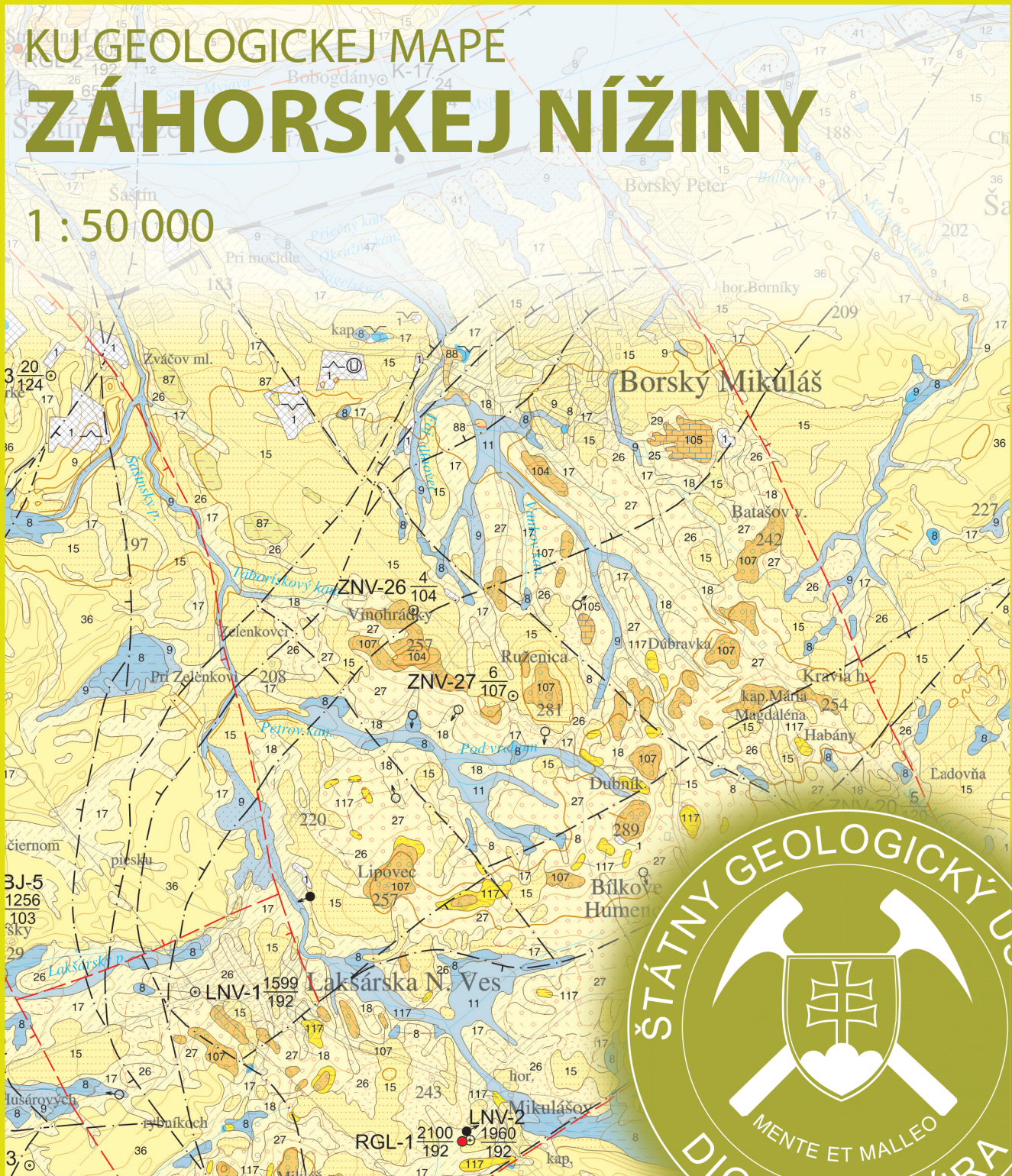


VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

ZÁHORSKEJ NÍŽINY

1 : 50 000



EDITOR: KLEMENT FORDINÁL

**VYSVETLIVKY
KU GEOLOGICKEJ MAPE
ZÁHORSKEJ NÍŽINY
1 : 50 000**

Recenzenti:

prof. RNDr. Michal Kováč, DrSc.

RNDr. Milan Lehotský, CSc.

Predseda vydavateľskej rady:

Ing. Branislav Žec, CSc.

Vedecký redaktor:

RNDr. Juraj Maglay, PhD.

