prostredia).

Z pohľadu ochrany prírody zohrávajú zosuvy aj pozitívnu úlohu. V zosuvoch Bielych Karpát sa veľmi často zachovali poloprirodzené ekosystémy s pôvodnou faunou a flórou. Tým, že sa územie nemohlo využívať, bolo uchránené pred využívaním na poľnohospodárske alebo iné aktivity, ktoré sú bežné v okolí. Takéto zosuvy veľmi často



Obr. 9.3. Zosuvný svah severne od Krasína (foto F. Teták).

tvoria biocentrá, ktoré sú dôležitými článkami územných systémov ekologickej stability, napr. zosuvy na severnom svahu masívu Krasín (obr. 9.3).

Erózne procesy

Významným fenoménom mapovaného regiónu je vodná a výmoľová erózia. Rozvíja sa počas čoraz častejších krátkodobých prízračných dažďov. Uplatňuje sa najmä v prostredí slabo spevnených hlinitých deluviálnych sedimentov, slieňov a slieňovcov alebo flyšových súvrství s prevahou ílovcov. Intenzívne dažde spôsobujú vznik nových výmoľov, ale aj prehĺbovanie a rozširovanie existujúcich výmoľov a koryt vodných tokov. Veľké množstvo prehĺbených, respektíve nových rýh vzniklo aj pričinením človeka – odlesnením územia a nevhodnou kultiváciou pôdy (odstránením úhorov, likvidáciou krikového porastu, nesprávnou orbou,

nesprávnou drenážou lesných a poľných ciest a zvýšenou ťažbou dreva či jazdením ťažkej lesnej techniky na miestach, kde sa v podloží vyskytujú plastické zeminy. Kolesá ťažkých mechanizmov vyhlbujú hlboké ryhy, ktoré sa vplyvom sústredeného odtoku dažďovej vody prehlbujú. Výmole sú zvlášť hojné na území tvorenom chabovskými vrstvami.

Podľa Midriaka (2002) potenciálna vodná erózia pôdy v oblasti flyšového a bradlového pásma dosahuje hodnoty od 1,51 do 5,0 mm za rok, čo ju zaraďuje do kategórie silného stupňa erózneho ohrozenia. V oblasti bradlového pásma sa striedajú polohy silného stupňa erózneho ohrozenia so stredným ($0,51 - 1,5 \text{ mm} \cdot \text{rok}^{-1}$) a v oblasti Trenčianskej kotliny prevláda slabý stupeň erózneho ohrozenia ($0,05 - 0,5 \text{ mm} \cdot \text{rok}^{-1}$).

Intenzívna vodná a veterná erózia spôsobená nevhodnou poľnohospodárskou činnosťou a intenzívnou ťažbou dreva predstavuje výraznú devastáciu krajiny Bielych Karpát. Spôsobuje odnos a znižovanie úrodnosti pôd, ale aj znečisťovanie ovzdušia a povrchovej aj podzemnej vody vplyvom používania priemyselných hnojív, ktoré sú strhávané spolu s čiastočkami erodovanej pôdy.

Zvetrávanie

Významným geologickým faktorom je zvetrávanie. Paleogénne horniny, hlavne v oblastiach s prevahou mäkkých poloskalných hornín, ako sú ílovce, podliehajú intenzívnemu zvetrávaniu. Kôra zvetrávania dosahuje 5 – 8 m. Zvetrávanie môže dosahovať až takú intenzitu, že miestami je ťažké odlíšiť zvetrané ílovce od deluviálnych ílov. V miestach intenzívneho zvetrávania paleogénnych hornín je častý výskyt zosuvov, ako je to v oblastiach budovaných svodnickým súvrstvím.



Obr. 9.4. Rútenie blokov pieskovcov chabovských vrstiev bielokarpatskej jednotky na cestu I. triedy s. od Drietomy (foto F. Teťák).

Intenzívne zvetrávanie paleogénnych hornín umožňuje vznik početných rýh a výmoľov a spôsobuje zarezávanie ťažkej kolesovej lesnej techniky, čím vznikajú nové erózne tvary (Teťák et al., 2014).

Koncom februára r. 2021 sa vplyvom rozmŕzania uvoľnili bloky pieskovcov chabovských vrstiev bielokarpatskej jednotky v objeme asi 5 m^3 na cestu I. triedy s. od Drietomy (obr. 9.4).

Krasové javy

Krasové javy na území regiónu nie sú veľmi významné, napriek tomu bolo v zozname jaskýň Slovenského múzea ochrany prírody a jaskyniarstva k 31. 12. 2017 zaregistrovaných 28 jaskýň (SMOPAJ, 2017). Vyskytujú sa hlavne v oblasti bradlového pásma v geomorfologickom celku Biele Karpaty, a to v podcelku Vršatské bradlá 16 jaskýň (tab. 9.1) a v podcelku Súčanská vrchovina 2 jaskyne. V geomorfologickom celku Považské Podolie, podcelku Bielokarpatské podhorie je zaznamenaných 9 jaskýň a v podcelku Trenčianska kotlina 1 jaskyňa. V Považskom podolí prevládajú fluviokrasovo-korózne jaskyne menšej dĺžky. K najdlhším patria Benediktova jaskyňa pri Skalke na Váhom (60 m) a Opatovská jaskyňa nad cestou (75 m). V Bošáckych bradlách sa vyskytujú zlomovo-korózne, ale aj eróžno-rútivé jaskyne (Jaskyňa pri Ignáci, pri Zemianskom Podhradí). Najdlhšia jaskyňa je Landrovská jaskyňa (315 m) a Horná jaskyňa a Dolná jaskyňa pri Dolnej Súči (60 a 50 m). Jaskyne v lomoch boli často odkryté ťažbou, a preto sú aj čiastočne zničené. Jaskyňa pri Moravskom Lieskovci bola vytvorená v pieskovci. Počas razenia železničného tunela Turecký vrch bola evidovaná prítomnosť hlbokých rýh vytvorených krasovou činnosťou, ktoré boli vyplnené sedimentmi (obr. 9.5) (Molčan a Teťák, 2016; Teťák, 2016).

Obr. 9.5. Výplň krasovej kaverny a charakter hornín na čelbe železničného tunela Turecký vrch (výška čelby je 6 m) (Teťák, 2016).



Tab. 9.1. Zoznam jaskýň v rámci geomorfologického celku Biele Karpaty, podcelok Bošacke bradlá (zostavil I. Dananaj podľa SMOPAJ, 2017).

Názov I	Názov II	Katastrálne územie	Okres	Nadm. výška [m n. m.]	Dĺžka [m]	Hĺbka [m]	Poznámka	R. č.
Dolná jaskyňa	Dolná jaskyňa v lome	Dolná Suča	Trenčín	335	50	15	odkrytá a čiastočne zničená ťažbou v lome	1 071
Horná jaskyňa	Horná jaskyňa v lome	Dolná Suča	Trenčín		60		odkrytá a čiastočne zničená ťažbou v lome	1 613
Jaskyňa pri Ignáci	Sonda v prameni Ignác	Zemianske Podhradie	Nové Mesto nad Váhom	330	15		eróznio-rútivá	3 793
Jaskyňa v lome		Dolná Suča	Trenčín	334	8			5 860
Jaskyňa v lome 4		Dolná Suča	Trenčín	356	4			5 863
Jaskyňa v lome 5		Dolná Suča	Trenčín	342	4			5 864
Jaskyňa v pieskovci		Moravské Lieskové	Nové Mesto nad Váhom	347	5		vytvorená v pieskovci, zasypávaný vchod	5 859
Jaskyňa v starom lome		Lubina	Nové Mesto nad Váhom		10		zlomovo-korózna	4 327
Jaskyňa v starom lome	Jaskyňa v Krasíne	Dolná Suča	Trenčín				odkrytá a čiastočne zničená ťažbou v lome	3 470
Jaskyňa v strednom lome		Dolná Suča	Trenčín		40			2 245
Landrovská jaskyňa	Jaskyňa na Landrovci	Zemianske Podhradie	Nové Mesto nad Váhom	390	315		zlomovo-korózna	677
Matejova diera		Dolná Suča	Trenčín		4			1 805
Prepadisko pri Lubinskom majeri		Lubina	Nové Mesto nad Váhom					4 329
Severná diera		Dolná Suča	Trenčín	955	5			1 804
Sonda nad Ignáčom		Zemianske Podhradie	Nové Mesto nad Váhom	345		12		2 795
Sonda za Dáričným vrškom		Zemianske Podhradie	Nové Mesto nad Váhom		7			3 602

Tab. 9.2. Zoznam jaskýň v rámci geomorfologického celku Biele Karpaty, podcelok Súčanská vrchovina (zostavil I. Dananaj podľa SMOPAJ, 2017).

Názov I	Názov II	Katastrálne územie	Okres	Nadm. výška [m n. m.]	Dĺžka [m]	Hĺbka [m]	Poznámka	R. č.
Jaskyňa pri trati	Jaskyňa pri železničnej trati	Horné Srnie	Trenčín		3			2 863
Samý vrch		Horné Srnie	Trenčín		7			2 862

Tab. 9.3. Zoznam jaskýň v rámci geomorfologického celku Považské podolie, podcelok Bielo-karpatské podhorie (zostavil I. Dananaj podľa SMOPAJ, 2017).

Názov I	Názov II	Katastrálne územie	Okres	Nadm. výška [m n. m.]	Dĺžka [m]	Hĺbka [m]	Poznámka	R. č.
Benediktova jaskyňa	Jaskyňa na Skalke	Opatová	Trenčín	250	60		fluviokrasovo-korózna	1 754
Jaskyňa na Skalke		Nové Mesto nad Váhom	Nové Mesto nad Váhom	215	9			2 296
Jaskyňa nad cestou 3		Opatová	Trenčín	324	7			2 864
Jaskyňa nad cestou 4		Opatová	Trenčín	269	3			5 854
Jaskyňa nad cestou 5		Opatová	Trenčín	206	3		fluviokrasovo-korózna	5 861
Jaskyňa nad cestou 6		Opatová	Trenčín	206	3		fluviokrasovo-korózna	5 862
Mnešická jaskyňa		Nové Mesto nad Váhom	Nové Mesto nad Váhom		5		fluviokrasovo-korózna	4 323
Opatovská jaskyňa	Jaskyňa nad cestou 1 a 2	Opatová	Trenčín	230	75			1 276
Priepasť pri kameňolome		Skalská Nová Ves	Trenčín	323		11	odkrytá a zasypaná pri ťažbe	3 313

Tab. 9.4. Zoznam jaskýň v rámci geomorfologického celku Považské podolie, podcelok Trenčianska kotlina (zostavil I. Dananaj podľa SMOPAJ, 2017).

Názov I	Názov II	Katastrálne územie	Okres	Nadm. výška [m n. m.]	Dĺžka [m]	Hĺbka [m]	Poznámka	R. č.
Téčko		Ivanovce	Trenčín	196	5			4 330

Objemové zmeny hornín

Objemovo nestále zeminy môžu negatívne ovplyvniť využívanie životného prostredia, preto sa považujú za geobariéru. K takýmto zeminám patria aj eolické sedimenty – spraše. Spraše sú známe svojou nepriaznivou vlastnosťou – presadavosťou (náhla redukcia objemu vplyvom prevlhčenia a zaťaženia). V podmienkach prirodzenej vlhkosti majú relatívne vysokú pevnosť. V mnohých prípadoch spôsobujú porušenie podzákladia a havárie hotových objektov v dôsledku nerovnomerného či nadmerného sadania. Preto sa presadavé sedimenty považujú za problematické základové pôdy.

Súvislé pokryvy eolických sedimentov – spraší a jemnopiesčitých spraší, vápnitých a sprašovitých hĺn a eolicko-deluviálnych sedimentov – vápnitých splachov zo spraší (sprašové hliny koluviálne a močiarné spraše) – sa na mapovanom území vyskytujú na východnom úpätí Bielych Karpát v nadloží riečnych terás a náplavových kužeľov na pravom brehu Váhu v oblasti od Nového Mesta nad Váhom až po Nemšovú. Smerom od Kostolnej po Trenčín sa vyskytujú najmä eolicko-deluviálne sedimenty. V niektorých častiach prechádzajú do nevápnitých sprašových hĺn.

Sprašové sedimenty v oblasti možno zaradiť do dvoch skupín: k veľmi presadavým a presadavým zeminám.

K veľmi presadavým zeminám patria typické spraše. Sú charakteristické tým, že nie sú vrstvité, primárne sú vápnité, majú kapilárnu pórovitosť, vcelku sú suché, žltej až tmavožltej farby, s viditeľne prevládajúcim zrnitostným zložením od 20 do 63 μm . Vyskytujú sa napríklad na lokalite Nové Mesto nad Váhom-Mnešice, kde sa však v súčasnosti nachádza skládka odpadu (obr. 9.6).

K presadavým zeminám zaradíme predovšetkým sprašovité sedimenty. Sprašovité sedimenty sú reprezentované zeminami s rôznym minerálnym a zrnitostným zložením. Ide o eolický materiál, ktorý bol resedimentovaný počas rôznych sekundárnych procesov (alochtonné sprašovité sedimenty) alebo bol pozmenený in situ (autochtonné sprašovité sedimenty), resp. neeolický materiál, v ktorom prebehol proces zosprašovatenia. Často namiesto zosprašovatenia prebiehal na nich proces zahlinenia alebo oglejenia. Najdôležitejšie sekundárne

procesy, ktoré pôsobili pri resedimentácii, sú deluviálne, fluviálne, proluviálne a eluviálne procesy, rôzne pedogenetické procesy, ako aj zmeny spôsobené kryoturbáciou. Sprašovité sedimenty sa mohli vytvoriť buď z typických piesčitých, alebo ílovitých spraší. Ich pórovitosť je menšia ako v prípade pôvodného materiálu. Je badateľná veľká zmena, pokiaľ ide o obsah uhličitanov. Niektoré neobsahujú uhličitanové konkrécie, líšia sa aj farebne. Náchylné na presadenie sú však iba tie, v ktorých prevláda prachovitá frakcia.

V sprašových sedimentoch sa netvoria súvislé horizonty podzemnej vody, podzemná voda sa vyskytuje v ich podloží. V sprašových sedimentoch sa často tvoria erózne ryhy a výmole.



Obr. 9.6. Sprašová stena na lokalite Nové Mesto nad Váhom-Mnešice (foto P. Liščák).

Seizmická aktivita

V blízkosti študovaného územia sa vyskytujú dve významné epicentrálne oblasti, ktoré potenciálne ovplyvňujú seizmickú dispozíciu územia. V blízkosti juhozápadného ohraničenia územia sa nachádza okraj epicentrálnej oblasti Dobrá Voda a v blízkosti východného ohraničenia sa vyskytuje epicentrálna oblasť Trenčianskych Teplíc. V epicentrálnych oblastiach bol analyzovaný vývoj seizmickej aktivity od počiatku historických záznamov o zemetraseniach. Analýza preukázala, že oproti minulosti sa seizmická aktivita zvyšuje. Prejavuje sa väčším počtom makroseizmicky zaznamenaných zemetrasení, ale s nižšou intenzitou ako v minulosti. Pri tomto trende by v blízkej budúcnosti v týchto oblastiach nemalo dôjsť k silnejším zemetraseniam (Teťák et al., 2014). Epicentrálna oblasť Dobrá Voda patrí k seizmotektonicky najaktívnejším oblastiam na území Slovenska. Od začiatku 20. storočia do roku 2001 bolo v tejto oblasti makroseizmicky pozorovaných celkovo 24 zemetrasení. Najvyššia dosiahnutá intenzita bola 6,5 – 8°

EMS-98. V ohniskovej oblasti Trenčianskych Teplic bolo od roku 1607 do roku 2006 makroseizmicky zaznamenaných 11 zemetrasení. Najvyššiu intenzitu, 6° EMS-98, dosiahli zemetrasenia v rokoch 1607, 1864 a 1988. V tejto oblasti sa od konca 20. storočia seizmická energia uvoľňuje rýchlejšie ako v minulosti. Pri tomto trende sa v súčasnosti nepredpokladá výskyt silnejších zemetrasení v tejto oblasti. Seizmická aktivita územia dosahuje hodnotu 6° EMS-98.

Hodnota *agR*, ktorá môže byť s pravdepodobnosťou 10 % prekročená počas 50 rokov (t. j. hodnota *agR* pre návratovú periódu 475 rokov), dosahuje najvyššiu hodnotu $1,1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ na malom území severne od Nového Mesta nad Váhom, v juhozápadnej časti územia dosahuje hodnotu $0,86 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ a v severovýchodnej časti (nad Trenčínom) $0,63 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ (STN EN 1998-1/NA/Z2, 2012).

Agresivita podzemnej vody

Za významný geologický faktor sa považuje aj výskyt agresívnej podzemnej vody, ktorá pôsobí na betónové konštrukcie, čím sa sťažujú podmienky výstavby. Podľa *Geochemického atlasu Slovenska*, časť *Podzemné vody* (Rapant et al., 1996), v oblasti Bielych Karpát (severná časť) ani jeden z ukazovateľov agresivity podzemnej vody nedosahuje hodnoty, ktoré znamenajú zaradenie územia ako chemicky agresívne prostredie podľa STN EN 206 (2015).

Skládky odpadu a environmentálne záťaž

V obciach sa často vyskytujú skládky odpadu, ktoré pôsobia ako lokálne zdroje znečistenia. Väčšinou ide o komunálny domový a stavebný odpad a miestami aj odpad zo živočíšnej výroby. Skládky nájdeme pri obciach Adamovské Kochanovce, Beckov, Bošáca, Dolná Súča, Dolné Srnie, Drietoma, Horná Súča, Horné Srnie, Hrabovka, Ivanovce, Kostolná-Záriečie, Melčice, Moravské Lieskové, Nemšová, Nová Bošáca, Nové Mesto nad Váhom, Trenčianska Závada, Trenčianske Bohuslavice, Trenčín a Zemianske Podhradie.

Podľa registra skládok odpadu v archíve Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra (geofondu) sa na skúmanom území Bielych Karpát (severná časť) vyskytuje 28 skládok: v 20 prípadoch ide o upravené skládky, 3 skládky sú s ukončenou prevádzkou, 4 skládky sú opustené, bez prekrytia (nelegálne skládky) a 1 skládka je odvezená.

Ekologickú záťaž predstavuje aj viacero drobných divokých skládok domového odpadu v hlbších výmoľoch a úvozoch vrátane umelých priehlbín, v dnách suchých dolín a jarkov v opustených lomoch, na okrajoch poľných a vedľajších ciest a na iných miestach v intravilánoch obcí.

Podľa registra environmentálnych záťaží sa na študovanom území vyskytuje 21 environmentálnych záťaží. Ide hlavne o staré skládky komunálneho odpadu, ale

aj čerpace stanice pohonných hmôt, priemyselné areály a iné zdroje znečistenia. Medzi environmentálne záťažové registra A (*Pravdepodobná environmentálna záťaž*) je zaradených 13 environmentálnych záťaží (tab. 9.5). V rámci registra B (*Environmentálna záťaž*) sú evidované 4 environmentálne záťažové (tab. 9.6) a do registra C (*Sanovaná/rekultivovaná záťaž*) patrí 6 environmentálnych záťaží (tab. 9.7).



Obr. 9.7. Skládka komunálneho odpadu Nové Mesto nad Váhom-Mnešice-Tušková (foto I. Dananaj).

Tab. 9.5. Environmentálne záťažové registra A (*Pravdepodobná environmentálna záťaž*) (zostavil I. Dananaj podľa SMOPAJ, 2017).

Názov EZ	Identifikátor	Obec
TN (001) / Drietoma – bývalá riadená skládka TKO	SK/EZ/TN/939	Drietoma
TN (002) / Drietoma – bývalá riadená skládka TKO Rieky	SK/EZ/TN/940	Drietoma
TN (003) / Horná Súča – neriadená skládka TKO Vlčí vrch	SK/EZ/TN/941	Horná Súča
TN (004) / Ivanovce – neriadená skládka TKO Za mlynom	SK/EZ/TN/942	Ivanovce
TN (006) / Nemšová – neriadená skládka TKO Trenčianska Závadka	SK/EZ/TN/944	Nemšová
TN (010) / Skalka nad Váhom – neriadená skládka TKO	SK/EZ/TN/948	Skalka nad Váhom
TN (011) / Štvrtok – neriadená skládka TKO	SK/EZ/TN/949	Štvrtok
TN (016) / Trenčín – bývalá riadená skládka TKO Zámostie	SK/EZ/TN/954	Trenčín

Tab. 9.5 – pokračovanie

Názov EZ	Identifikátor	Obec
TN (017) / Trenčín – Čipra plus – čistiarne	SK/EZ/TN/955	Trenčín
TN (020) / Trenčín – PaM Diesel	SK/EZ/TN/958	Trenčín
TN (021) / Trenčín – SAD	SK/EZ/TN/959	Trenčín
NM (001) / Bošáca – skládka KO Kabačkových jarek	SK/EZ/NM/523	Bošáca
NM (1923) / Beckov – sudy s ortuťou	SK/EZ/NM/1923	Beckov

Tab. 9.6. Environmentálne záťaže registra B (*Environmentálna záťaž*)
(zostavil I. Dananaj podľa SMOPAJ, 2017).

Názov EZ	Identifikátor	Obec
TN (018) / Trenčín – ČS PHM Trenčín – Záblatie	SK/EZ/TN/956	Trenčín
TN (2078) / Trenčín – Záblatie – skládka odpadu	SK/EZ/TN/2078	Trenčín
NM (011) / Nové Mesto nad Váhom – skládka KO Mnešice – Tušková (obr. 9.7)	SK/EZ/NM/533	Nové Mesto nad Váhom
NM (014) / Trenčianske Bohuslavice – areál Hydrostavu	SK/EZ/NM/536	Trenčianske Bohuslavice

Tab. 9.7. Environmentálne záťaže registra C (*Sanovaná/rekultivovaná záťaž*)
(zostavil I. Dananaj podľa SMOPAJ, 2017).

TN (016) / Trenčín – bývalá riadená skládka TKO Zámotie	SK/EZ/TN/954	Trenčín
TN (018) / Trenčín – ČS PHM Trenčín – Záblatie	SK/EZ/TN/956	Trenčín
TN (2078) / Trenčín – Záblatie – skládka odpadu	SK/EZ/TN/2078	Trenčín
NM (011) / Nové Mesto nad Váhom – skládka KO Mnešice-Tušková (obr. 9.7)	SK/EZ/NM/533	Nové Mesto nad Váhom
NM (001) / Beckov – Ranč ČS PHM Slovnaft	SK/EZ/NM/1360	Beckov
NM (004) / Moravské Lieskové – ČS PHM Slovnaft	SK/EZ/NM/1362	Moravské Lieskové

Legislatívne chránené územia prírody

Chránené územia sú významným prvkom optimálnej využiteľnosti územia (geopotenciálom), predovšetkým z rekreačného hľadiska.

Z veľkoplošných chránených území sa na mapovanom území Biele Karpaty (severná časť) nachádza Chránená krajinná oblasť (CHKO) Biele Karpaty na ploche 228,30 km².

Na mapovanom území sa nachádza aj 28 maloplošných chránených území so IV. stupňom ochrany s celkovou plochou 1,94 km². Medzi prírodné rezervácie, ktorých plocha zaberá celkovo 1,21 km², sú zaradené: Krasín (v katastri obce Dolná Súča), Jachtár (Drietoma), Hornozávarska mokraď (Horná Súča), Debšín (Horná Súča), Zamarovské jamy (Zamarovce a Kubrá), Turecký vrch (Nové Mesto nad Váhom a Trenčianske Bohuslavice), Prepadlisko (Kostolná-Záriečie), Kobela (Nové Mesto nad Váhom), Hájnica (Trenčianske Bohuslavice).

K prírodným pamiatkam s celkovou plochou 0,73 km² patria: Včelíny (Horná Súča), Rajkovec (Horné Srnie), Podsalašie (Horná Súča), Mravcové (Nová Bošáca), Lopeníček (Nová Bošáca), Kurinov vrch (Adamovské Kochanovce), Grúň (Nová Bošáca), Drietomica (Drietoma), Blažejová (Nová Bošáca), Bestinné (Nová Bošáca), Baricovie lúky (Moravské Lieskové), Petrová (Chocholná-Velčice), Súčanka (Dolná Súča, Hrabovka, Skala a Skalská Nová Ves), Haluzická tiesňava (Haluzice), Drietomské bradlo (Drietoma), Opatovská jaskyňa (Opatová).

K územiám európskeho významu patrí 16 lokalít s celkovou plochou 37,71 km². Ide o lokality Kobela, Lukovský vrch, Váh pri Zamarovciach, Krasín, Holubyho kopanice, Lipníkovci, Mituchovci, Tlstá hora, Prepadlisko, Turecký vrch, Jachtár, Stehlíkovci, Kurinov vrch, Hájnica, Drietomské bradlo a Vlára.

Vyskytujú sa tú aj chránené stromy. Spolu ide o 51 gaštanov jedlých (*Castanea sativa* MILL.) v lokalitách Gaštanica, Nová hora a Gaštany na Vinohradoch.

Na mapovanom území sa nevyskytujú žiadne chránené vtáčie územia.

10. NERASTNÉ SUROVINY

Územie regiónu Biele Karpaty (severná časť) je zaujímavé pestrosťou geologickej stavby, no z hľadiska rozmanitosti zastúpenia ložísk nerastných surovín je pomerne chudobné. Sú tu zastúpené len nerudné suroviny, a to predovšetkým stavebné suroviny ako napr. stavebné kamene, štrkopiesky a tehliarske suroviny, z ktorých len veľmi malá časť sa v súčasnosti ťaží (obr. 10.1, tab. 10.1).

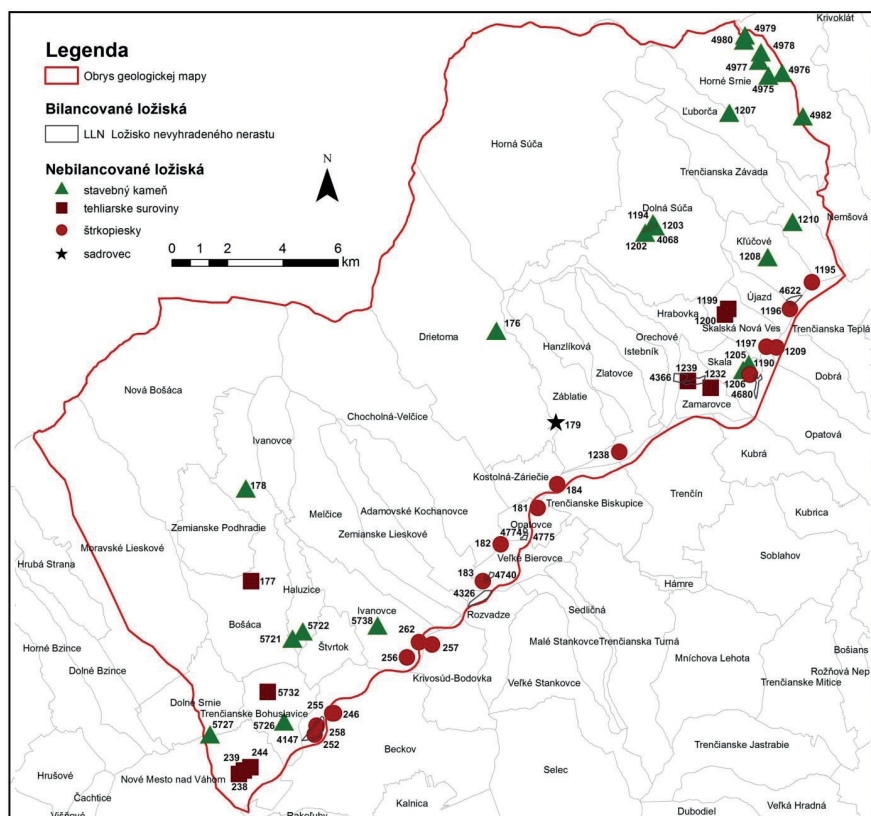
V minulosti sa v tomto území takisto ťažili stavebné suroviny, ale išlo predovšetkým o miestnu ťažbu obcí, resp. jednotlivých obyvateľov. Väčšina lomov, štrkovní a hlinísk bola otvorená po 2. svetovej vojne ako zdroj suroviny na stavbu ciest a domov. Niektoré ložiská sa využívali pri výstavbe kanála Váhu a hydrocentrály, ale aj na výstavbu železničných tratí a pod. Ťažba na väčšine ložísk bola sezónna a surovina sa triedila ručným spôsobom. Najväčší rozsah ťažby bol v 50. rokoch 20. storočia. Odvtedy bola väčšina malých lomov, štrkovísk a hlinísk opustená.

Na stavebné účely sa ťažili strednotriasové vápence (Haluzice 1, Mnešice 1, Trenčianske Bohuslavice 2), krinoidové vápence strednej až vrchnej jury (Dolná Súča, Horné Srnie-Čakanov) a spodnokriedové organodetrilitické vápence (Skala). Ťažili sa aj paleogénne eocénne pieskovce [Horné Srnie-Rajkovec, Horné Srnie (Čakanov-Rybníky) a Horné Srnie-Sietne].

Štrkopiesky sa v súčasnosti ťažia na ložiskách nevyhradeného nerastu (Opatová, Klúčové, Opatovce-juh 1 a Opatovce-juh 2). V minulosti sa ťažili aj ložiská Klúčové-Luborča, Skalská Nová Ves a Trenčianska Teplá.

Z tehliarskych surovín sa v tejto oblasti nachádzajú kvartérne spraše a sprašové hliny, ktoré sa ťažili v minulosti na výrobu plných tehál a škridiel na miestne účely (Bošáca, Mnešice I, II, Trenčianske Bohuslavice-1 a Trenčín II a III).

Ložiskový výskyt sadrovca a anhydritu sa zistil pri obci Záblatie, v minulosti sa ťažili jeho pripovrchové akumulácie.



Obr. 10.1. Bilancované ložiská: 4 068 – Dolná Súča, 4 740 – Veľké Bierovce, 4 326 – Rozvadze, 4 680 – Opatová, 4 622 – Kľúčové, 4 147 – Beckov III-Prúdky, 4 774 – Opatovce-juh 1, 4 775 – Opatovce-juh 2, 4 366 – Zamarovce. Nebilancované ložiská: 5 722 – Haluzice-2, 4 975 a 4 976 – Horné Srnie-Rajkovec, 4 979 – Horné Srnie (Čakanov-Ryb-
níky), 4 982 – Horné Srnie-Sietne, 1 207 – Ľuborča, 4 980 – Horné Srnie-Čakanov, 1 194, 1 202 a 1 203 – Dolná Súča, 176 – Drietoma, 5 721 – Haluzice-1, 4 977 a 4 978 – Horné Srnie-Čakanov, 5 738 – Ivanovce-1, 1 208 – Kľúčové, 1 210 – Ľuborča, 5 727 – Mnešice-1, 1 190 a 1 205 – Skala, 5 726 – Trenčianske Bohuslavice-2, 178 – Zabudša, 255 – Beckov, 252 – Beckov-Prúdky, 184 – Kostolná-Záriečie, 1 209 – štrkopiesky v koryte Váhu, úsek Borčice – Dobrá, 262 – štrkopiesky v koryte Váhu, úsek Nové Mesto nad Váhom – Kri-
vosúd-Bodovka, 258 – Trenčianske Bohuslavice, 183 – Veľké Bierovce, 246 – Žilina – Komárno (ložisko 30-D), 256 – Žilina – Komárno (ložisko 31-D), 257 – Žilina – Komárno (ložisko 32-D), 182 – Žilina – Komárno (ložisko 33-D), 181 – Žilina – Komárno (ložisko 34-D), 1 195 – Kľúčové-Ľuborča, 1 197 a 1 206 – Skalská Nová Ves, 1 196 – Trenčianska Teplá, 1 238 – Trenčín (Žilina – Komárno, ložisko 36-D), 177 – Bošáca, 238, 239 a 244 – Mnešice I, II, 1 199 a 1 200 – Skalská Nová Ves, 5 732 – Trenčianske Bohuslavice-1, 1 232 – Trenčín II a III, 1 239 – Zamarovce, 179 – Záblatie (zostavil D. Kúšik).

Tab. 10.1. Zoznam ložísk nerastných surovín regiónu Biele Karpaty (severná časť). Podrobná charakteristika ložísk je uvedená v záverečnej správe k mape (Pešková et al., 2020) (zostavil D. Kúšik).

ID	Názov ložiska	Nerast	Typ	x JTSK	y JTSK
BILANCOVANÉ LOŽISKÁ					
LOŽISKÁ NEVYHRADENÉHO NERASTU					
4 068	Dolná Súča	stavebný kameň	vápenec	-498 026,13	-1 196 664,35
4 366	Zamarovce	tehliarske suroviny		-496 961,22	-1 202 070,99
4 740	Veľké Bierovce	štrkopiesky a piesky		-503 854,22	-1 209 244,79
4 326	Rozvadze	štrkopiesky a piesky		-504 166,30	-1 210 014,32
4 680	Opatová	štrkopiesky a piesky	štrky	-494 177,58	-1 202 328,57
4 622	Kľúčové	štrkopiesky a piesky		-492 854,96	-1 199 254,25
4 147	Beckov III-Prúdiky	štrkopiesky a piesky		-510 122,98	-1 214 788,19
4 774	Opatovce-juh 1	štrkopiesky a piesky	štrky	-502 558,66	-1 207 572,27
4 775	Opatovce-juh 2	štrkopiesky a piesky	štrky	-502 591,31	-1 207 846,01
NEBILANCOVANÉ LOŽISKÁ					
5722	Haluzice-2	stavebný kameň	dolomit	-510 600,62	-1 211 224,45
1208	Kľúčové	stavebný kameň	vápenec	-493 794,28	-1 197 719,46
5721	Haluzice-1	stavebný kameň	vápenec	-510 968,43	-1 211 486,49
5726	Trenčianske Bohuslavice-2	stavebný kameň	vápenec	-511 272,18	-1 214 478,63
5727	Mnešice-1	stavebný kameň	vápenec	-513 949,78	-1 214 950,14
5738	Ivanovce-1	stavebný kameň	vápenec	-507 896,77	-1 211 016,97
1207	Ľuborča	stavebný kameň	pieskovec	-495 177,80	-1 192 506,90
4975	Horné Smrie-Rajkovec	stavebný kameň	pieskovec	-493 272,45	-1 191 070,36
4976	Horné Smrie-Rajkovec	stavebný kameň	pieskovec	-493 771,87	-1 191 170,49
4979	Horné Smrie (Čakanov-Rybníky)	stavebný kameň	pieskovec	-494 614,35	-1 189 718,41

Tab. 10.1 – pokračovanie

ID	Názov ložiska	Nerast	Typ	x JTSK	y JTSK
4982	Horné Smrie-Sietne	stavebný kameň	pieskovec	-492 993,38	-1 192 823,63
4980	Horné Smrie-Čakanov	stavebný kameň	pieskovec, zlepenec	-494 647,11	-1 189 904,83
176	Drietoma	stavebný kameň	vápenec	-503 604,09	-1 200 379,03
178	Zabudišová	stavebný kameň	vápenec	-512 655,69	-1 206 072,09
1190	Skala	stavebný kameň	vápenec	-494 478,95	-1 201 580,11
1194	Dolná Súča	stavebný kameň	vápenec	-497 942,57	-1 196 502,26
1202	Dolná Súča	stavebný kameň	vápenec	-498 225,06	-1 196 837,11
1203	Dolná Súča	stavebný kameň	vápenec	-497 869,19	-1 196 613,66
1205	Skala	stavebný kameň	vápenec	-494 681,68	-1 201 789,36
1210	Luborča	stavebný kameň	vápenec	-492 896,43	-1 196 445,50
4977	Horné Smrie-Čakanov	stavebný kameň	vápenec	-494 036,84	-1 190 322,96
4978	Horné Smrie-Čakanov	stavebný kameň	vápenec	-493 886,59	-1 190 350,56
180	Nozdrkovec (Žilina – Komárno, ložisko 35-D)	štrkopiesky		-500 527,87	-1 206 077,75
181	Žilina – Komárno (ložisko 34-D)	štrkopiesky		-502 191,59	-1 206 846,74
182	Žilina – Komárno (ložisko 33-D)	štrkopiesky		-503 441,77	-1 208 086,12
183	Veľké Bierovce	štrkopiesky		-504 080,99	-1 209 414,79
184	Kostolná-Záriečie	štrkopiesky		-501 401,63	-1 205 914,40
237	Beckov – Nové Mesto nad Váhom (Zelená voda)	štrkopiesky		-510 762,40	-1 216 168,94
246	Žilina – Komárno (ložisko 30-D)	štrkopiesky		-509 531,15	-1 214 180,68
252	Beckov-Prúdiky	štrkopiesky		-510 166,05	-1 214 953,21
255	Beckov	štrkopiesky		-509 464,55	-1 214 180,44

Tab. 10.1 – pokračovanie

ID	Názov ložiska	Nerast	Typ	x JTSK	y JTSK
256	Žilina – Komárno (ložisko 31-D)	štrkopiesky		-506 825,36	-1 212 165,67
257	Žilina – Komárno (ložisko 32-D)	štrkopiesky		-505 923,20	-1 211 705,44
258	Trenčianske Bohuslavice	štrkopiesky		-510 097,72	-1 214 632,08
1195	Kľúčové-Luborča	štrkopiesky		-492 190,77	-1 198 628,96
1196	Trenčianska Teplá	štrkopiesky		-492 985,69	-1 199 592,67
1197	Skalská Nová Ves	štrkopiesky		-493 833,40	-1 200 956,06
1206	Skalská Nová Ves	štrkopiesky		-494 434,58	-1 201 961,74
1238	Trenčín (Žilina – Komárno, ložisko 36-D)	štrkopiesky		-499 158,14	-1 204 751,98
262	Štrkopiesky v koryte Váhu, úsek Nové Mesto nad Váhom – Krivosúd-Bodovka	štrkopiesky		-506 394,11	-1 211 615,29
1209	Štrkopiesky v koryte Váhu, úsek Borčice – Dobrá	štrkopiesky		-493 469,45	-1 200 983,62
177	Bošáca	tehliarske suroviny		-512 461,07	-1 209 414,52
238	Mnešice I, II	tehliarske suroviny		-512 919,25	-1 216 418,46
239	Mnešice I, II	tehliarske suroviny		-512 725,95	-1 216 250,50
244	Mnešice I, II	tehliarske suroviny		-512 487,26	-1 216 136,05
1199	Skalská Nová Ves	tehliarske suroviny		-495 220,65	-1 199 588,59
1200	Skalská Nová Ves	tehliarske suroviny		-495 334,71	-1 199 793,01
1232	Trenčín II a III	tehliarske suroviny		-495 764,96	-1 202 437,15
1239	Zamarovce	tehliarske suroviny		-496 439,53	-1 202 253,26
5732	Trenčianske Bohuslavice-1	tehliarske suroviny		-511 860,67	-1 213 416,05
LOŽISKOVÝ VÝSKYT					
179	Záblatie	sadrovec, anhydrit		-501 414,32	-1 203 560,32

11. PETROLÓGIA KLASTICKÝCH SEDIMENTOV

Pri riešení úlohy zostavenia geologickej mapy Bielych Karpát sa systematicky mikroskopicky študovali vzorky pieskovcov s cieľom riešenia ich kompozície a petrogenetických súvislostí. Klasické petrografické štúdium bolo doplnené petrologickým štúdiom s analytickou podporou elektrónového mikroanalýzátora EPMA na precíznu kvalitatívnu identifikáciu hlavných horninotvorných a akcesorických ťažkých minerálov. Petrologický výskum pomocou EPMA nahradil klasicky zaužívanú analýzu ťažkých minerálov, t. j. metódu, ktorá bola časovo oveľa náročnejšia. Použitie EPMA prinieslo výhodu, ktorou je presná identifikácia minerálov na základe EDS spektier. Dôležité minerály ako granáty, chloritoid, spinely alebo fosfáty boli analyzované mikrochemicky. Zistené výsledky sa následne znázorňovali na geografickej mape.