Členovia redakčnej rady:

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

KLEMENT FORDINÁL, JURAJ MAGLAY, MICHAL ELEČKO, ALEXANDER NAGY,
MARTINA MORAVCOVÁ, MARTIN VLAČIKY, MILAN KOHÚT, ZOLTÁN NÉMETH,
VLADIMÍR BEZÁK, MILAN POLÁK, DUŠAN PLAŠIENKA, MÁRIO OLŠAVSKÝ,
STANISLAV BUČEK, MILAN HAVRILA, JOZEF HÓK, IVANA PEŠKOVÁ, ĽUDOVÍT
KUCHARIČ, PETER KUBEŠ, PETER MALÍK, PETER BALÁŽ, PAVEL LIŠČÁK, JÁN
MADARÁS, PETER ŠEFČÍK, IVAN BARÁTH, DANIELA BOOROVÁ, PAVEL UHER,
ADRIENA ZLINSKÁ, KATARÍNA ŽECOVÁ

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

ZÁHORSKEJ NÍŽINY

1 : 50 000



ZOSTAVIL: KLEMENT FORDINÁL

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2012

ISBN 978-80-89343-70-6

OBSAH

ABSTRAKT	7
ÚVOD	10
GEOGRAFICKÁ A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA (J. Maglay)	11
REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD (K. Fordinál a J. Maglay)	17
PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV A PRÁČ (M. Kohút, S. Buček, K. Fordinál a J. Maglay)	19
OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY (K. Fordinál, J. Maglay a M. Olšovský)	25
CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK	29
PREDTERCIÉRNE PODLOŽIE (J. Hók a I. Pešková)	29
MALÉ KARPATY	33
TATRIKUM	33
KRYŠTALINIKUM	33
Metamorfované horniny (Z. Németh, M. Kohút a V. Bezák)	33
Granitoidné horniny (M. Kohút)	36
MEZOZOIKUM	38
Borinská sukcesia (D. Plašienka)	38
Devínska sukcesia (D. Plašienka)	42
Kuchynská sukcesia (M. Polák)	44
FATRIKUM (M. Polák)	47
HRONIKUM (M. Olšovský, M. Havrila a S. Buček)	52
Veterlínsky príkrov	52
Ipoltická skupina (M. Olšovský)	52
Veterlínska sukcesia (M. Havrila)	56
Považský príkrov (M. Olšovský a S. Buček)	57
PALEOGÉN (S. Buček)	60
Malokarpatská skupina	60
VIEDENSKÁ PANVA	63
Neogén (K. Fordinál, A. Nagy, M. Elečko a P. Uher)	63
Kvartér (J. Maglay, M. Moravcová a M. Vlačíky)	83
TEKTONIKA (M. Elečko, K. Fordinál a A. Nagy)	144
NEOTEKTONIKA (J. Maglay)	146
GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ (K. Fordinál, A. Nagy a J. Maglay)	150
ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV (Ľ. Kucharič a P. Kubeš)	156
HYDROGEOLOGICKÉ POMERY (P. Malík)	164
GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA (P. Liščák a J. Madarás)	177
RECENTNÝ PÔDNY POKRYV ZÁHORSKEJ NÍŽINY (P. Šefčík)	186
NERASTNÉ SUROVINY (P. Baláž)	192
VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY (K. Fordinál, I. Baráth a J. Maglay)	204
ZÁVER (K. Fordinál a J. Maglay)	209
LITERATÚRA	210
SUMMARY	228
FOTOTABUĽKY I – XIII	233

ABSTRAKT

Na území regiónu Záhorská nížina sa rozprestiera západný okraj Malých Karpát a slovenská časť Viedenskej panvy. Na geologickej stavbe okrajovej časti Malých Karpát sa podieľa **tatrikum**, **fatrikum** a **hronikum** a v malej miere **paleogénne sedimenty**. Na území Viedenskej panvy sa nachádzajú **neogénne** sedimenty a v prevažnej miere sedimenty **kvartérneho veku**.

Tatrikum Malých Karpát sa člení na celú sústavu čiastkových príkrovových jednotiek. Na zmapovanom území sa nachádza **borinská jednotka** a veľká alochtónna jednotka – **bratislavský príkrov**.

Borinská jednotka vystupuje na sz. svahoch a predhorí Malých Karpát od Devínskej Novej Vsi až po obec Pernek. Na povrchu sú horniny borinskej jednotky zložené výlučne z usadenín jurského veku, staršie, triasové horniny sa vyskytujú len vo forme olistolitov.