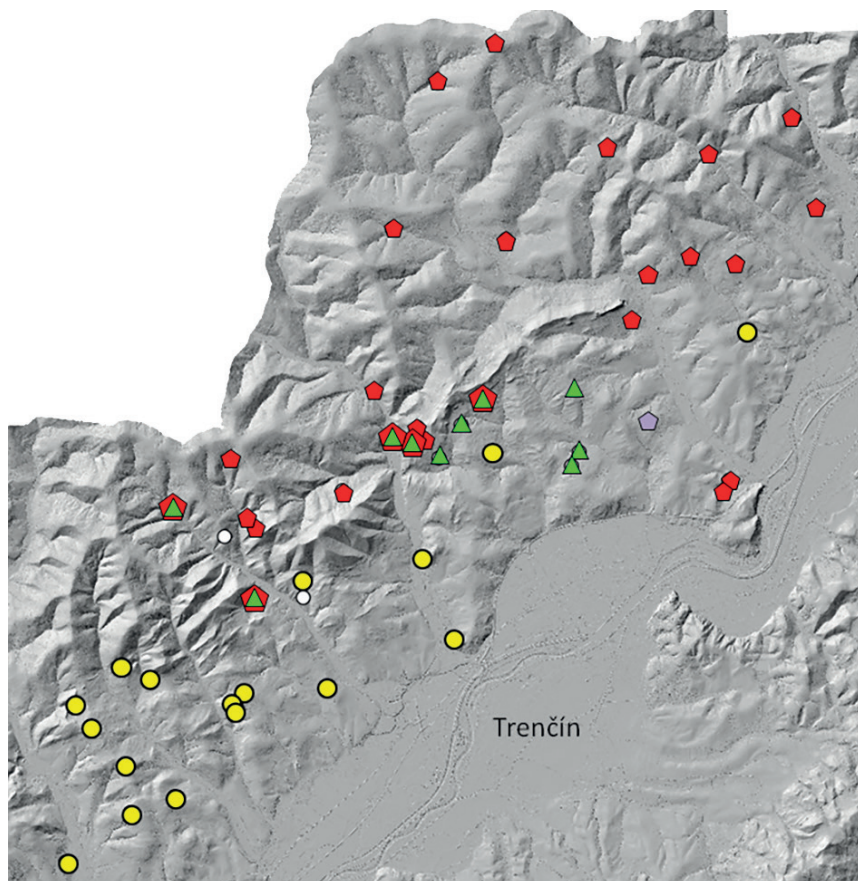
Systematické petrologické štúdium 40 vzoriek z celej oblasti terénneho výskumu po spracovaní kvalitatívnych mineralogických údajov, chemických EPM analýz, medzivzorkových korelácií a geografickej vizualizácie prinieslo niekoľko principiálnych zistení.

Na zložení asociácie ťažkých minerálov sa podieľa: zirkón, monazit, xenotím, apatit, spinel, granát, chloritoid, rutil, leukoxén, barit, pyrit, oxidy Fe, bližšie neurčené fázy TiO_2 , Fe-Ti oxidy (ilmenit, magnetit), titanit, plagioklasy (albit – oligoklas), K-živec (ortoklas), muskovit, biotit, chlorit, turmalín, sfalerit, dolomit, kaolín a alumofosfáty vzácnych zemín (Al-P-REE). Prítomnosť detritického muskovitu je regionálna. Nebola identifikovaná vzorka, v ktorej by muskovit absentoval. Fázy ako sfalerit, pyrit, minerály FeOOH , kaolinit, niekedy aj barit, dolomit a fosfáty sú autigénnej alebo diagenetickej povahy. Ich prítomnosť vypovedá o fyzikálnych vlastnostiach sedimentárneho prostredia. Forma autigénnych minerálov FeS_2 – FeOOH sa mení od framboidálneho pyritu cez kombinovanú asociáciu $\text{FeS}_2/\text{FeOOH}$ až po agregáty čistého FeOOH , čo dokazuje zmeny oxidačno-redukčných podmienok prostredia sedimentujúceho materiálu. Asociácia biotit + Fe-Ti oxidy vytvára lokálne zóny obohatenia a môže svedčiť o prítomnosti vulkanoklastického materiálu ako prejavu synsedimentárneho vulkanizmu. Pri geografickom spracovaní výsledkov EPMA štúdia sa zistila dôležitá systematická regionálna distribúcia detritických minerálov granátu a chloritoidu, ktorá je v rámci geografie územia zonálna (pozri schematickú mapu na obr. 11.1).

Vzorky pieskovcov vytvárajú na mapovanom území Bielych Karpát zonálne rozmiestnenie, pričom možno rozlíšiť:

- samostatnú zónu pieskovcov bez prítomnosti detritického granátu a chloritoidu,
- samostatnú zónu pieskovcov s prítomnosťou chloritoidu, ale bez granátu,
- samostatnú zónu pieskovcov s prítomným chloritoidom a granátom,
- samostatnú zónu pieskovcov s granátom bez prítomnosti chloritoidu.

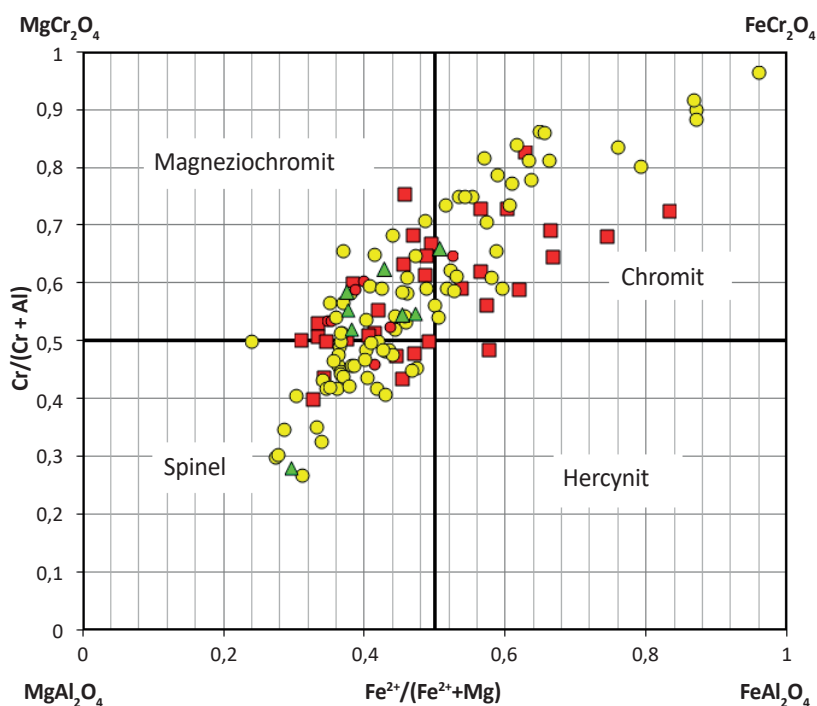
Prechod medzi identifikovanými zónami s granátom a chloritoidom je difúzny, čo naznačuje postupné zmeny v zastúpení zdrojových oblastí detritického materiálu a príslušnú konfiguráciu sedimentačných priestorov. Priebeh zóny pieskovcov s chloritoidom a granátom koreluje so súčasnou pozíciou bradlového pásma. Zdrojom chloritoidu, na ktorého prítomnosť sa viaže aj zvýšený obsah xenotímu, sú chloritoidové bridlice so zložením chloritoid + chlorit + muskovit + albit +/- kremeň +/- epidot, ktoré boli identifikované ako litoklasty v detrite polymiktných pieskovcov a zlepcov.



Obr. 11.1. Mapa distribúcie granátu a chloritoidu (Demko, 2020) v sedimentoch Bielych Karpát na geografickom podklade DMR 5.0. Farebne sú odlíšené vzorky s prítomnosťou alebo bez prítomnosti granátu a chloritoidu ako základných indexových minerálov sedimentov Bielych Karpát (červené symboly – vzorky s granátom, zelené symboly – vzorky s chloritoidom, žlté symboly – vzorky bez chloritoidu a granátu) (zostavil R. Demko).

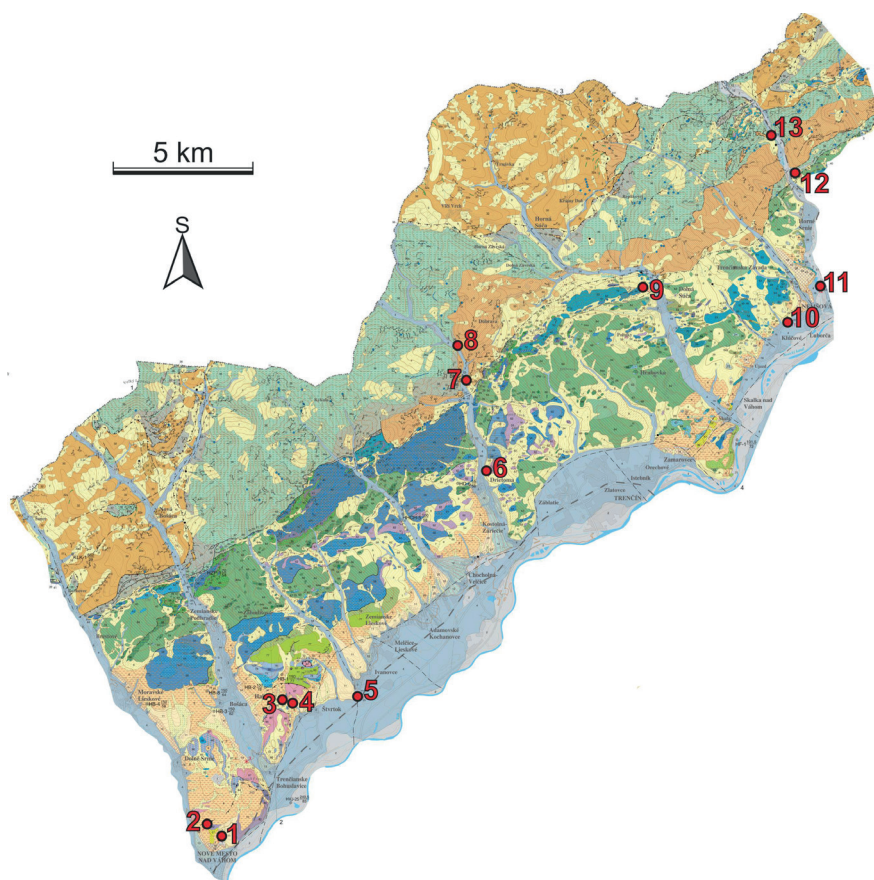
Chemické zloženie detritických granátov je rovnaké, ako bolo identifikované v pieskoch Podunajskej nížiny (Demko, 2021) sedimentačných oblastí riek Nitra, Žitava a Hron. To naznačuje, že zdrojom granátov v pieskovcoch Bielych Karpát mohli byť oblasti s podobnou geologickou stavbou, ako majú Vnútné Západné Karpaty.

Mikrochemicky analyzovaný detrit spinelov ukázal systematickú prítomnosť v celom študovanom regióne Bielych Karpát (obr. 11.2). Zaujímavosťou chemického zloženia spinelov je nízky obsah TiO_2 (< 1 hmot. %), ktorý spresňuje litologický charakter zdroja spinelu. Boli ním oceánske ofiolitové komplexy obsahujúce peridotity s harzburgitovým zložením.



Obr. 11.2. Chemické zloženie analyzovaných detritických spinelov z klastických sedimentov Bielych Karpát s nízkym obsahom TiO_2 (< 1 hmot. %) dokladá zastúpenie oceánskych peridotitov s harzburgitovým zložením v zdrojovej oblasti sedimentárneho materiálu (farebné rozlíšenie zodpovedá zonálnej priestorovej distribúcii pieskovcov s granátom (červené), chloritoidom (zelené) a bez granátu a bez chloritoidu (žlté) (pozri mapu na obr. 11.1) (zostavil R. Demko).

12. VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY



Obr. 12.1. Mapa lokalizácie vybraných významných geologických lokalít regiónu Biele Karpaty (severná časť) (zostavili F. Teťák, M. Olšovský a O. Pelech).

Z množstva zaujímavých a dôležitých lokalít regiónu sme podľa kritéria dobrej dostupnosti lokality, predpokladu zachovania dobrého odkrytia odkryvov a rovnomerného zastúpenia litostratigrafických jednotiek zvolili 13 významných geologických lokalít (obr. 12.1). Odkryvy v neťažených lomoch a zárezoch ciest podliehajú pomerne rýchlo zasypaniu sutinou a zarasteniu vegetáciou, preto sa stav uvedených lokalít môže časom meniť.

1. Mnešice (Nové Mesto nad Váhom)

Lokalizácia/prístup: Mnešice sú časťou mesta Nové Mesto nad Váhom v Poľvažskom podolí. Ležia 1 km severne od mesta medzi potokom Klanečnica a železničnou traťou č. 120. Nachádzajú sa na ceste z Nového Mesta nad Váhom do obce Dolné Srnie a 1 km od cesty 1. triedy č. 61 neďaleko koryta Váhu smerom do Trenčína. Lokalita sa nachádza na okraji južného výbežku Bielych Karpát nazývanom Na prepadliskách nad sútokom Váhu a potoka Klanečnica.

GPS: N 48° 46' 23,16"; E 17° 50' 40,91"

Stratigrafické zaradenie: kvartér (pleistocén: mindelský až würmský glaciál).

Opis lokality. Pokiaľ ide o charakter sedimentov, na lokalite Nové Mesto nad Váhom-Mnešice (obr. 12.2) vystupujú sprae oddelené niekoľkými horizontmi fosílnych pôd s archeologickými kultúrami starého paleolitu. Hrúbka profilu je 30 m. Sprae sa tvorili od mindelského (elsterského) až do würmského (viselského) glaciálu (ca od 445 000 až do 10 000 rokov BP). Obsahujú nálezy malakofauny typickej pre chladnú glaciálnu klímu (ako napr. *Vallonia tenuilabris*, *Pupilla loes-*



Obr. 12.2. Mnešice – pôvodne jeden z najlepších sprašových profilov na Slovensku, dnes skládka odpadu. Tmavšie pruhy predstavujú fosílné pôdy (foto P. Liščák).

sica, *Chondrula tridens*...), ako aj miernu klímu (napr. *Vallonia costata*), alebo aj teplejšiu klímu (suchomilný druh *Helicopsis striata*) (Kernátsová, 1997). Interklaciálne podmienky reprezentujú druhy ako napr. *Helicigona banatica*, *Cochlodina laminata* a *Aegopinella minor*. Vývoj sedimentov a nálezy malakofauny dokazujú striedanie klimatických podmienok, ako aj zmeny vzhľadu krajiny v čase. Prostredie sa menilo od parkovej tajgy až po stepnú krajinu. Počas teplejších výkyvov – tzv. interštadiálov – sa na povrchu spráší vytvárali pôdy. Podnebie v tom čase bolo teplejšie a vlhkejšie.

Archeologické nálezy. Lokalita Nové Mesto nad Váhom-Mnešice patrí k významným náleziskám paleolitických kultúr: clactonienskej, levalloiskej, moustérienskej, szeletienskej a gravettienskej. Niektoré nálezy predstavujú jedny z najstarších stôp pobytu človeka na Slovensku. Ide o hrubo opracované kamenné nástroje, dosiaľ známe len z Mnešíc, terás Dunaja v dnešnej Bratislave a ojedinelé nálezy z Myjavskej pahorkatiny. Ich interpretácia je veľmi zložitá, pretože nie vždy je možné rozoznať skutočné artefakty (t. j. predmety vyrobené ľudskou rukou) od náhodne otlčených tvarov vzniknutých prírodnou činnosťou. V Mnešiciach sa našli aj nálezy z eneolitu, popolnicové sídlisko z mladšej doby bronzovej a veľkomoravské hroby.

2. Kobela – lom (Nové Mesto nad Váhom)

Lokalizácia/prístup: severne od Nového Mesta nad Váhom. Najlepší prístup je z poľnej cesty v blízkosti prírodnej rezervácie Kobela.

GPS: N 48° 46' 41,95"; E 17° 50' 10,21"

Stratigrafické zaradenie: neogénne (egenburské) kalkarenity.

Opis lokality. Na juhozápadnom cípe regiónu sú na triasových dolomitoch zachované klastické vápence, karbonátové zlepenice a pieskovce – kalkarenity. Nachádzajú sa na lokalitách na západ a na juh od kóty 275 Prepadliská (Pod hradskou, Pod Kobelou, Kobela, Mnešice). Na lokalite Kobela a južne od nej (pod el. vedením) ide o sústavu bývalých menších lomov, v minulosti zrejme využívaných na stavebný kameň. Sedimenty reprezentujú štruktúrne nezrelé, slabo opracované, subhorizontálne uložené lavicovité klastické karbonáty (klasty od 0,5 do 3 cm). Zloženie týchto klastických karbonátov pochádza najmä z wettersteinských vápencov. V blízkosti kóty Prepadliská v úlomkoch detritického vápenca spod reseedimentovanej sprašovej hliny sa našli až 5 cm klasty wettersteinských vápencov. V detritických vápencoch (700 m na ZSZ od k. Prepadliská) boli identifikované hrubostenné lastúrniky. Na lomových stenách, ale aj na povrchových odkryvoch (Pod hradskou) badať na povrchu krasovatenie. Menšie lomy situované 325 až 400 m na JJZ od k. Prepadliská (N 48° 46' 37,43", E 17° 50' 13,68" + N 48° 46' 34,20", E 17° 50' 14,20") okrem rezervácie Kobela, ku ktorej vedie poľná cesta, sú pre hustú vegetáciu počas letných mesiacov ťažšie prístupné. V nich sa nachádzajú vrstvitité hrubozrnné monomiktne karbonátové zlepenice.

3. Haluzice – lom

Lokalizácia/prístup: zárez za budovou Obecného úradu v Haluziciach.

GPS: N 48° 49' 17,25";
E 17° 52' 1,86"

Stratigrafické zaradenie: vrchnotriasové dolomity (norik), hlavný dolomit.

Opis lokality. Veľký umelý odkryv v hlavných dolomitoch hrušovského príkrovu hronika sa nachádza za Obecným úradom v Haluziciach (obr. 12.3). V minulosti slúžil ako lom na stavebný kameň. Nachádzajú sa tu hrubolavicovité, lavicovité až doskovité sivé dolomity vrchnotriasového veku, uklonené asi 40° na SV. Južnejšie v ich nadloží sú zachované fragmenty dachsteinských vápencov. Obidva členy reprezentujú spodnú šupinu hrušovského príkrovu hronika. Nadložná šupina (Hájnica) obsahuje identický litologický inventár.



Obr. 12.3. Pohľad na hrubolavicovité telesá hlavného dolomitu (Haluzice, pri obecnom úrade) (foto M. Olšovský).

4. Haluzice – tiesňava (chránený prírodný výtvor)

Lokalizácia/prístup: vstup do tiesňavy nachádzajúcej sa v. od obce je z vedľajšej cesty smerom od Obecného úradu v Haluziciach.

GPS: N 48° 49' 21,24"; E17°52'7,45"



Obr. 12.4. Zvetrané, tektonicky porušené hlavné dolomity vo vrchných častiach Haluzickej tiesňavy (foto M. Olšovský).

Stratigrafické zaradenie: vrchnotriasové dolomity (norik), hlavný dolomit.

Opis lokality. Na lokalite sa nachádzajú vrchnotriasové dolomity hrušovského príkrovu hronika (obr. 12.4). Samotná tiesňava vznikla spätnou eróziou Haluzického potoka v dôsledku výzdvihu masívu Hájnice spoločne s masívom Ostrej hory. Tiesňava vznikla v tektonicky značne porušených vrchnotriasových

vých dolomitoch, ktoré ľahko podliehali erózii a umožnili vznik údolia s charakterom hlboko zarezanej tiesňavy. Vyzdvihnutá časť je segmentovaná preferovanými zlomami, resp. prešmykovými líniami sz.-jv. smeru. Celý masív bol prekrytý eolickými sprašovými sedimentmi mladopleistocénneho veku, ktorých zvyšky sa nachádzajú zhruba 200 m na S od vstupu do tiesňavy. Nežiaduca erózia nakoniec podnietila vznik technicko-stavebnej pamiatky v podobe kamenných prehrádzok na toku Haluzického potoka.

5. Ivanovská skala

Lokalizácia/prístup: lom a zárez železnice, na mape označovaný ako kóta 216 južne od obce Ivanovce. Prístup je autom z cesty 1. triedy č. 61, parkovanie je možné na vedľajšej ceste, rovnobežnej s Ivanovským potokom. Prístup pešo je možný aj cez polia z južného okraja obce Ivanovce.

GPS: N 48° 49' 32,45"; E 17° 54' 22,23"

Stratigrafické zaradenie: spodná krieda a kvartér.

Opis lokality. Severná časť lokality sa využívala ako lom na kameň. Umelý odkryv v južnej časti vznikol ako zárez pri stavbe železnice. V lome vystupujú spodnokriedové sedimenty zliechovskej jednotky fatrika. V severnej časti lomu dominujú lavicovité až masívne sivé vápence so žilkami, ktoré patria do osnického súvrstvia. V ich nadloží v južnej časti lokality vystupujú aj sivé, prípadne sivozelené slienité bridlice, resp. bridličnaté ílovité vápence mraznického súvrstvia. Vo vyššej (neprístupnej) časti lomovej steny (severná časť lokality) možno pozorovať výplne pravdepodobne paleokrasových dutín. V záreze železnice (južná časť lokality) možno pozorovať vo vápencoch výplne krasových dutín (špalty) generálne zsz.-vjv. smeru. Ide o červenohnedé až bordové piesčito-ílovité hliny a drobné až strednozrné štrky. Na základe paleontologických nálezov makrofauny stavovcov sa zaraďujú do vrchného pliocénu a ku kolárovskému súvrstviu (MN15; Fejfar a Heinrich, 1985). Uvedená stavba je prekrytá mladšími sprašami.

6. Drietoma – Drietomské bradlo (masív Ostrá hôrka)

Lokalizácia/prístup: západné svahy masívu kóty 385 Ostrá hôrka na severovýchodnom okraji obce Drietoma. Prístup je možný osobným automobilom po poľnej ceste smerom na sever od odbočky k cintorínu.

GPS: N 48° 54' 2,8"; E 17° 57' 18,2"

Stratigrafické zaradenie: vrchnotriasové sedimenty karpatského keuperu (norik).

Opis lokality. Sedimenty karpatského keuperu vystupujú v masíve Ostrá hôrka (obr. 12.5 a 12.6). Odkryvy v pestrých, štruktúrne nezrelých zlepencoch s ílovito-piesčitým cementom sa nachádzajú tesne nad asfaltovou cestou v priestore prírodnej pamiatky Drietomské bradlo. Na odkryvoch možno pozorovať veľmi strmý úklon vrstvitosti. Klasty zlepenčov do veľkosti 15 – 20 cm v ílovito-pies-

čítom cemente predstavujú resedimentované pestré klastické dolomity samotného keuperu. Nad nimi sa nachádzajú odkryvy vo svetlých kremenných arkózach. Pestré dolomitové zlepence v asociácii s kremennými arkózami až kremennými zlepenkami sa nachádzajú aj vyššie, presnejšie 66 m na ZJZ od vrcholovej časti Ostrej hôrky vo výške 370 m n. m., kde sa dajú vidieť ukázkové vzorky týchto netypických keuperských sedimentov. V Západných Karpatoch sú známe len z niekoľkých lokalít z tatrika a veporika (Žiar, Lúčanská Fatra, Starohorské vrchy, Vysoké Tatry). Neďaleko odkryvov pestrých zlepenčov vo výške 310 m n. m. sa nachádzajú prieskumné štôlne neznámeho veku vyhlíbené v pestrých, výrazne tenkovrstvovitých laminovaných pieskovcoch.



Obr. 12.5. Štruktúrne nezrelé zlepence na lokalite Drietomské bradlo obsahujú 5 – 10 cm klasty drobnozrnných dolomitových zlepenčov v ílovito-piesčitom cemente (foto M. Olšavský).



Obr. 12.6. Dolomitové zlepence s pestrým, štruktúrne nezrelým materiálom pochádzajúcim z autoerodovaných intrabázénových vrchnotriasových dolomitov (foto M. Olšavský).

7. Drietomská dolina – Mrázikovci (lom/zárez cesty)

Lokalizácia/prístup: starý lom/zárez nad cestou č. E50 j. od Mrázikovcov medzi odbočkami na Brúsne a Hornú Súču.

GPS: N 48° 55' 44,9"; E 17° 56' 30,7"

Stratigrafické zaradenie: bielokarpatská jednotka – svodnické súvrstvie – chabovské vrstvy.

Opis lokality. Na lokalite dominujú kremenno-karbonátové pieskovce s vrstvami hrubými 30 až 120 cm. Pieskovce sú masívne až nevýrazne paralelne laminované, strednozrnné (menej jemno- až hrubo- zrnné), s muskovitom a rastlinnou drvinou. Hrdzavo zvetrávajúce pieskovce vytvárajú Liesegangove obrazce. Bola tu pozorovaná aj bioturbácia *Zoophycos*. Medzi hrubými vrstvami pieskovcov vystupujú vrstvičky siltových ílovcov až siltovcov hrubé len 2 až 7 cm. Sú sivé, nevápnité, šupinkovité, s muskovitom a s rastlinnou drvinou.

8. Drietomská dolina (zárez cesty)

Lokalizácia/prístup: dva väčšie a niekoľko menších zárezov nad hlavnou cestou 800 m sz. nad odbočkou do Hornej Súče.

GPS: N 48° 56' 23,9"; E 17° 56' 06,7"

Stratigrafické zaradenie: bie-lokarpatská jednotka – lopenické súvrstvie – drietomické vrstvy.

Opis lokality. V zárezoch je niekoľko zaujímavých odkryvov v drietomických vrstvách a smerom na juh aj v chabovských vrstvách.

Od podložia (zo SZ) do nadložia (na JV) sa odkryv začína vyše 5 m hrubým horizontom tvoreným 1 až 1,5 m hrubými lavicami masívnych strednozrnných až nevýrazne laminovaných (doskovitých) jemnozrnných kremenno-karbonátových pieskovcov (bez ílovcov). Nasleduje vyše 6 m drobnozrnného zlepenca s klastami veľkými 20 (50) mm (obr. 12.7). Miestami je slabšie litifikovaný.

Ďalej do nadložia v druhom odkryve vystupujú dve fácie, typické skôr pre javorinské vrstvy: tenko vrstvená fácia a stredne až hrubo vrstvená fácia. Medzi horizontmi stredne až hrubo vrstvenej fácie hrubými 5 až 4 m (strednozrnné masívne až jemnozrnné, nevýrazne laminované kremenno-karbonátové pieskovce vo vrstvách hrubých 15 až 150 cm sú prevrstvené siltovými intervalmi s muskovitom hrubými do 8 cm) je horizont tenko vrstvenej fácie hrubý 1 m (vrstvy kremenno-karbonátových pieskovcov hrubé 1 až 10 cm so zelenosivými siltovými ílovcami do 4 cm, 15 vrstiev/m).

9. Krasín (lom)

Lokalizácia/prístup: k lokalite je možný prístup po poľnej ceste (v roku 2019 zjazdna osobným automobilom) z odbočky z hlavnej cesty severne od obce Dolná Súča.



Obr. 12.7. Hrubé až amalgamované vrstvy pieskovcov až zlepcov drietomických vrstiev (smerom do nadložia pokračujú do flyšových sedimentov, typických skôr pre javorinské vrstvy) (foto F. Teťák).

GPS: N 48° 57' 48,9"; E 18° 1' 30,7"

Stratigrafické zaradenie: čorštynská jednotka, smolegowské súvrstvie, krasínska brekcia, walentowska brekcia (jura – spodná krieda).

Opis lokality. Lom tvorí východné zakončenie hrebeňa kóty 504 Krasín (obr. 12.8). Tektonicky patrí k čorštynskej jednotke (Mišík et al., 1994; Aubrecht a Szulc, 2006). V lome vystupujú viaceré litostratigrafické jednotky: 1. svetlosivé lavicovité a masívne krinoidové vápence (smolegowské) bajockého veku; 2. krasínska brekcia, ktorú tvoria bloky sivých krinoidových vápencov v základnej hmote, tvorenej taktiež krinoidovým vápencom. Vznikala ako svahová brekcia. Okrem základnej hmoty a klastov sú zachované aj postdepozičné fenomény (špecifická cementácia, endostromatolity atď.). Obsahuje neptunické dajky bajockých a batských vápencov; 3. walentowska brekcia tvorená červeným krinoidovým vápencom s klastami svetlých mikritických vápencov s kalpionelidmi veku valangin – hoteriv. Tvorí neptunickú dajku v strednojurskom vápenci. Prítomné sú paleokrasové fenomény. Z lokality je opísaná aj jaskyňa puklinového pôvodu so slabou sintrovou výzdobou.



Obr. 12.8. Panoramatický záber na lom (rok 2018). Vpravo je zasutinená stena tvorená krinoidovými vápencami a krasínskou brekciou. V popredí sú napadané bloky vápencov (foto O. Pelech).

10. Ľuborča (Skalka)

Lokalizácia/prístup: menšia skala v poli severne od cesty č. 507 medzi Nemšovou-Ľuborčou a Kľúčovým.

GPS: N 48° 57' 26,2"; E 18° 05' 46,3"

Stratigrafické zaradenie: tektonické ani stratigrafické zaradenie nie je jednoznačné; môže ísť o spodné hľuznaté vápence (vek: kelovej) alebo o vrchné hľuznaté vápence (vek: kimeridž – titón).

Opis lokality. Juhozápadne od Nemšovej-Ľuborče vyčnieva z nivy Váhu skalka/bradlo tvorené odolnými ružovými biomikritickými vápencami (obr. 12.9). Vápence sú doskovité, slabo hľuznaté, silne tektonizované, s úklonom vrstvitosti S_0 144/30°. Štruktúrna pozícia tohto brala nie je jednoznačná. Môže ísť o olistolit

v neogénnych sedimentoch výplne Ilavskej kotliny, ktoré boli potvrdené vrtom (vrt HVL-1) asi 200 m vjv. od lokality. Je však pravdepodobnejšie, že ide o hranu vyššej kryhy Bielych Karpát s bradlovými sukcesiami, relatívne vyzdvihnutú oproti územiu panvy. Bradlo tektonicky patrí pravdepodobne do pruskej jednotky, ktorá vystupuje v okolí na SZ.



Obr. 12.9. Bradlo vyčnievajúce z nivy Váhu pod Ľuborčou (foto F. Teťák).

11. Nemšová (obtočník)

Lokalizácia/prístup: severozápadný okraj intravilánu Nemšovej s ulicami Vlárka, Štúrova a Bernolákova, na topografickej mape označované ako kóta 239.

GPS: N 48° 58' 10,8"; E 18° 06' 37,1"

Stratigrafické zaradenie: jednoznačné tektonické zaradenie nie je známe, pravdepodobne ide o horniny pruskej jednotky. Stratigraficky tu vystupujú krinoidové vápence veku álen až bat a hľuznaté vápence veku kelovej v podloží štrkov nižšej risskej terasy.

Opis lokality. Obtočník vystupuje z nivy Vlára ako podlhovasté teleso s plochým vrchom a výrazným eróznym okrajom (obr. 12.10). Tvoria ho štrky nižšej risskej terasy Vlára, ktorých klastický materiál pozostáva z pieskocov flyšového pásma a v menšej miere aj hornín bradlového pásma. Na juhovýchodnom okraji obtočníka vystupujú zasutinené odkryvy sivých krinoidových pieskocov (súvrstvie Samášky) a ružových hľuznatých vápencov s amonitmi (spodné hľuznaté vápence). Zaujímavosťou sú zvyšky an-



Obr. 12.10. Model reliéfu (DMR 5.0) zobrazuje morfológiu obtočníka v Nemšovej.

tropogénnych rýh v strednej časti obtočníka, zrejme zákopov z obdobia druhej svetovej vojny.

12. Horné Srnie-Sietne (dva lomy)

Lokalizácia/prístup: Horné Srnie-Sietne – dva opustené lomy: 1. lom je v ľavom svahu 50 m pod ústím doliny Sietne, 2. lom je v ľavom svahu 100 m pred ústím doliny Sietne.



Obr. 12.11. Vrása v javorinských vrstvách v 1. lome (Sietne) (foto F. Teťák).

tenko vrstvená fácia s prevahou pieskovcov nad ílovcami. Pieskovce sú jemnozrnné, nevýrazne laminované, kremenno-karbonátové. Tvoria vrstvy hrubé 2 až 20 cm. Striedajú sa so zelenosivými/sivými/hrdzavými nevápnitými bioturbovanými laminovanými siltovcami až ílovcami s muskovitom s hrúbkou 1 až 8 (20) cm. Druhá fácia je pieskovcová, s 30 až 150 cm hrubými lavicami masívnych až hrubodoskovitých, jemno- až strednozrnných kremenno-karbonátových pieskovcov s muskovitom. Miestami vrstvy obsahujú intraklasty a sú amalgamované.

GPS: 1. lom: N 49° 00' 17,8"; E 18° 05' 26.1"; 2. lom: N 49° 00' 18.8"; E 18° 05' 33,3"

Stratigrafické zaradenie: bie-lokarpatská jednotka – lopenické súvrstvie – javorinské vrstvy.

Opis lokality. V lomoch vystupujú obe fácie javorinských vrstiev – stredne až tenko vrstvená fácia a hrubé vrstvy pieskovcov (obr. 12.11 a 12.12).

V oboch lomoch je podobný vývoj sedimentov flyšového charakteru. Prvou fáciou je stredne až



Obr. 12.12. Javorinské vrstvy v 2. lome (Sietne) (foto F. Teťák).

13. Horné Srnie-Rajkovec (lom)

Lokalizácia/prístup: Horné Srnie-Rajkovec – zarastený rekultivovaný lom pri cyklochodníku 200 m južne od železničného mosta.

GPS: N 49° 00' 57,5"; E 18° 04' 43,8"

Stratigrafické zaradenie: bielokarpatská jednotka – lopenické súvrstvie – javorinské vrstvy.

Opis lokality. V opustenom lome vystupujú obe fácie javorinských vrstiev v pomere približne 1 : 1 – stredne až tenko vrstvená fácia a vrstvy pieskovcov hrubé do 120 cm (obr. 12.13). Pieskovce sú jemnozrnné, kremenno-karbonátové, s muskovitom a rastlinnou drvinou. Striedajú sa so sivými/modrosivými/zeleňosivými, prevažne nevápnitými ílovcami až siltovými ílovcami. Pieskovce výrazne prevládajú nad ílovcami. Na spodných plochách vrstiev možno pozorovať erózne vymývanie paleoprúdmi.



Obr. 12.13. Vrstvy pieskovcov a ílovcov (tzv. flyš) javorinských vrstiev s prevahou pieskovcov v lome Rajkovec (foto F. Teťák).

13. ZÁVER

V rámci geologického výskumu a mapovania sme získali základný obraz o priestorovom rozšírení a sčasti aj o vzájomnej pozícii litotektonických celkov podieľajúcich sa na geologickej stavbe regiónu. V porovnaní s predchádzajúcimi mapovými interpretáciami podrobné geologické mapovanie prinieslo čiastočne odlišné výsledky zobrazujúce sa jednak v mapovom pláne bielokarpatskej jednotky, drietomskej jednotky a manínskej jednotky, jednak v ich litostratigrafickej náplni.

Podrobné geologické mapovanie v mierke 1 : 10 000 nám umožnilo lepšie charakterizovať členy spodnej jury drietomskej jednotky, ktoré boli doteraz opísané veľmi všeobecne a nejednoznačne. Prispelo aj k podrobnému zmapovaniu viacerých výskytov určujúceho člena drietomskej jednotky – lumachelových a organogénnych vápencov rétu, ktoré dosiaľ neboli opísané.

Za drietomskú jednotku považujeme horninové celky so stratigrafickým rozsahom vrchný trias až spodná jura. Vyššie stratigrafické celky (vrchnojurské a spodnokriedové bradlá), ktoré sa považujú za súčasť vrstvového sledu drietomskej jednotky, predbežne uvádzame spolu s vrchnokriedovým flyšom, ktorý ich obklopuje, ako tektonicky nezaraďené litostratigrafické jednotky.

Napriek horšiemu odkrytiu terénu a monotónnemu horninovému zloženiu flyšových súvrství bielokarpatskej jednotky podrobné geologické mapovanie a geologický a sedimentologický výskum priniesli spresnenie geologických hraníc, stratigrafie a litológie súvrství a informácie o tektonickom a paleogeografickom vývoji tejto geologicke málo preskúmanej oblasti. Lepšie poznáme zložitú štruktúru bázy javorinského príkrovu, kontakt bielokarpatskej jednotky s bradlovým pásmom, ako aj charakter a rozsah drietomických a chabovských vrstiev. Upúšťame od používania rajkoveckých vrstiev a k nim priradené súbory hornín delíme medzi javorinské a chabovské vrstvy.

Čiastkové výsledky geologického výskumu autori priebežne publikovali (Pešková et al., 2017; Teťák, 2017; Pelech et al., 2020) a na záver zhrnuli v záverečnej správe (Pešková a Teťák et al., 2020). Z riešenia geologickej stavby regiónu Bielych Karpát vyplýva niekoľko otázok a tém na ďalší výskum. Sú to napríklad spätné násuny v bielokarpatskej jednotke či geologické zloženie a pozícia zdrojovej oblasti hornín bielokarpatskej jednotky.

Mapové diela tohto druhu a vysvetlivky k nim tvoria nevyhnutný podklad hospodárskej aj správnej činnosti SR. Okrem základných informácií o geologickej stavbe a zákonitostiach geologického vývoja zobrazeného regiónu poskytujú primárne údaje na zostavovanie širokého spektra nadstavbových účelových, tematických a prehľadných geologických máp. Prispievajú k efektívnejšej tvorbe a ochrane životného prostredia a prinášajú množstvo nových poznatkov a podnetov na diskusiu a ďalší výskum.