Bratislavský príkrov je frontálna, výrazne alochtónna časť tatrika s. s. Zaberá plošne najväčšiu časť Malých Karpát. Je zložený z veľmi pestrých komplexov tak predalpínskeho fundamentu, ako aj jeho mezozoického sedimentárneho pokryvu.

Kryštalinikum budujú staropaleozoické metamorfované horniny a karbónske granitoidné horniny bratislavského masívu.

Mezozoické sedimentárne sledy sú v bratislavskom príkrove zachované na viacerých, sčasti oddelených miestach, pričom sa navzájom dost líšia. Predriftové permsko-triasové komplexy boli počas spodnojurského riftingu hlboko, miestami až úplne (kuchynská jednotka) erodované, a preto sú zachované len rudimentárne. Jursko-spodnokriedové sledy vystupujú na sz. periférii bratislavského fundamentu. Zaradujeme ich do štyroch samostatných jednotiek, z ktorých sa na zmapovanom území nachádzajú len dve, a to devínska a kuchynská jednotka.

Fatrikum je reprezentované vysokým príkrovom, ktorý je typickým reprezentantom spodnejších a externejších čiastkových príkrovových jednotiek tatrika.

Hronikum na území regiónu zastupujú dva čiastkové príkrovy – veterlínsky a považský. Stratigrafický rozsah veterlínskeho príkrovu zodpovedá vrchnému karbónu až vrchnému karnu. Mladopaleozoická klasticko-vulkanická sukcesia patrí do ipoltickej skupiny. Bazálne spodnotriasové členy sú reprezentované klastickými usadeninami benkovského a šuňavského súvrstvia. Horniny aniského veku pozostávajú z platformových vápencov a dolomitov. V ich nadloží sú panvové karbonáty. Terminálnu časť tvoria rifové sedimenty. V tektonickom nadloží veterlínskeho príkrovu leží čiastkový považský príkrov, zložený z havranickej a jablonickej kryhy. Litostratigrafický rozsah príkrovu zodpovedá spodnému triasu až najvyššiemu triasu – rétu.

Paleogénne sedimenty kolmatujú paleoalpínsku tektonickú stavbu Malých Karpát. Zastupujú ich klastické sedimenty malokarpatskej skupiny, reprezentované plytkomorskými litofáciami súvrstvia Jelenej hory a hemipelagickými sedimentmi bukovského a hrabnickeho súvrstvia.

Neogénne sedimenty sa v regióne vyskytujú na povrchu najmä pri západnom okraji Malých Karpát. V severnej časti regiónu patrí k najstarším sedimentom podbrančský zlepenec egenburského veku reprezentujúci plytkomorské okrajové sedimenty. V malej miere sú na študovanom území zastúpené usadeniny planinského súvrstvia otnansko-spodnokarpatského veku. Rozsiahle plochy severného okraja Malých Karpát sú pokryté hruboklastickými sedimentmi jablonických zlepenčov karpatského veku. V menšej miere sa vyskytujú usadeniny prietžských vrstiev a panvové sedimenty lakšárskeho súvrstvia spodnokarpatského veku.

V južnej časti regiónu na okraji Malých Karpát sa nachádzajú terestrické aj morské sedimenty. K najstarším patria kontinentálne brekcie pravdepodobne spodnobádenského veku stmelené sintrom nachádzajúce sa na severných svahoch Devínskej Kobyly. Najväčšie plošné rozšírenie majú terestrické usadeniny devínskonovoveského súvrstvia strednobádenského veku. Uvedené súvrstvie bolo rozčlenené na viacero litofácií (brekcií, štrkov, pieskov a ílov). V devínskonovoveskom súvrství sa po prvýkrát zaznamenal výskyt tufov s odtlačkami listov. V jeho nadloží sa zistili denudačné zvyšky plytkomorských sedimentov stupavských vrstiev strednobádenského veku.