14. LITERATÚRA

- Andrusov, D., 1927: Predbežná zpráva o geologických výzkumech ve vnitřním pásmu bradlovém na Slovensku (1925 – 26). Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 3.
- Andrusov, D., 1928: Posouzení sádrovcového ložiska u Záblatie neďaleko Trenčína. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 246), 4 s.
- Andrusov, D., 1929: Urgon vážského údolí. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 5.
- Andrusov, D., 1931: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech. Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ., VI, 167.
- Andrusov, D., 1932: Několik výsledků geologických výzkumů v bradlovém pásmu v Považí mezi Vlárrou a Púchovem. Věst. St. geol. Úst., 8, 7 – 74.
- Andrusov, D., 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech, část III: Tektonika. Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ., IX, 5 – 134.
- Andrusov, D., 1945a: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch, časť IV. Stratigrafia dogeru a malmu. Časť V. Stratigrafia kriedy. Práce Št. geol. Úst., 13, 1 – 176.
- Andrusov, D., 1945b: Výskyt sádrovce pri Trenčíne. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 245), 4 s.
- Andrusov, D., 1959: Geológia Československých Karpát II. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 375 s.
- Andrusov, D., 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 187 s.
- Andrusov, D., 1974: The Pieniny Klippen Belt. In: Mahel' M. (ed.): Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 145 – 158.
- Andrusov, D., Borza, K., Bystrická, H., Jendrejáková, O., Köhler, E., Krivý, M. a Martiny, E., 1961: Zostavenie geologickej mapy bradlového pásma v merítke 1 : 200 000, list Gottwaldov M-33-XXX, roky 1959 – 1960. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 8 234), 80 s.
- Andrusov, D. a Samuel, O., 1971: Najnovšie stratigrafické poznatky z bradlového pásma Považia. Dielčia záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 26 777), 86 s.
- Andrusov, D., Samuel, O. (eds.), Andrusov, D., Began, A., Biely, A., Borza, K., Buday, T., Bystrický, J., Bystrická, H., Cicha, I., Eliáš, M., Eliášová, H., Fusán, O., Gašpariková, V., Gross, P., Hanzlíková, E., Köhler, E., Houša, V., Lehotařová, R., Leško, B., Ložek, V., Mencík, E., Michalík, J., Mock, R., Pesl, V., Pícha, F., Roth, Z., Salaj, J., Samuel, O., Seněš, J., Slávik, J., Stráník, Z., Špička, V., Vašíček, Z., Vaškovský, I. a Vozár, J., 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát 1 (A/K). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 440 s.
- Atlas krajiny Slovenskej republiky, 2002: Ministerstvo životného prostredia Slovenskej republiky Bratislava, ISBN 80-88833-27-2.
- Aubrecht, R. a Ožvoldová, L., 1994: Middle Jurassic – Lower Cretaceous Development of the Pruské Unit in the Western Part of the Pieniny Klippen Belt. Geol. Carpath., 45, 4, 211.
- Aubrecht, R., Krobicki, M., Sýkora, M., Mišík, M., Boorová, D., Schlögl, J., Šamajová, E. a Golonka, J., 2006: Early Cretaceous hiatus in the Czorsztyn Succession (Pieniny

- Klippen Belt, Western Carpathians): submarine erosion or emersion? *Ann. Soc. géol. Pol. (Kraków)*, 76, 2, 161 – 196.
- Aubrecht, R. a Szulc, J., 2006: Deciphering of the complex depositional and diagenetic history of a scarp limestone breccia (Middle Jurassic Krasin Breccia, Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians). *Sedimentary Geol.*, 186, 265 – 281.
- Baráth, I. a Kováč, M., 1989: Podmienky sedimentácie a zdrojové oblasti egenburských klastík v západnej časti Západných Karpát. *Miscel. micropaleont.*, IV., Knih. Zem. Plyn Nafta, 9, 55 – 86.
- Bárta, J., 1966: Szeletien-Station Ivanovce. In: Eine beachtenswerte paläolithische Fundstellen in der Westslowakei. VIIe Congrès international des sciences préhistoriques et protohistoriques Tchécoslovaquie 1966, Excursion en Slovaquie, Nitra, 23 – 27.
- Bárta, J., 1986: Výskumná správa 11615/86. Manuskript. Nitra, archív Archeol. Úst. Slov. Akad. Vied.
- Bárta, J., 1988: Trenčianske Bohuslavice un habitat gravettien en Slovaquie occidentale. *L' Anthropologie*, (Paríž), 92, 4, 173 – 182.
- Bárta, J., Kukla, J. a Ložek, V., 1961: Das Lössprofil von Nové Mesto im Waagtal. *Eiszeitalter u. Gegenw. (Öhringen/Württemberg)*, 12, 73 – 91.
- Began, A., 1959: Zpráva o geologickom výskume bradlového pásma Považia v úseku Púchov – Trenčín. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Began, A., 1960: Zpráva o geologickom mapovaní bradlového pásma medzi Trenčínom a Bošáckou dolinou. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Began, A., 1968: Vysvetlivky ku bradlovému pásmu a krížňanskému príkrovu na liste Nové Mesto nad Váhom (M-33-120-D-a). *Dielčia správa*. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 20 s.
- Began, A., 1969: Geologické pomery bradlového pásma na strednom Považí. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 11, 55 – 103.
- Began, A., 1970: Vysvetlivky k mezozoiku na liste Horná Súča 1 : 25 000, záverečná správa za rok 1970. *Názov úlohy v perspektívnom pláne: Výskum mezozoika centrálneho a bradlového pásma Západných Karpát*. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 24 158), 28 s.
- Began, A. a Borza, K., 1963: Nová séria – Streženická – vo vnútornom bradlovom pásmo Západných Karpát. *Geol. Sbor.*, 14, 2, 217 – 220.
- Began, A., Borza, K. a Salaj, J., 1966: Poznámky k výskytu manínskej série Z od Trenčína. *Geol. Práce, Spr.*, 40, 168 – 170.
- Began, A. a Salaj, J., 1967: Geologický výskum bradlového pásma v úseku Cetuna – Bošácka dolina. *Dielčia správa za rok 1966*. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 8 s.
- Began, A. a Borza, K., 1971: Rozšírenie pruskej jednotky v bradlovom pásmo Považia. *Geol. Práce, Spr.*, 56, 125 – 135.
- Began, A. a Salaj, J., 1978: Nové paleogeografické poznatky vo vrchnej kriede a v paleogéne západného a stredného Slovenska. In: Vozár, J., Marschalko, R., Mišík, M. a Nemčok, J. (eds.), 1978: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Konferencie – Sympóziá – Semináre*. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 161 – 174.
- Began, A., Kullmanová, A. a Zakovič, M., 1980: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list Drietoma. *Čiastková záverečná správa*. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 47 409), 47 s.

- Began, A., Kysela, J., Samuel, O., Dovina, V. a Šucha, P., 1984: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 35-124 (Stráni-4). Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 68 s.
- Began, A. (ed.), Hanáček, J., Mello, J. a Salaj, J., 1984b: Geologická mapa Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Began, A., Nižňanský, G., Salaj, J., Horniš, J., Boorová, D., Dovina, V., Hanáček, J., Kováčik, M., Potfaj, M., Samuel, O. a Šucha, P., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 35-211 Nemšová. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 73 s.
- Began, A., Hanáček, J., Maglay, J. a Malík, P., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape list 35-142 Beckov, časť, čiastková záverečná správa, názov čiastkovej úlohy: Geologické mapy regiónov SR 1 : 50 000. Názov úlohy: Regionálny geologický výskum SR (etapa IV). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 75 296), 109 s.
- Began, A., Salaj, J., Horniš, J., Čechová, A. a Szalaiová, V., 1993: Vysvetlivky ku geologickej mape Bielych Karpát 1 : 50 000, časť bradlové pásmo. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 78 506), 166 s.
- Bezák, J., 1997: Hodnotenie radónového rizika z geologického podložia miest s počtom obyvateľov nad 10.000 a okresných miest s vysokým a stredným radónovým rizikom, záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bezák, V. (ed.), Broska, I., Elečko, M., Havrila, M., Ivanička, J., Janočko, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Plašienka, D., Polák, M. a Vass, D., 2004a: Vysvetlivky k tektonickej mape Slovenskej republiky 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 71 s.
- Bezák, V. (ed.), Broska, I., Ivanička, J., Reichwalder, P., Vozár, J., Polák, M., Havrila, M., Mello, J., Biely, A., Plašienka, D., Potfaj, M., Konečný, V., Lexa, J., Kaličiak, M., Žec, B., Vass, D., Elečko, M., Janočko, J., Pereszlényi, M., Marko, F., Maglay, J. a Pristaš, J., 2004b: Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bezák, V. (ed.), Elečko, M., Fordinál, K., Ivanička, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Kováčik, M. (Košice), Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Polák, M., Potfaj, M., Biely, A., Bóna, J., Broska, I., Buček, S., Filo, I., Gazdačko, L., Grecula, P., Gross, P., Havrila, M., Hók, J., Hraško, L., Jacko, S. ml., Jacko, S. st., Janočko, J., Kobulský, J., Kohút, M., Kováčik, M. (Bratislava), Lexa, J., Madarás, J., Németh, Z., Olšovský, M., Plašienka, D., Pristaš, J., Rakús, M., Salaj, J., Siman, P., Šimon, L., Teťák, F., Vass, D., Vozár, J., Vozárová, A. a Žec, B., 2008: Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 200 000. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bezák, V. (ed.), Biely, A., Broska, I., Bóna, J., Buček, S., Elečko, M., Filo, I., Fordinál, K., Gazdačko, L., Grecula, P., Hraško, L., Ivanička, J., Jacko, S. st., Jacko, S. ml., Janočko, J., Kaličiak, M., Kobulský, J., Kohút, M., Konečný, V., Kováčik, M. (Bratislava), Kováčik, M. (Košice), Lexa, J., Madarás, J., Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Németh, Z., Olšovský, M., Plašienka, D., Polák, M., Potfaj, M., Pristaš, J., Siman, P., Šimon, L., Teťák, F., Vozárová, A., Vozár, J. a Žec, B., 2009: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape Slovenskej republiky 1 : 200 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 534 s.

- Biela, A., 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach Vnútrotných Západných Karpát. Region. geol. Západ. Karpát, 11, 9 – 224.
- Birkenmajer, K., 1960: Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 103, 1 – 36.
- Birkenmajer, K., 1977: Jurrassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Stud. geol. pol., 45, 101 – 121.
- Birkenmajer, K., 1984: Interrelation of Neogene tectonics and volcanism in the Pieniny Klippen Belt of Poland. Acta geod. geophys. montan. Hung., 19, 37 – 48.
- Borza, K., Köhler, E., Began, A. a Samuel, O., 1980: Výskyt belianskej skupiny západne od Bošáce. Geol. Práce, Spr., 74, 57 – 63.
- Bouma, A. H., 1962: Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam/New York, Elsevier, 168 s.
- Brestenská, E., Marková, M., Franko, O. a Kullmanová, A., 1975: Záverečná správa o vrte DB-15 Horňany v Bánovskej kotline. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 36 027), 58 s.
- Buday, T., 1960: Geologická mapa 1 : 50 000 list M 33-119-C (Holíč). Čiastková záverečná správa. Manuskript. Praha, archív Ústř. Úst. geol.
- Buday, T. a Matějka, A., 1960: Geologická mapa 1 : 50 000 list M 33-120-B (Horná Súča). Čiastková záverečná správa. Manuskript. Praha, archív Ústř. Úst. geol.
- Buday, T. a Plička, M., 1960: Geologická mapa 1 : 50 000 list M 33-120-A (Hluk). Čiastková záverečná správa. Manuskript. Praha, archív Ústř. Úst. geol.
- Buday, T. a Roth, Z., 1960: Geologická mapa 1 : 50 000 list M 33-120-C (Myjava). Čiastková záverečná správa. Manuskript. Praha, archív Ústř. Úst. geol.
- Buday, T. (ed.), Benešová, E., Březina, J., Cicha, I., Čtyroký, P., Dornič, J., Dvořák, J., Eliáš, M., Hanzlíková, E., Jendrejáková, O., Kačura, G., Kamenický, J., Kneil, J., Köhler, E., Kullmanová, A., Maheľ, M., Matějka, A., Paulík, J., Salaj, J., Scheibner, E., Scheibnerová, V., Stehlík, O., Urbánek, L., Vavřínová, M. a Zelman, J., 1963a: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 M-33-XXX list Gottwaldov. Praha, Ústř. Úst. geol., 238 s.
- Buday, T. (ed.), Cicha, I., Paulík, J., Dornič, J., Dvořák, J., Kamenický, J., Maheľ, M., Matějka, A., Salaj, J., Scheibner, E. a Zelman, J., 1963b: Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000 M-33-XXX Gottwaldov. Praha, Ústř. Úst. geol.
- Burnett, A., Kennedy, W. J. a Ward, P. D., 1992: Maastrichtian nannofossil biostratigraphy in the Biscay region (south-west-ern France, northern Spain). Newsl. Stratigr., 26, 145 – 155.
- Bystrický, J., 1964: Slovenský kras. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 204.
- Celnar, J., 1979: Trenčianske Bohuslavice – príjazdová cesta transformovne Nové Mesto nad Váhom. Záverečná správa z IG prieskumu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 4.
- Celnar, J., 1979: Kostolné – zemník, diaľnica D-61/1 Chocholná – Nemšová, podrobný IGP. Manuskript. Bratislava, Dopravoprojekt, 14 s.
- Čechová, A., Kúšiková, S. a Potfaj, M., 1993: Hydrogeologický výskum juhozápadnej časti Bielych Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Čejchanová, A., Beneš, J., Kačiarová, E., Čoupek, P., Fiferňa, P., Káčer, Š. a Tomas, R., 2004: Geologické mapy Evropy (1780 – 1918) se zaměřením na území České republiky a Slovenské republiky. Praha, Česká geol. služba.

- Čtyroký, P., 1957: Predbežné výsledky makropaleontologického výzkumu sp. miocénu v Považí. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. AP 2552), 30 s.
- Čtyroký, P., 1960: Fauna litorálných sedimentů spodního burdigalu z okolí Povážské Bystrice. Geol. Práce, Zpr., 18, 141 – 152.
- Daniel, J., Stercz, M., Mašlárová, I., Daniel, V., Mašlár, E., Lehotská, E., Danielová, K., Lučivjanský, L., Novotný, L., Donát, A., Čížek, P. a Kandřík, M., 1999: Geologické faktory životného prostredia, záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Demek, J. a Kukla, J. (eds.), 1969: Periglazialzone, Löss und Paläolithikum der Tschechoslowakei. Brno, Geogr. ústav ČSAV, 156 s.
- Dickinson, R. W., 1985: Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G. G. (ed.): Provenance of Arenites. Dordrecht, Reidel, 333 – 361.
- Dornič, J. a Buday, T., 1960: Geologická mapa 1 : 50 000, list M 33-119-A (Hodonín). Čiastková záverečná správa. Manuskript. Praha, archív Ústř. Úst. geol.
- Dujčík, J., 1969: Pruské – hdg. prieskum. IGHP, Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Dujčík, J., 1974: Pruské – hdg. prieskum. IGHP, Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Dulovičová, K., 1992: Záverečná správa o hydrogeologickom prieskume – Chocholná – Veľčice – vodný zdroj. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Dvořáková, V., Červenka, J. a Mitevová, J., 1989: Fyzikální vlastnosti hornin vrtu KLK-1 Klanečnica. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 55 s.
- Đurkovič, T., 1978: Sedimentárno petrografické vyhodnotenie pieskovec magurskej jednotky a ílovcov v celom profile vrtu Lubina 1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 11 s.
- Đurovič, E., 1999: Nové Mesto nad Váhom – Dobudovanie monitorovacieho systému skládky TKO „Mnešice“. Nová Baňa, Nobageos. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 82 508), 1 – 16.
- Džuppa, P., 1973: Správa z geofyzikálneho prieskumu na akcii Nové Mesto nad Váhom, lokalita A. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Elečko, M. (ed.), Polák, M., Fordinál, K., Bezák, V., Ivanička, J., Mello, J., Konečný, V., Šimon, L., Nagy, A., Potfaj, M., Maglay, J., Broska, I., Buček, S., Gross, P., Havrila, M., Hók, J., Kohút, M., Kováčik, M., Madarás, J., Olšovský, M., Pristaš, J., Salaj, J. a Vožárová, A., 2008: Přehledná geologická mapa Slovenskej republiky. List 35 Trnava 1 : 200 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Eliáš, M., Schnabel, W. a Stráník, Z., 1990: Comparison of the Flysch Zone of the Eastern Alps and the Western Carpathians based on recent observations. In: Minaříková, D. a Lobitzer, H. (eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia (festive volume). Praha, Ústř. Úst. geol., 37 – 46.
- Fejfar, O., 1961a: Die plio-pleistozänen Wirbeltierfaunen von Hajnáčka und Ivanovce I. Die Fundumstände und Stratigrafie. Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh. (Stuttgart), 111, 3, 257 – 273.
- Fejfar, O., 1961b: Die plio-pleistozänen Wirbeltierfaunen von Hajnáčka und Ivanovce (Slowakei), ČSR. II. Microtidae und Cricetidae inc. sed. Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh. (Stuttgart), 112, 1, 48 – 82.

- Fejfar, O., 1961c: Die plio-pleistozänen Wirbeltierfaunen von Hajnáčka und Ivanovce (Slowakei), ČSR. III. Lagomorpha. Neu. Jb. Geol. Paläont., Mh. (Stuttgart), 5, 267 – 282.
- Fejfar, O., 1966: Die plio-pleistozänen Wilbertierfaunen von Hajnáčka und Ivanovce (Slowakei), CSSR. V. Allosorex stenodus n. g. n. sp. aus Ivanovce A. Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh. (Stuttgart), 123, 3, 221 – 248.
- Fejfar, O. a Heinrich, W.-D., 1985: Zur Bedeutung der Wirbeltierfundstätten von Ivanovce und Hajnáčka für die Säugetierpaläontologie im Pliozän und frühen Pleistozän in Europa: Kenntnisstand und Probleme. Věst. Ústf. Úst. geol. (Praha), 60, 4, 213 – 224.
- Fejfar, O. a Sabol, M., 2004: Pliocene Carnivores (Carnivora, Mammalia) from Ivanovce and Hajnáčka (Slovakia). Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg (Frankfurt a. M.), 246, 15 – 53.
- Fejfar, O. a Sabol, M., 2005: Czech Republic and Slovak Republic. In: Hoek Ostende, L. W. van den, Doukas, C. S., Reumer, J. W. F. (eds.): The Fossil Record of the Eurasian Neogene Insectivores (Erinaceomorpha, Soricomorpha, Mammalia), Part I. Scr. geol. (Leiden), Spec. Iss., 5, 51 – 60.
- Franko, O., Fusán, O., Král, M., Remšík, A., Fendek, M., Bodiš, D., Drozd, V., Vika, K., Elečko, M., Gross, P., Hrušecký, I., Jančí, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Marcin, D., Maťo, J., Pereszlenyi, M., Pašeková, P., Pôbiš, J., Roháč, J., Slávik, M., Vass, D. a Zvara, I., 1995: Atlas geotermálnej energie Slovenska. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Fusán, O., Biely, A., Ibrmajer, I., Plančár, J. a Rozložník, L., 1987: Podložie terciéru Vnútrotných Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 123 s.
- Fusán, O., Ibrmajer, I., Kvitkovič, I. a Plančár, J., 1982: Geophysical Investigation of some Neogene depressions of the central West Carpathians in relation to a deep structure. Excursion guide of 27th International Geophysical Symposium, Bratislava, 17 – 25.
- Gabčo, R., Seneš, J., Lehotayová, R. a Planderová, E., 1963: Zpráva o geologickom mapovaní na liste mapy 1 : 50 000 Považská Bystrica v roku 1962. Ročná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. AP 4 362), 14 s.
- Gazdzicki, A., Michalík, J. a Sýkora, M., 1979: An Upper Triassic – Lower Jurassic sequence in the Krížna nappe (West Tatra mountains, West Carpathians, Czechoslovakia). Západ. Karpaty, Sér. Geol., 5, 119 – 148.
- Gluch, A., Smolárová, H. a Čížek, P., 2005: Reambulácia máp rádioaktivity 137-Cs územia Slovenska v mierkach 1 : 200 000 a 1 : 500 000, geologický prieskum životného prostredia, záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gnojek, I. a Janák, F., 1986: Souhrnné zpracování letecky měřených geofyzikálních polí vnitřních Karpat do měřítka 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gross, P., 1959: Príspevok k biostratigrafii a litológii bradlového pásma na strednom Považí. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. a paleont.
- Gross, P., 1963: Stratigrafia a litológia albu v bradlovom pásme medzi Bošácou a Moravským Lieskovým. Geol. Práce, Spr., 30.
- Hanáček, J., 1954: Geológia Nedzovského pohoria. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 5, 1 – 4, 59 – 83.
- Hanáček, J., 1969: Niekoľko nových poznatkov z nedzovskej série Čachtického pohoria. Geol. Práce, Spr., 48, 103 – 116.

- Hanáček, J., Began, A. a Kullman, E., 1977: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1 : 25 000, list M-33-120-D-a (Nové Mesto nad Váhom), čiastková záverečná správa. Názov úlohy v perspektívnom pláne: Regionálny geologický výskum ČSSR, časť Západné Karpaty – Slovensko. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 39 691), 1 – 157.
- Hanáček, J., 1965: Vysvetlivky k mape nerastných surovín a k mape prognóz na liste Myjava 1 : 50 000, dielčia správa za roky 1963 – 1964. Názov úlohy v perspektívnom pláne: Výskum mezozoika na liste Myjava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Haško, J. a Samuel, O., 1977: Stratigrafia kriedy varínskeho úseku bradlového pásma. Geol. Práce, Spr., 68, 49 – 67.
- Havrila, M., 2011: Hronikum: paleogeografia a stratigrafia (vrchný pelsón – tuval), štrukturalizácia a stavba. Geol. Práce, Spr., 117, 103 s.
- Hauer, von, F., 1875: Geologische Karte von Österreich-Ungarn mit Bosnien und Montenegro. Auf Grundlage der Aufnahmen der K.-K. Geol. Reichsanst. Wien, Verlag Alfred Hölder.
- Hók, J., Pešková, I. a Potfaj, M., 2009: Litostratigrafická náplň a tektonická pozícia drietomskej jednotky (západný úsek bradlového pásma). Miner. Slov., 41, 3, 313 – 320.
- Hók, J., Pelech, O., Teták, F., Németh, Z. a Nagy, A., 2019: Outline of the geology of Slovakia (W. Carpathians). Miner. Slov., 51, 31 – 60.
- Horniš, J., 1993: Prínosy sedimentárnej petrografie pri geologickom výskume kvartéru Slovenska. Geol. Práce, Spr., 97, 53 – 59.
- Hovorka, D. a Spišiak, J., 1990: Litostratigrafické členenie produktov mezozoického vulkanizmu Západných Karpát. Geol. Práce, Spr., 91, 75 – 89.
- Ibrmajer, J., 1963: Gravimetrická mapa ČSSR v mēřítku 1 : 200 000. Praha, Geofond.
- Ivanička, J., Havrila, M., Kohút, M. (eds.), Olšovský, M., Hók, J., Kováčik, M., Madarás, J., Polák, M., Rakús, M., Filo, I., Elečko, M., Fordinál, K., Maglay, J., Pristaš, J., Buček, S., Šimon, L., Kubeš, P., Scherer, S. a Zuberec, J., 2007: Geologická mapa Považského Inovca a jv. časti Trenčianskej kotliny, M = 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ivanička, J., Kohút, M. (ed.), Olšovský, M., Havrila, M., Hók, J., Kováčik, M., Madarás, J., Polák, M., Rakús, M., Filo, I., Elečko, M., Fordinál, K., Maglay, J., Pristaš, J., Buček, S., Šimon, L., Kubeš, P., Scherer, S. a Zuberec, J., 2011: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Považský Inovec a jv. časť Trenčianskej kotliny, M = 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 389 s.
- Jacobshagen, von, V., 1965, Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 108, 1 – 114.
- Jahn, J. J. a Beck, H., 1911: Přehledná geologická a tektonická mapa Moravy a Slezska 1 : 300 000. 1. vyd. Brno, Komise pro přírodověd. prozkoumání Moravy.
- Káčer, S., Antalík, M., Bodiš, D., Cibula, R., Gargulák, M., Gluch, A., Hraško, Ľ., Liščák, P., Malík, P., Mižák, J., Pauk, J., Rapant, S. a Slaninka, I., 2014: Geologický informačný systém GeoIS, záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kadlečík J., Roth, Z. a Stráník, J., 1979: Interpretovaný reflexný seizmický profil 124/72 – 70 so základnými rysmi regionálnej geologickej stavby. Manuskript. Brno, archív Geofyzika.

- Kaminská, L., Kozłowski, J. K., Sobczyk, K., Svoboda, J. A. a Michalík, T., 2008: Štruktúra osídlenia mikroregiónu Trenčína v strednom a mladom paleolite. *Slov. Archeol.* (Nitra), 56, 179 – 238.
- Kernátsová, J., 1997: Mollusc fauna of loess complex from Mnešice locality, Danube Basin. *Slovak Geol. Mag.*, 3, 4, 247 – 261.
- Klukanová, A., 1993: The loess sediment types of Slovakia and their microstructures. *Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol.*, 11, 141 – 151.
- Klukanová, A. a Modlitba, I., 1989: Mikroštruktúry spraší Panónskej provincie (na príklade spraší z tehelne Mnešice). *Region. geol. Západ. Karpát, Spr. výsk. Geol. Úst. D. Štúra*, 25, 305 – 311.
- Kočický, D. a Ivanič, B., 2014: Geomorfologické členenie Slovenska. 1 : 500 000 [Online]. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra [cit. 29. 1. 2016]. Dostupné online: http://www.geology.sk/new/sites/default/files/media/geois/PrehľadneMapy/GM_mapa.pdf.
- Kodym, O., 1925: Předběžná zpráva o geologických výzkumech v okolí Bojkovic a Bánova na Moravě (Informations préalables des études géologique faites dans les environs de Bojkovice et de Bánov na Moravě). *Věst. St. geol. Úst. (Praha)*, I.
- Košecký, E., 1970: Nové Mesto nad Váhom – tehliarske suroviny, geofyzikálny prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kováč, M., Baráth, I. a Holický, I., 1988: Stratigrafická a paleogeografická korelácia vývoja egenburských sedimentov SV časti Malých Karpát, Trnavskej tabule a Považia, tektonogenéza a paleogeografia Západných Karpát a ich vzťah k ostatným jednotkám. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 69 775), 227 s.
- Kováč, M., Šutovská, K., Baráth, I. a Fordinál, K., 1992: Planinské súvrstvie – sedimenty otnansko-spodnokarpatského veku v severnej časti Malých Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 96, 47 – 50.
- Kováč, P. a Hók, J., 1996: Tertiary development of the western part of Klippen Belt. *Slovak Geol. Mag.*, 2, 137 – 149.
- Krahulec, P., Rebbo, A., Uhliarik, J. a Zeman, J., 1978: Minerálne vody Slovenska. *Krenografia 2*. Martin, Osveta, 1 040 s.
- Kretzoi, M. a Fejfar, O., 1982: Viverriden (Carnivora, Mammalia) im europäischen Altpleistozän. *Z. geol. Wiss.*, 10, 7, 979 – 995.
- Krs, M., Krsová, M., Pruner, P., Chvojka, R. a Potfaj, M., 1994: Palaeomagnetic investigations in the Biele Karpaty Mts. Unit, Flysch belt of the Western Carpathians. *Geol. Carpath.*, 45, 1, 35 – 43.
- Krystek, I., 1963: Sedimentárne petrografický a litologický výzkum pískovcové facie spodného oddílu magurského paleogénu (solánske pískovce). *Výzk. ústav Českosloven. naft. dolů, Brno*. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 107 s.
- Krystek, I., 1965: Výzkum sedimentů západní části magurského flyše a otázky jejich geneze. *Folia Přírodověd. fak. Univ. Purkyn. brun., Geol.*, 6, 9, 1 – 34.
- Kubeš, P., Bielik, M., Daniel, S., Čížek, P., Fiľo, M., Gluch, A., Grand, T., Hrušecký, I., Kucharič, L., Medo, S., Pašteka, R., Smolarová, E., Šefara, J., Tekula, B., Ujpál, Z., Valušiaková, A., Bezák, V., Dublan, L., Elečko, M., Határ, J., Hraško, L., 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. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Kubeš, P., Kucharič, L., Gluch, A., Kohút, M., Bezák, V. a Potfaj, M., 2008: Magnetická mapa Slovenska. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kullmanová, A., 1980: Litologicko-mikrofaciálny výskum karbonatických hornín jury a spodnej kriedy beckovskej a inoveckej série. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 48 454), 36 s.
- Kullmanová, A., 1987: Litofaciálna a mikrofaciálna korelácia mezozoika (Trenčín – Bošáca – Beckov). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (č. 66200), 49 s.
- Kullmanová, A., Janáček, J., Samuel, O., Majerská, D., Koráb, T. a Gašpariková, V., 1974: Výskum hlbokého podložia v pribradlovej oblasti a vo flyšovom pásme Západných Karpát s ohľadom na výskyt živíc. Ročná správa za rok 1974. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 16.
- Kullmanová, A. a Vozár, J., 1980: Hyaloklastitové lávy v slieňovcovom súvrství spodného albu na strednom Považí. Miner. Slov., 12, 1, 53 – 62.
- Kušnír, J., Gramblička, M. a Hasík, O., 2013: Železničný tunel Turecký vrch. Silnice Železnice (Bratislava), 6, 1 – 8.
- Kysela, J., 1978: Základná inžinierskogeologická mapa 1 : 25 000 list Trenčín. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 41 512), 55 s.
- Laurinc, D. a Teťák, F., 2017: Petrografické vyhodnotenie pieskovcov z regiónu Biela Orava (magurská skupina príkrovov, Vonkajšie Západné Karpaty). Geol. Práce, Spr., 130, 29 – 46.
- Leško, B., Babák, B., Borovcová, D., Boučková, B., Dubecký, K., Ďurkovič, T., Faber, P., Gašpariková, V., Harča, V., Köhler, E., Kuděra, L., Kullmanová, A., Okénko, J., Planđerová, E., Potfaj, M., Samuel, O., Slamová, M., Slanina, V., Summer, J., Surová, E., Štěrba, L. a Uhman, J., 1982: Oporný vrt Lubina-1. Region. geol. Západ. Karpát, 17, 116 s.
- Leško, B., Ďurkovič, T., Gašpariková, V., Kullmanová, A. a Samuel, O., 1978: Nové poznatky o geológii Myjavskej pahorkatiny na základe vrtu Lubina-1. Geol. Práce, Spr., 70, 35 – 56.
- Lexa, J., Bezák, V., Elečko, M., Mello, J., Polák, M., Potfaj, M. a Vozár, J., 2000: Geologická mapa Západných Karpát a priľahlých oblastí 1 : 500 000. Bratislava, MŽP SR – Geol. Úst. D. Štúra.
- Liščák, P., Paudits, P., Dananaj, I., Jelínek, R., Mašlár, E., Stercz, M., Žjak, R., Bystrická, G., Teťák, F., Vitovič, L., Maglay, J., Moravcová, M., Olšovský, M., Zlocha, M., Konečný, P., Kronome, B., Fekete, K., Gazdačko, L., Grega, D., Gužík, M., Hraško, L., Iglárová, L., Jajčíšinová, S., Dvořák, J., Fritzman, R., Magalová, D., Mašlárová, I., Nagy, A., Ondrášiková, B., Ondrejka, P., Ondrus, P., Pačajová, K., Pelech, O., Petro, L., Šamajová, L., Šefčík, P., Šimon, L., Vlachovič, J., Zeman, R., Bartošová, K., Fordinál, K., Korábová, K., Laurinc, D., Mikudíková, M., Mikušová, J., Miškolczi, J., Németh, Z., Rovenský, D., Stašík, L., Surový, M. a Zlinská, A., 2023: Identifikácia, registrácia a inžinierskogeologické mapovanie svahových deformácií – fáza I. Záverečná správa z geologickej úlohy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 489 s.
- Lóczy, L., 1922: A Magyar Birodalom és Szomszédos Országok Határos Teruleteinek Földtani Térképe. Mérték 1 : 900 000. Budapest, Magy. Föld. Társaság.
- Ložek, V., 1950: Měkkýši maďarovské kulturní vrstvy na krasovém ostrohu Bašta u Ivanovců nad Váhom. Čs. Kras, 3, 133.

- Ložek, V., 1955: Měkkýši československého kvartéru. Rozpr. Ústř. Úst. geol., 17, 509.
- Ložek, V., 1961: Biostratigrafický výzkum čs. kvartéru v roce 1960. Zpr. geol. Výzk. v r. 1960 (Praha), 173 – 175.
- Ložek, V. a Tyráček, J., 1960: Příspěvek k poznání vývoje údolí Váhu mezi Trenčínem a Piešťany. Sbor. Čs. Společ. zeměp., 65, 1, 6 – 14.
- Lukniš, M., 1946: Poznámky ku geomorfologii Beckovskej brány a přiľahlých území. Práce Št. geol. Úst., 15, 1 – 32.
- Maglay, J. (ed.), Pristaš, J., Nagy, A., Fordinál, K., Buček, S., Havrila, M., Kováčik, M., Elečko, M. a Baráth, I., 2006: Geologická mapa Trnavskej pahorkatiny 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mahel', M., 1948: Geológia okolia Trenčianskych Teplíc. Práce Št. geol. Úst., 17, 187 – 240.
- Mahel', M. a Kullmanová, A., 1974: Výskum mezozoika Strážovskej hornatiny. Štruktúrný vrt SBM-1 Soblahov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mahel', M. (ed.), Kahan, Š., Gross, P., Vaškovský, I. a Salaj J., 1982: Geologická mapa Strážovských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Mahel', M., 1978: Manínska jednotka – čiastkový príkrov skupiny krížňanského príkrovu. Miner. Slov., 10, 4, 289 – 309.
- Mahel', M., 1980: Pribradlové pásmo, charakteristika a význam. Miner. Slov., 12, 193 – 207.
- Mahel', M., 1986: Geológia Československých Karpát 1. Palealpínske jednotky. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 510 s.
- Mahel', M., Brestenská, E., Buday, T., Čechovič, V., Eliáš, K., Franko, O., Hanáček, J., Kamenický, L., Kullman, E., Kuthan, M., Matějka, E., Mazúr, M. a Salaj, J., 1962: Vysvetlivky ku geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-34 XXV Žilina. Bratislava, Geofond, 272 s.
- Marschalko, R., 1985: Sedimentologické a stratigrafické rezy bielokarpatskou jednotkou. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 27 s.
- Mašín, J., 1959: Letecká magnetická a rádiometrická mapa ČSR 1 : 200 000. Praha, ÚGF.
- Matějka, A., 1932: Příspěvek ke geologii levého břehu Váhu mezi Ilavou a Trenčínem. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 8, 107 – 113.
- Matějka, A. a Roth, Z., 1956: Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem. Praha, 332 s.
- Matějka, A., Roth, Z., Chmelík, F. a Hanzlíková, E., 1954: Zpráva o geologickém výzkumu a mapování v západním ukončení Bílých Karpat za rok 1954. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 40 s.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1980: Geomorfologické jednotky. In: Mazúr, E. (ed.): Atlas Slovenskej socialistickej republiky. Bratislava, Slov. Akad. Vied – SÚGK, 54 – 55.
- Mazúr, E. a Kalaš, L., 1963: Metódy kvartérnych výskumov na príklade stredného Považia a ich doterajšie výsledky. Geol. Práce, Zpr., 64, 35 – 40.
- Mazúrová, V., 1972: Príspevok k poznaniu vývoja doliny stredného Váhu v kvartéri. Geogr. Čas., 24, 1, 31 – 38.
- Mello, J. (ed.), Boorová, D., Buček, S., Filo, I., Fordinál, K., Havrila, M., Iglárová, L., Kubeš, P., Liščák, P., Maglay, J., Marcim, D., Nagy, A., Potfaj, M., Rakús, M., Rapant, S., Remšík, A., Salaj, J., Siráňová, Z., Teták, Zuberec, J., Zlinská, A. a Žecová, K., 2011: Vysvetlivky ku geologickej mape Stredného Považia 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 378 s.

- Mello, J., Potfaj, M., Teťák, F., Havrila, M., Rakús, M., Buček, S., Filo, I., Nagy, A., Sajlaj, J., Maglay, J., Pristaš, J. a Fordinál, K., 2005: Geologická mapa Stredného Považia 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Midriak, R., 2002: Potenciálna vodná erózia pôdy (podľa R. K. Frewerta, K. Zdražila a O. Stehlíka). In: Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava, Min. život. prostr. Slov. republ. ISBN 80-88833-27-2.
- Mišík, M., 1997: The Slovak part of the Pieniny Klippen Belt after the pioneering works of D. Andrusov. *Geol. Carpath.*, 48, 4, 209 – 220.
- Mišík, M., Sýkora, M. a Aubrecht, R., 1994: Middle Jurassic scarp breccias with clefts filled by Oxfordian and Valanginian-Hauterivian sediments, Krasin near Dolná Súča (Pieniny Klippen Belt, Slovakia). *Geol. Carpath.*, 45, 6, 343 – 356.
- Mlyнарčík, M., 1998: Kvarter Trenčianskej kotliny a priľahlé mezozoikum, Q-M 038, vyhladávací hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mlynarski, M., 1963: Die plio-pleistozänen Wirbeltierfaunen von Hajnáčka und Ivanovce (Slowakei), ČSSR. IV. Schildkröten-Testudines. *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh. (Stuttgart)*, 118, 3, 231 – 244.
- Molčan, T., Moravanský, D., Šalamon, M., Lauko, L., Veselý, V. a Sklenárová, D., 2012: ŽSR. Modernizácia železničnej trate Nové Mesto nad Váhom – Púchov km 100,500 – 159,100 pre traťovú rýchlosť do 160 km/hod. I. etapa a II. etapa (úsek Nové Mesto nad Váhom – Zlatovce) Objekt: Tunel Turecký Vrch, geotechnický monitoring. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 91 904), 95 s.
- Molčan, T. a Teťák, F., 2016: Tunel Turecký vrch – sanácia krasových javov (Turecký vrch railway tunnel – treatment of karst area). *Česká tunelářská asociace a Slovenská tunelárska asociácia ITA-AITES*, 25, 1, 24 – 28.
- Možný, A., Jarý, J. a Man, O., 1963: Magnetický průzkum v oblasti Vídeňské pánve a západokarpatského flyše. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Nemčok, A., 1982: Zosuvy v Západných Karpatoch. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 319 s.
- Nemčok, M. a Nemčok, J., 1994: Late Cretaceous deformation of the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians. *Tectonophysics*, 239, 81 – 109.
- Némethyová, M., 1989: Záverečná správa o hdg. prieskume pre vodný zdroj Chocholná – Veľčice. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Nowak, J., 1929: Die Geologie der polnischer Ölfelder. *Brenstoff-Geologie*, Stuttgart, 3, 94 s.
- Odstřil, J. a Hromec, J., 1974: Tíhový průzkum na západním Slovensku v širším okolí Nového Mesta nad Váhom. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. AP 5 212), 64 s.
- Ondrášik, M., Smolárová, H., Čížek, P., Gluch, A., Marsina, K., Siráňová, Z., Kordík, J., Slaninka, I., Marcin, D., Malík, P., Švasta, J., Potfaj, M., Dlapa, P., Ďuriš, M., Juráni, B., Mičuda, R., Šimkovic, I., Frankovská, J., Dananaj, I., Jelínek, R., Pauditis, P., Ondrejka, P., Šefčíková, B., Iglárová, L., Magalová, D., Okoličányiová, K., Pristaš, J. a Hók, J., 2005: Súbor regionálnych máp geologických faktorov životného prostredia regiónu Myjavská pahorkatina a Biele Karpaty. Orientačný prieskum GČ ŽP. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 86 620), 78 s., príl. 33, d. 2.

- Páleník, M., 1978: Nové Mesto nad Váhom – TR 400/110 kW. Záverečná správa z podrobného IG prieskumu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 23 s.
- Paul, C. M., 1891: Die Karpatensandsteine des mährisch-ungarischen Grenzgebirgen. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 40, 447 – 514.
- Pelech, O., Žecová, K., Jamrich, M., Littva, J., Demko, R., Zlinská, A. a Olšavský, M., 2020: Trenčianska kotlina and Ilavská kotlina basins – Remnants of an inverted Early Miocene wedge top basin (Western Carpathians, Slovakia). *Miner. Slov.*, 52, 1, 1 – 22.
- Pelíšek, J., 1953: Spráše dolního Považí. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 3, 3 – 4, 87 – 101.
- Pelíšek, J., 1972: Spráše a sprašové hliny ČSSR. *Geol. Průzk.*, 14, 9.
- Perenčajová, K., 1994: Hydrogeologické pomery povodia Súčanky (Biele Karpaty). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Perch-Nielsen, K., 1985: Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H. M., Saunders, J. B. a Perch-Nielsen, K. (eds.), 1985: *Plankton Stratigraphy*. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 1 032 s.
- Pesl, V., 1964: Litofaciální zhodnocení paleogenních sérií vnitřních jednotek magurského flyše. Záverečná zpráva, Československé naftové doly – Výzkumný ústav Brno. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 86 s.
- Pesl, V., 1965: Litofaciální zóny spodního oddílu paleogénu ve vnějších jednotkách západní části magurského flyše. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 3, 179 – 212.
- Pesl, V., 1968: Litofacie paleogénu v magurské jednotce vnějších flyšových karpat na území ČSSR a PLR. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 9, 71 – 118.
- Pesl, V. a Krystek, I., 1965: Ergebnisse der Fazialanalyse und sedimentologischen Studien im Paläogen des westlichen Teils der Magura-Flysch-Gruppe (Westkarpaten). *Geol. Rdsch. (Stuttgart)*, 55, 3, 643 – 665.
- Pešková, I., Teťák, F., Pelech, O., Olšavský, M., Kováčik, M., Sentpetery, M., Boorová, D. a Žecová, K., 2017: Poznatky o geologickej stavbe regiónu Biele Karpaty – sever. Abstrakt. 15. predvianočný geologický seminár SGS – r. 2016. *Mente et malleo*, 2, 1, 52.
- Pešková, I., Teťák, F. (eds.), Pelech, O., Sentpetery, M., Olšavský, M., Kováčik, M., Maglay, J., Vlačiky, M., Boorová, D., Laurinc, D., Žecová, K. a Demko, R., 2018: Geologická mapa regiónu Biele Karpaty – sever (juhozápadná časť) v mierke 1 : 25 000. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pešková, I., Teťák, F. (eds.), Pelech, O., Sentpetery, M., Olšavský, M., Kováčik, M., Boorová, D., Laurinc, D., Demko, R., Maglay, J., Vlačiky, M., Žecová, K., Zeman, I., Gluch, A., Dananaj, I., Marcin, D. a Kúšik, D., 2020: Geologická mapa regiónu Biele Karpaty (severná časť) v mierke 1 : 50 000. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pešková, I., Teťák, F. (eds.), Pelech, O., Sentpetery, M., Olšavský, M., Kováčik, M., Maglay, J. a Vlačiky, M., 2021: Geologická mapa Bielych Karpát (severná časť) v mierke 1 : 50 000. Geological map of the Biele Karpaty Mts. (northern part) 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. a Siever, R., 1972: *Sand and sandstones*. New York, Springer, 618 s.
- Pivko, D., 2005: Flyšové pásmo na styku Západných Karpát a Východných Álp. Abstrakt. *Miner. Slov.*, 37, 1, *Geovestník*, 12 – 13.
- Pokorný, M., 1987: Trenčianske Bohuslavice – Bošáca – rozšírenie trafostanice 400/110 kw, predbežný IGP. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 66 277), 1 – 66.

- Posepny, F., 1864: Die Quarzite von Drietoma bei Trencsin. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst., 14, 4, 499 – 503.
- Pospíšil, Z., Chrobok, J., Loupanec, M., Mašek, F., Novák, P. a Plesník, K., 1971: Zpráva o výpočte zásob podzemných vôd kvartéru stredného toku Váhu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 25 459), 184 s.
- Potfaj, M., 1978: Správa k dokumentácii vrtu Lubina 1/1a. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 26 s.
- Potfaj, M., 1986: Zhodnotenie geologických a geofyzikálnych údajov z oblasti Drietoma – Klanečníca. Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 37 s.
- Potfaj, M., 1993: Postavenie bielokarpatskej jednotky v rámci flyšového pásma. Geol. Práce, Spr., 98, 55 – 78.
- Potfaj, M., 1998: Geodynamic development of the Klippen Belt and Flysch Belt. In: Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 143 – 154.
- Potfaj, M. a Bodiš, D., 1987: Nálezová správa o výskyte slanej I-Br vody vo vrte Klanečníca (KLK-1) Moravské Lieskové. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Potfaj, M., Began, A., Nižňanský, G., Bodiš, D., Boorová, D., Čechová, A., Dovina, V., Fejdiová, O., Kováčik, M., Priehodská, Z., Samuel, O. a Šucha, P., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape M 1 : 25 000 listy Stráni 35-122 a 35-123. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 62 843), 97 s.
- Potfaj, M., Samuel, M., Raková, J. a Samuel, O., 1991: Geologická stavba Kubínskej hole (Orava). Západ. Karpaty, Sér. Geol., 15, 25 – 66.
- Potfaj, M., Teťák, F. a Fordinál, K., 2008: Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 200 000, list 25 – Bytča. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Potfaj, M., Teťák, F. (eds.), Havrila, M., Filo, I., Pešková, I., Olšavský, M. a Vlačíky, M., 2014: Geologická mapa Bielych Karpát (južná časť) a Myjavskej pahorkatiny v mierke 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Prošek, F., 1953: Szeletien na Slovensku. Slov. Archeol., 1, 133 – 194.
- Rakús, M., 1977: Doplnky k litostratigrafii a paleogeografii jury a kriedy manínskej série na strednom Považí. Geol. Práce, Spr., 68, 21 – 38.
- Rapant, S., Vrana, K., Bodiš, D., Doboš, V., Hanzel, V., Kordík, J., Repčoková, Z., Slaninka, I. a Zvara, I., 1996: Geochemický atlas Slovenska, Podzemné vody. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra. ISBN 80-85314-67-3.
- Rapant, S., Mello, J., Remšík, A., Marsina, K., Klukanová, A., Bodiš, D., Čurlík, J. a Daniel, J., 2004: Súbor regionálnych máp geofaktorov životného prostredia regiónu Stredné Považie (Žilina – Trenčianska Teplá) v mierke 1 : 50 000. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H.-G., Sperner, B., Meschede, M., Decker, K., Nemčok, M., Nemčok, J. a Grygar, R., 1993: The Pieniny Klippen Belt in the Western Carpathians of northeastern Slovakia: structural evidence for transpression. Tectonophysics, 226, 471 – 483
- Ravinger, R., Hulla, J., Turček, P., Bednárová, E., Grambličková, D. a Žitňan, P., 1990: Chocholná – Veľčice prúdenie v hydrogeologických objektoch a ich okolí. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, (arch. č. 76 285_20), 13 s.

- Remšík, A. a Zbořil, L., 1986: Geologické zhodnotenie piešťanského zálivu a Trenčianskej kotliny pre výskum geotermálnych zdrojov. Čiastková záverečná správa. Názov štátnej úlohy: Geotermálna energia, výskum možnosti reinjektáže a hodnotenie potenciálu SSR. Názov čiastkovej úlohy: Geotermálna mapa ČSSR 1 : 500 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Remšík, A., Hanzel, V. a Marcin, D., 2004: Účelová hydrogeologická mapa v mierke 1 : 50 000. In: Rapant, S., Mello, J., Remšík, A., Marsina, K., Klukanová, A., Bodiš, D., Čurlík, J. a Daniel, J., 2004: Súbor regionálnych máp geofaktorov životného prostredia regiónu stredné Považie (Žilina – Trenčianska Teplá) v mierke 1 : 50 000, orientačný geologický prieskum ŽP. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Roth, Z. a Buday, T., 1960: Geologická mapa 1 : 50 000 list M 33-119-D (Senica). Čiastková záverečná správa. Manuskript. Praha, archív Ústř. Úst. geol.
- Rybár, S., Halášová, E., Hudáčková, N., Kováč, M., Kováčová, M., Šarinová, K. a Šujan, M., 2015: Biostratigraphy, sedimentology and paleoenvironments of the northern Danube Basin: Ratkovce 1 well case study. *Geol. Carpath.*, 66, 51 – 67.
- Salaj, J., 1990: Geologická stavba bradlovej a pribradlovej zóny stredného Považia a litologická klasifikácia kriedových sedimentov novovymedzených sekvencií. *Miner. Slov.*, 22, 2, 155 – 174.
- Salaj, J., Began, A., Hanáček, J., Mello, J., Kullman, E., Čechová, A. a Šucha, P., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 181 s.
- Salaj, J., Szalaiová, V., Stránska, M., Mikuška, J., Lessay, V., Fordinál, K., Halouzka, R., Hanzel, V., Maglay, J., Planderová, E., Potfaj, M., Samuel, O., Snopková, P. a Šutovská, K., 1992: R-04/N Reinterpretácia výsledkov geologických a geofyzikálnych výskumov a návrh geologického projektu na overenie hlbších štruktúr. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 77 274), 131 s.
- Salaj, J. a Samuel, O., 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 291 s.
- Seneš, J., 1960: Burdigalská fauna v slienitých sedimentoch Považia. *Geol. Práce, Zpr.*, 17, 105 – 114.
- Scheibner, E., 1967: Karpatské pásmo bradlové. In: Buday, T. (ed.): Regionální geologie ČSSR, diel II. Západné Karpaty. Praha, Academia, 7 – 51.
- Schlögl, J., Plašienka, D., Aubrecht, R., Michalík, J. a Potfaj, M., 2008: Composition, structure and evolution of the Pieniny Klippen Belt and adjacent zones in western Slovakia. In: CETEG 2018, Upohlav. Bratislava, Comen. Univ. in Bratislava, 203 – 235.
- Schnabel, W., 1992: New data on the Flysch Zone of the Eastern Alps in the Austrian sector and new aspects concerning the transition to the Flysch Zone of the Carpathians. *Cretaceous Res. (London)*, 13, 405 – 419.
- Schwarz, J., Kováč, M., Tupý, P., Malík, P., Benková, K., Jasovská, A., Hrnčárová, M., Pitoňák, P., Čurlík, J., Šefčík, P., Hricko, J., Kandrik, M., Hojnoš, M., Lučivjanský, L., Ilkanič, A., Vasil'ko, T., Oroszlány, J., Zlocha, M. a Antal, B., 2004: Súbor regionálnych máp geologických faktorov životného prostredia regiónu Trnavská pahorkatina v mierke 1 : 50 000. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Schwarz, J., Soták, J., Starek, D., Pipík, R., Hudecová, M., Biroň, A., Staňová, S., Plašienka, D., Spišiak, J. a Veľký, P., 2004: Súbor máp geologických faktorov životného

- prostredia regiónu Chvojnická pahorkatina v mierke 1 : 50 000 – Geologická mapa účelová. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 64 s.
- Smolíková, L., 1963: Stratigraphische Bedeutung der Terrae calcis-Böden. Sbor. geol. Věd, Antropozoikum (Praha), 1, 101 – 126.
- Smolíková, L. a Ložek, V., 1962: Zur Alterfrage der mitteleuropäischen Terrae calcis. Eiszeitalter Gegenwart (Öhringen – Württemberg), 13, 157 – 177.
- SMOPAJ, 2017: Zoznam jaskýň k 31. 12. 2017. Liptovský Mikuláš, Slov. múz. ochrany prír. a jaskyniarstva, 379 s. <http://www.smopaj.sk/sk/zoznam-jaskyn>.
- STN EN 1998-1/NA/Z2, 2012: Eurokód 8. Navrhovanie konštrukcií na seizmickú odolnosť. Časť 1: Všeobecné pravidlá, seizmické zaťaženia a pravidlá pre budovy. Národná príloha, Zmena 2. Bratislava, SÚTN, 8 s.
- STN EN 206, 2002: Betón, Časť 1: Špecifikácia, vlastnosti, výroba a zhoda (2015).
- Stráník, Z., Menčík, E. a Krejčí, O., 1986: Přínos studia geotraverzů pro geologii bělo-karpatské jednotky a řešení jejího vztahu k vnějším jednotkám magurského příkrovu a k bradlovému pásmu. ÚÚG Brno. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 43 s.
- Stráník, Z., Adamová, M., Bubík, M., Eliáš, M., Krejčí, O., Marschalko, R., Peslová, H., Švábenická, L. a Vůjta, M., 1989: Geologie hluckého vývoje bělo-karpatské jednotky. ÚÚG Brno. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 132 s.
- Stráník, Z., Bubík, M., Krejčí, O., Marschalko, R., Švábenická, L. a Vůjta, M., 1995: New litostratigraphy of the Hluk Development of the Bílé Karpaty unit. Geol. Práce, Spr., 100, 57 – 69.
- Stur, D., 1860: Geologische Uebersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst., 11, 1, 17 – 151
- Šajgalík, J., 1964a: Petrografia považských spraší. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 9.
- Šajgalík, J., 1964b: Die Lössablagerungen des Váh-Tales. Geol. Sbor., 15, 2, 243 – 252.
- Šajgalík, J., 1964c: Genéza spraší vo svetle súčasných výskumov. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 9.
- Šajgalík, J., 1967: Kvartérne sedimenty údolia Váhu medzi Trenčínom a Piešťanmi. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 12, 133 – 154.
- Šajgalík, J., 1985: Spráše slovenských Karpát a ich inžiniersko-geologické vlastnosti. Doktorská dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív autora, 342 s.
- Šajgalík, J. a Modlitba, I., 1983: Spráše Podunajskej nížiny a ich vlastnosti. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 204 s.
- Šefara, J. et al., 1987: Štruktúrne-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk – geofyzikálne interpretácie. Text k súboru máp. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šimeková, J., Martinčeková, T., Abrahám, P., Gejdoš, T., Grenčíková, A., Grman, D., Hrašna, M., Jadroň, D., Záthurecký, A., Kotrčová, E., Liščák, P., Malgot, J., Masný, M., Mokrý, M., Petro, L., Polaščinová, E., Solčiansky, R., Kopecký, M., Žabková, E., Waníeková, D., Baliak, F., Caudt, L., Rusnák, M. a Sluka, V., 2006: Atlas máp stability svahov SR M 1 : 50 000, orientačný IGP. Bratislava, MŽP SR, INGEO – IGHP, Katedra geotechniky SvF STU, Št. Geol. Úst. D. Štúra, GEOKONZULT, PriF UK.

- Šutura, A., Janoščík, M. a Leško, B., 1983: Geofyzikálny průzkum flyšového pásma a vnírokarpatských jednotek v západní části Slovenska. Část první: Geologický výzkum perspektivních oblastí na výskyt ložisek ropy a zemního plynu. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. AP 6 889), 225 s.
- Šutura, A., Janoščík, M. a Leško, B., 1983: Geofyzikálny průzkum flyšového pásma a vnírokarpatských jednotek v západní části Slovenska. Část druhá: Komplexní zhodnocení geologicko-geofyzikálních dat. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. AP 6 889/1), 126 s.
- Šutura, A., Janoščík, M., Hromec, J., Zavřelová, J. a Viščor, I., 1985: Ověřování geofyzikálních indikací na lokalitě Považský Inovec a Nové Mesto nad Váhom. Etapa I a II – 1983/1985. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. AP 7 364), 55 s.
- Švábenická, L., 1990: Biostratigraphy of the Vlára Development of the Bílé Karpaty Unit on the basis of calcareous nannofossils. In.: Minaříková, D. a Lobitzer, H. (eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia (festive volume). Praha, Ústř. Úst. geol., 177 – 179.
- Teťák, F., 2016: Bielokarpatská jednotka, geologická stavba a vývoj západne od Veľkej Javoriny. Námestovo, Štúdio F, 32 s.
- Teťák, F., 2016: Rezy sedimentárnou výplňou kaverny v Tureckom vrchu, Slovensko. Sections through cave sedimentary filling in Turecký vrch hill, Slovakia. Slov. Kras – Acta Carsol. Slov., 54, 2, 149 – 157.
- Teťák, F., 2017: Báza javorinského a vrbovského príkrovu (bielokarpatská jednotka). Abstrakt. In: Zborník abstraktov a exkurzný sprievodca Otvoreného geologického kongresu SGS a ČGS Vysoké Tatry 2017, Mente et malleo, s. 76.
- Teťák, F., Iglárová, E. a Liščák, P., 2014: Geologická mapa Bielych Karpát a južná časť Myjavskej pahorkatiny v mierke 1 : 50 000. Príloha č. D9. Charakteristika geofaktorov životného prostredia. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 7 s.
- Teťák, F. a Pottfaj, M. (eds.), Havrila, M., Filo, I., Pešková, I., Boorová, D., Žecová, K., Laurinc, D., Olšovský, M., Siránová, Z., Buček, S., Kucharič, E., Gluch, A., Šoltés, S., Pažická, A., Iglárová, E., Liščák, P., Malík, P., Fordinál, K., Vlačiky, M. a Köhler, E., 2015: Vysvetlivky ku geologickej mape Bielych Karpát (južná časť) a Myjavskej pahorkatiny v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 306 s.
- Teťák, F., Pivko, D. a Kováčik, M., 2019: Depositional systems and paleogeography of Upper Cretaceous-Paleogene deep-sea flysch deposits of the Magura Basin (Western Carpathians). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 533, 1 – 21.
- Tisaj, D., Oravec, M. a Melicherčík, P., 2010: Železničný tunel cez Turecký vrch. <https://www.asb.sk/stavebnictvo/inzinierske-stavby/tunely/zeleznicny-tunel-cez-turecky-vrch> (24. 9. 2010), on line.
- Tkáčová, H., 1970 Trenčianske Bohuslavice – geofyzikálny prieskum na lokalite. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Tkáčová, H. a Májovský, J., 1969: Správa o geoelektrickom prieskume na lokalite Dolný Váh úsek Beckov – Leopoldov. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Tomana, J. a Džúrik, J., 2016: Revízia registrácie minerálnych zdrojov na území Trenčianskeho, Trnavského a Nitrianskeho kraja. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 95 274), 12 s.

- Tomek, Č. et al., 1976: Jednotné zpracování a interpretace tíhových dát vídeňské pánve a přilehlého pásma vnitřních a vnějších flyšových Karpat. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 37 731), 70 s.
- Trauth, F., 1909: Die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna I. Beitr. Paläont. Geol. Österr. – Ungarns Orients (Wien), 22, 1 – 138.
- Tyráček, J., 1963: Přehled fluvialních sedimentů v Západních Karpatech. Geol. Práce, Zpr., 64, 67 – 76.
- Uhlig, V., 1903: Tektonische Kartenskizze der Karpaten. Masstab 1 : 1 500 000. Leipzig, Druck Wagner Debes.
- Vass, D., Kováč, M., Konečný, V. a Lexa, J., 1988: Molasse basins and volcanic activity in West Carpathian Neogene – its evolution and geodynamic character. Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 5, 539 – 561.
- Vašíček, Z., Reháková, D., Michalík, J., Peterčáková, M. a Halášová, E., 1992: Ammonites, aptychi, nanno- and microplankton from the Lower Cretaceous Pieniny Formation in the „Kysuca Gate“ near Žilina (Western Carpathian Klippen Belt, Kysuca Unit). Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 16, 43 – 57.
- Vaškovská, E., 1970: Niektoré mikromorfologické črty fosilnej pôdy posledného interglaciálu na profile Nové Mesto nad Váhom, Mnešice. Geol. Práce, Spr., 53, 185 – 188.
- Vaškovská, E., 1986: Loess sediments and fossil soils (loess-soil provinces, subprovinces) of Slovakia. Region. geol. Západ. Karpát, Spr. výsk. Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), 21, 139 – 150.
- Vaškovská, E., 1989: Použitie rádiouhlíkovej metódy ^{14}C pri výskume kvartéru na území slovenských Karpát. Region. geol. Západ. Karpát, Spr. výsk. Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), 25, 153 – 160.
- Vaškovský, I., 1970: Geological profile of the Quaternary near Nové Mesto nad Váhom (Mnešice). Věst. Ústř. Úst. geol., 45, 1, 41 – 44.
- Vaškovský, I., 1977: Kvartér Slovenska. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 247 s.
- Verpoorte, A., 2002: Radiocarbon Dating the Upper Palaeolithic of Slovakia: Results, Problems and Prospects. Archäol. Korrespondenzblatt, Mainz, Verlag Römisch – German. Zentralmus., 32, 3, 311 – 325.
- Vilímek, P. a Urban, J., 2011: Železničný tunel cez Turecký vrch. Inžinierske stavby/Inžinýrské stavby (Bratislava), 5, 34 – 37.
- Vlačíky, M., Michalík, T., Nývtová Fišáková, M., Nývt, D., Moravcová, M., Králík, M., Kovanda, J., Péková, K., Prichystal, A. a Dohnalová, A., 2013: Gravettian occupation of the Beckov Gate in western Slovakia as viewed from the interdisciplinary research of the Trenčianske Bohuslavice – Pod Tureckom site. Quater. International, 294, 41 – 60.
- Vozár, J., Šantavý, J., Potfaj, M., Szalaiová, V., Scholtz, P., Tomek, Č., Šefara, J., Machková, N., Gnojek, I., Šály, B., Pereszlenyi, M., Hrušecký, I., Hlavatý, I., Jureňa, V., Rudinec, R., Magyar, J. a Slávik, M., 1999: Atlas hlbinných reflexných seizmických profilov Západných Karpát a ich interpretácia. Bratislava, MŽP SR – GS SR, Vyd. D. Štúra – GEOCOMPLEX.
- Vrana, K., Fendek, M., Panáček, A., Drexler, V., Szalaiová, V. a Reháková, D., 2009: Geotermálny vrt GZV-1 Nové Mesto nad Váhom – Zelená voda. Záverečná správa geologickej úlohy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 89 661), 90 s.

- Vybíral, V., Lindtner, J. a Zverka, P., 1993: Nové Mesto nad Váhom, skládka TKO. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 79 034), 1 – 24.
- Vyhláška MZ SR č. 545/2007, ktorou sa ustanovujú podrobnosti o požiadavkách na zabezpečenie radiačnej ochrany pri činnostiach vedúcich k ožiareniu a činnostiach dôležitých z hľadiska radiačnej ochrany.
- Zákon č. 44/1988 Zb., 2015: Zákon o ochrane a využití nerastného bohatstva (banský zákon).
- Zapletal, K., 1946: Geologie a nerostné suroviny země Moravskoslezské. Brno, Čes. Morav. zem. mus., 30, 83 – 104.
- Zbořil, L., Halmešová S. a Komora J., 1981: Geofyzikálny výskum vnútorných kotlín. Trenčianska depresia. Manuskript. Bratislava, archív Geofyzika.
- Zbořil, L., Halmešová, S., Kurkin, M. a Stránska, M., 1983: Geofyzikálny výskum vnútorných kotlín. Žilinská, Ilavská a Trenčianska kotlina, ročná technická správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zbořil, L., Šutora, A., Puchnerová, M., Szalaiová, V. a Král, M., 1983: Geofyzikálny výskum Ilavskej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zbořil, L., Halmešová, S., Hromec, J., Král, M., Kurkin, M., Puchnerová, M., Stránska, M. a Hladík, P., 1984: Geofyzikálny výskum vnútorných kotlín. Trenčianska kotlina – piešťanská priehľbeň, čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zelman, J. a Scheibner, E., 1960: Vysvetlivky ku geologickej mape bradlového pásma na liste Gottwaldov (v merítku 1 : 200 000). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 11 249), 51 s.
- Zlinská, A., 2006: Čiastková správa: Zhodnotenie mikrofauny z okolia Trenčína a Beckova. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 86 922).

SUMMARY

Geological setting and evolution of the region Biele Karpaty (Northern Part)

The geological map provides a simplified picture of the spatial distribution and mutual position of geological units involved in the geological setting of the region. It is based on a new detailed geological mapping, research, analysis of a number of samples and synthesis of older geological works. It brings new knowledge and stimuli for discussion and further research. It does not reserve the right to the only possible interpretation of the geological structure, but presents the basic information necessary for a comprehensive solution to geological issues and an understanding of the geological evolution of the Western Carpathians.

The investigated region is located in the western part of Slovakia at the junction of the Outer Western Carpathians and the Inner Western Carpathians. From the regional geological point of view, there are present Flysch Zone, Pieniny Klippen Belt and nappe units of the Inner Western Carpathians.

The Magura nappe of the Flysch Zone is represented by its innermost, Biele Karpaty unit. It represents a Late Cretaceous-Palaeogene Western Carpathian accretionary wedge thrust towards the northwest. It mainly contains rocks of a “flysch” character – alternating layers of sandstones and claystones in various proportions.

The Pieniny Klippen Belt in the region, along with the Drietoma unit, forms a tectonically complicated zone with signs of transpressional deformation at the contact of the Flysch Zone and the units of the Inner Western Carpathians. It consists of Jurassic-Early Cretaceous klippen placed in complexes of a “flysch” character. The Drietoma unit forms a separate element. It is an intensely folded sequence of the Late Triassic to the Early Jurassic age. It is in tectonic contact with the surrounding units.

The nappe units of the Inner Western Carpathians, represented by Fatricum and Hronicum, are the oldest part of the Alpine nappe system in the region. They are predominantly composed of carbonate and less siliciclastic sediments of the Triassic to Cretaceous age.

The Trenčianska kotlina Basin and the Ilavská kotlina Basin represent post-nappe Cenozoic basins filled mainly by siliciclastic sediments of the Early Miocene age. Quaternary sediments are represented by a diverse range of genetic types – colluvial sediments, landslides and fluvial and proluvial accumulations, in places covered by loess.

Flysch Belt – Biele Karpaty unit

The area of the Biele Karpaty Mts. forms a nappe complex of “flysch” formations belonging to the Biele Karpaty unit of the Magura nappe of the Out-

er Western Carpathians. The Biele Karpaty unit in the region is represented by the **Bošáca nappe** (Hluk group/facies) and the **Javorina nappe** above it (Vlára group / facies). In the north-eastern part of the region, a **Zubák nappe** (also the Vlára group / facies) is exposed below the Javorina nappe. The lithostratigraphic content of the Biele Karpaty unit is relatively simple. Separated lithostratigraphic units differ from each other in the ratio and character of sandstones and clayey shales.

The monotonous lithological character of the formations does not allow a more detailed knowledge of the geological setting. An exception are the red claystones of the Ondrášovec Mb., thanks to which it is possible to document in detail the complex structure of the base of the Javorina nappe with a number of rock blocks from the nappe bedrock incorporated into it during its movement. The lithofacially conspicuous are also conglomerates of the Drietomica Mb. and the Chabová Mb. At the tectonic contact with the Klippen Belt, a narrow discontinuous strip of the Ondrášovec Mb. emerges.

Pieniny Klippen Belt

The Pieniny Klippen Belt of the Western Carpathians forms a narrow but extremely complex tectonic zone separated internally from the Flysch Belt and externally from the Inner Carpathian units. Thanks to its structural position, specific tectonic evolution, as well as the character of sedimentary sequences, it differs from neighbouring zones. In the region, there are units of the Klippen Belt *sensu stricto*, the so-called **Oravicum**, formed by Jurassic to Late Cretaceous (sometimes even Palaeogene) rocks. The Oravic sequences are disintegrated, while Jurassic and Early Cretaceous limestones form separate lenses – klippens protruding amidst less competent, usually Late Cretaceous formations consisting of sandstones and / or claystones forming the so-called “klippen envelope”. The disintegration of the klippens and their envelope was caused mainly tectonically in the course of compressive to transpressive deformation. In smaller quantities, the klippens also have an erosive-sedimentary and gravitational origin.

In the examined region, the Oravic sequences are represented by the Czorsztyn, Kysuca and Pruské successions. These successions are individualized as separate units. The **Czorsztyn unit** is characterized by the presence of Jurassic crinoidal limestones, Czorsztyn limestones and in some places also Krasín breccia. Jurassic deep-water lithofacies are absent, Pieniny limestones are present in small thickness or are completely absent. The klippens of the Pruské unit often occur in association with the Late Cretaceous variegated marlstones. The klippens of the Czorsztyn unit are relatively uncommon in the studied area and do not form morphologically larger klippens (the largest klippen is Krasín near Dolná Súča).

The studied region is dominated by the klippens of the **Kysuca unit**, which is characterized by a deep-water Jurassic sequence with spotted limestones and marlstones, radiolarites and radiolarian limestones and Early Cretaceous pelagic limestones. They form the morphologically and spatially largest klippens in the region (Ihriská-Žľab, Horné Bradlo, Boháčovec). From the south, the klippens of the Kysuce unit are in contact with a strip of tectonically unclassified lithostratigraphic units. Part of the tectonically unclassified Late Cretaceous sandstones and claystones is almost certainly a continuation of the sequence of the Kysuca succession, but their mutual differentiation is not possible under recent conditions of the terrain exposure.

The **Pruské unit** is another Oravic succession that can be singled out in the region under study. It is characterized by the presence of Jurassic crinoidal limestones, alternating with dark shales at places, as well as radiolarites, thus creating a transitional succession type between the Czorsztyn and Kysuca successions. It forms an extensive ridge of klippens east of Krasín, nameless klippens between Trenčianska Závada and Skalka nad Váhom and klippens in the Chocholnica Valley (Sokolí kameň).

Rock sequences that could not be unambiguously assigned to a higher tectonic unit were designated as **lithostratigraphic units with uncertain tectonic affiliation** in the studied region. These include lithologically variegated klippens encompassed by Albian-Late Cretaceous “flysch” sediments.

The contact of the Klippen Belt with the Biele Karpaty unit is of a tectonic nature. In some places, there is a zone of smaller klippens indented into the Ondrášovec Mb. at the junction. A special phenomenon is a slice of the Čakanov klippens and an analogous structure in the area of the Bolešov Valley in the north-east of the territory, which represents the slice of the Klippen Belt folded in-between the nappes of the Biele Karpaty unit. The contact with the Drietoma unit, the Fatricum, the Manín unit and the Cenozoic fill of the Trenčianska kotlina Basin and the Ilavská kotlina Basin in the south of the region is also of a tectonic nature.

The **Drietoma unit** represents the succession of the Late Triassic to Early Jurassic sediments. The sequence is represented by sediments of the Carpathian Keuper Fm. with characteristic carbonate conglomerates, organodetritic limestones of Rhaetian and a diverse range of Early Jurassic rocks. The continuity / presence of younger formations is questionable. The Drietoma unit is partly tectonically integrated into the structure of the Klippen Belt and is considered to be part of the tectonic units of the Inner Western Carpathians. In the studied area between the Klanečnica Valley and Trenčín, it forms its substantial part.

Inner Carpathian nappes

The rock complexes of the Oravic units, the tectonically unclassified lithostratigraphic units and the Drietoma unit (i.e. the Klippen Belt *sensu lato*) are

limited from the south, or southeast by rock sequences that can be included in the Zliechov succession of the Fatricum, the Manín unit and the Hronicum.

Fatricum is exposed in the studied area in the strip from the Klanečnica Valley to the Chocholnica Valley. The rock sequence with a stratigraphic range from the Early Jurassic to the Early Cretaceous is characterized by the presence of deep-water facies of the Allgäu and Ždiar Fms., typical for the Zliechov succession of the Fatricum. In the NW, it is in tectonic contact with the rocks of the Drietoma unit. In its hangingwall on the SE, the Triassic carbonates of the Hronicum crop out.

The rocks included in the **Manín unit** emerge marginally at Skalka nad Váhom. They form a rock sequence from the Early Jurassic to the Early Cretaceous, with a characteristic complex of Early Jurassic sandy-crinoidal limestones and organodetritic limestones of the Early Cretaceous (Aptian). In the NW, it is in tectonic contact with the tectonically unclassified lithostratigraphic units. The contact is overlapped by the Eggenburgian deposits.

Hronicum makes up an area on the SW of the region between Nové Mesto nad Váhom and Haluzice. Its rock sequence consists mainly of the Middle to Late Triassic carbonates and in some places also the Early Jurassic crinoidal limestones. It emerges in several slices divided into two partial nappes (lower Hrušov nappe and upper Považie nappe). It forms the hangingwall of the Fatricum and is structurally the highest Alpine tectonic unit in the area. In the erosive reliefs near Nové Mesto nad Váhom, Early Miocene sediments are present in the Hronicum overburden.

Cenozoic sediments

The Early Miocene to Quaternary sediments occur in the greatest thickness in the area of the Trenčianska kotlina Basin and the Ilavská kotlina Basin. The Blatné Depression of the Danube Basin near Nové Mesto nad Váhom also extends marginally into the region. Early Miocene transgression begins on a fragmented pre-Cenozoic bedrock formed by the Klippen Belt and Inner Carpathian units after the end of the nappe-stacking. The filling of the adjacent parts of the Trenčianska kotlina Basin and the Ilavská kotlina Basin is largely formed by Early Miocene clastic sediments, mainly the Čausa Fm. of the Eggenburgian age. Sediments of the Karpatian Závod Fm. were also confirmed in well HVJ-25. Fluvial sediments of the Pliocene age (near Ivanovce) have also been preserved.

Both the Trenčianska kotlina Basin and the Ilavská kotlina Basin originally formed in the Early Miocene sedimentation area connected with the northern part of the Vienna Basin, the northern part of the Blatné Depression, the Bánovská kotlina Basin, the Hornonitrianska kotlina Basin and the southern part of the Turčianska kotlina Basin. This sedimentary basin was disintegrated during the Middle Miocene and later by the uplift of the Core Mountains and the continued subsidence of some sub-basins.

Quaternary sediments in the studied area are represented by a diverse range of genetic types. The most common are colluvial sediments, especially clayey and loamy-stony deposits. Landslides have an extraordinary extent, often exceeding an area of 1 km²; they are developed mainly in the area of the Biele Karpaty unit. Quaternary fluvial and proluvial accumulations are developed in the wide Váh floodplain and along its right-hand tributaries Klanečnica, Bošáčka, Chocholnica, Drietomica, Súčanka and Vlára. Fluvial sediments of river terraces are preserved on the slopes at the rim of the Váh floodplain. These slopes are frequently covered by a large number of accumulations of loess and loess loams. A remarkably widespread phenomenon are calcareous tufas forming smaller mounds.

Geological evolution

The rock units forming the region of the geological map of Biele Karpaty (Northern Part) are of sedimentary origin, mostly. They originated almost 250 million years ago in the period from the Middle Triassic to the present day as part of various tectonic units.

The geologically oldest units are the Middle to Late Triassic carbonate complexes of the **Hronicum**. The rocks of the Late Triassic to the Early Jurassic are present in the sequence of the Hrušové nappe forming the lower part. The Považie and Hrušové nappes, which have their continuation in a wider area outside the region of the geological map, represent fragments of sedimentary basins with a slightly different development. While the Považie nappe was dominated by shallow-water sedimentation (Mojtín-Harmanec carbonate platform of the Middle Triassic), the Hrušové nappe had preserved younger members with different pelagic developments of the Jurassic. The structuring of the Hronicum nappe complexes probably took place already in that period. During the Early Cretaceous, the Hronicum was displaced from its original sedimentary basin, generally from southeast to northwest (in today's coordinates), thus thrust over the Fatricum.

Fatricum represents another nappe unit, which, however, differs from the overlying Hronicum by the presence of a wider range of Jurassic and also Early Cretaceous rocks, which were deposited in the so-called Zliechov Basin, existing from the Early Jurassic to the beginning of the Late Cretaceous. Older Triassic Fatricum formations are not present in the examined region. The Fatricum overthrusting onto its foreland occurred during the end of the Late Cretaceous to the earliest part of the Late Cretaceous, similarly to the Hronicum, generally from the southeast to the northwest (in today's coordinates). The Fatricum is in tectonic contact with the units of the Klippen Belt, the tectonically unclassified units and the Drietoma unit.

The **Klippen Belt** in the broadest sense is built mainly by Jurassic-Cretaceous rocks, sometimes even the Palaeogene ones. Exact information on pre-Jurassic

evolution is lacking. During the Jurassic, the Klippen Belt (Oravicum) was divided into areas with shallow water sedimentation (later Czorsztyn ridge) in the north (in today's coordinates) and the so-called Kysuca Basin with deep-water sedimentation in the south. The areas of the Klippen Belt were gradually overthrust from south to north during the collision with the Inner Carpathian units in the course of the Late Cretaceous. It is generally accepted that the southern, Pieniny (Kysuca-Pieniny successions) unit first overthrust onto the northern, sub-Pieniny unit (Czorsztyn and Pruské succession). Today's form of the Klippen Belt with typical morphologically positive Jurassic-Cretaceous klippen surrounded by less resistant, mainly Cretaceous sequences, the so-called "envelope" was completed during the continuation of convergence. It was influenced by the rheological contrast of the rock sequences, as well as the overthrusting of the Klippen Belt onto the Flysch Zone. Younger, Palaeogene and Early Miocene tectonic processes, in which the sinistral shear parallel to the course of the Klippen Belt probably predominated, caused additional deformation, steepening and disintegration of the sequences into a relatively complicated structure. It largely obliterated the original nappe structure of the Oravicum and surrounding units.

The strata included in the **Drietoma unit**, in contrast to the sequences of the Klippen Belt (Oravicum), have also preserved the Late Triassic formations. Their evolution is not fundamentally different from the Fatricum or Tatricum. Structurally, it represents a transition element between the less deformed Fatricum and the strongly deformed Oravic units.

The **Biele Karpaty unit of the Flysch Belt** consists of accumulations of clastic sediments hundreds of meters thick. They deposited in the deep sea environment of the Magura Basin or on the slope of its shelf. By alternating layers of sandstones and claystones, their typical "flysch" character was formed. The development of the sedimentation in the region can be traced from the Younger Cretaceous to the Middle Eocene, although in the rest of the Magura Basin sedimentation took place up to the earliest Miocene. The oldest sediments of the Biele Karpaty unit in the region are the rocks of the Ondrášovec Mb. The claystones contained in the complex have a plastic character, which enabled the detachment of the Javorina and Zubák nappes and their overthrusting onto the more external Bošáca nappe. Within the Javorina, Drietomica and Chabová Mbs., sandstones significantly predominate over claystones, therefore these complexes form a solid body of nappes.

Today's image of a geological structure exposed on the surface is the result of erosion lasting millions of years, which removed hundreds to several thousand meters of rocks. The younger stage of the development of the Biele Karpaty Mts. is represented by the formation of Cenozoic, mainly Early Miocene, probably piggyback basins. **Early Miocene sediments** overlie the Hronicum, but also of the Klippen Belt units. Their largest thickness is preserved in the area of the Trenčianska kotlina Basin (up to 1,000 m) and the Ilavská kotlina Basin

(up to 250 m), due to the later Middle Miocene and younger subsidence. Since the Late Miocene, we observe a gradual cessation of marine sedimentation in the entire Western Carpathians. Locally preserved Pliocene sediments already represent exclusively continental sedimentation, which has persisted to the present day. From the Pliocene to the present, the erosion and accumulation activity of the Váh River has been significantly reflected in the region. During the **Quaternary**, in some places a large thickness of aeolian loess deposited and an accumulation of weathered scree on the slopes has taken place. Extensive landslides developed, especially on the sediments of the Biele Karpaty unit and the “klippen envelope”. Especially in the area of the Biele Karpaty unit, dozens of smaller accumulations of freshwater limestones – calcareous tufa mounds, have been formed.

Vysvetlivky ku geologickej mape Bielych Karpát (severná časť) 1 : 50 000

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2024

Vedúci odd. vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie: RNDr. Ladislav Martinský

Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová

Grafická úprava a technické spracovanie: Slávka Žideková

Preklad do anglického jazyka: RNDr. Pavel Liščák, CSc.

Návrh obálky: RNDr. Ladislav Martinský

Tlač a knižárske spracovanie: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

ISBN 978-80-8174-070-1

ISBN 978-80-8174-070-1