Vo výplni Viedenskej panvy sa nachádzajú pelitické sedimenty lužického súvrstvia egenbursko-otnanského veku. V ich nadloží v severnej časti panvy sa vyskytujú hlbokomorské sedimenty lakšárskeho súvrstvia. Na ne nasadajú vrchnokarpatské sedimenty závodského súvrstvia, ktoré sedimentovalo v plytkovodnom brakickom až sladkovodnom prostredí. Na juhu slovenskej časti Viedenskej panvy sa v období vrchného karpátu usadzovali deltové sedimenty lábskych vrstiev. Na súvrstvia karpatského veku v období spodného

bádenú transgredoali hruboklastické sedimenty kútskych vrstiev, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do panvových facií lanžhotského súvrstvia spodnobádenského veku. V ich nadloží sa vyskytujú pestro sfarbené (hruboklastické aj pelitické) sedimenty žižkovských vrstiev lagunárneho až plytkomorského pôvodu, ktoré prechádzajú do panvových sedimentov jakubovského súvrstvia. Vrchnobádenské morské sedimenty studienčanského súvrstvia reprezentujú piesky, pieskovce a litotamiové vápence sandberských vrstiev a panvové pelitické usadeniny. Sedimenty sarmatského veku zastupuje holičské a skalické súvrstvie. Panónske sedimenty reprezentuje bzenecké, čárske a gbelské súvrstvie. Sedimenty vznikli v brakickom jazernom, deltovom a fluviálnom prostredí. Neogénnu sedimentáciu zakončujú hruboklastické sedimenty brodského a sološnického súvrstvia pliocénneho veku, ktoré sa vyskytujú len v kútskej a zohorsko-plaveckej depresii.

Kvartérne sedimenty, prevažne vo veľkej hrúbke, pokrývajú takmer celé územie regiónu. Na ich geologickej stavbe sa v rôznej miere podieľajú takmer všetky základné genetické typy terestrických uloženín. Objemovo je prevažná časť sedimentov sústredená na území Borskej nížiny a príľahlej časti Chvojnickej pahorkatiny.

Zo širokej škály vyvinutých a zachovaných genetických typov majú z hľadiska hrúbky, plošného rozsahu a špecifickosti vývoja dominantné postavenie akumulácie eolických pieskov. Tvoria významný a pre Borskú nížinu charakteristický kvartérny a reliéfový prvok. Naviake piesky tvoria viaceré ucelené pásma Záhorských pláňav, a najmä Boru. Tvoria jednak plošne rozsiahle dunové komplexy spojené do paralelnej sústavy mohutných pieskových valov, ale vyskytujú sa aj ako malé lokálne presypy a ploché akumulácie. Eolické piesky sú uložené jednak na predkvartérnom neogénnom podloží, jednak na piesčitých štrkoch a pieskoch fluviálnych terás aj dnovej akumulácie Moravy, Myjavy a ich väčších prítokov a čiastočne aj na proluviálnych akumuláciách distálnych zón náplavových kuželov Podmalokarpatskej zníženi a okrajového pásma pohoria.

Všetky povrchové akumulácie eolických pieskov sú vrchnopleistocénneho a mladšieho veku, v ktorých sa našli aj postglaciálne fosílné pôdy. Staršie akumulácie pieskov sú doložené vrtní z výplní lokálnych neotektonických depresii. Hrúbka návejov v dunách dosahuje extrémne hodnoty, až do 40 m.

Ďalším významným genotypom sú fluviálne akumulácie všetkých tokov so stratigrafickým rozpätím od spodného pleistocénu po holocén. Najstaršie fluviálne sedimenty sú známe z bazálnych častí kvartérnej výplne zohorsko-marcheggskej depresie a mladšie, okrem uvedenej, aj z kútskej čiastkovej depresie. Na pozitívnych štruktúrach tvoria náplň systému riečnych terás spodného až vrchného pleistocénu a dnových akumulácií vrchného pleistocénu vrátane ich holocénneho nívneho pokryvu.

Sedimenty terás sa zachovali najmä pozdĺž toku Moravy v relatívnej výške 3 – 25 m a vo vzdialenejších miestach od toku vo výške až do 70 m. Okrem doteraz známych piesčitých štrkov sedimenty terás tvorí najmä štrkovitý piesok a piesok s častým pokryvom eolického piesku. Akumulácie terás dosahujú hrúbku do 15 m. Hrúbka vrchnopleistocénnej dnovej akumulácie Moravy sa pohybuje v nive medzi 3 – 9 m a v nízkej terase 8 – 10 m. V nive Myjavy je hrúbka v rozmedzí 2 – 5 m a v depresiách narastá až na 40 m.

Fluviálne sedimenty holocénnej nívnej faciie zaberajú celkovo najväčšiu plochu. V nivnom kryte Moravy sú dvojstupňové. Príkorytovú časť zastupujú piesčité štrky a zvyšky pieskov agradačných valov. Podstatnú časť nív všetkých tokov tvoria hlinité a piesčito-hlinité povodňové sedimenty. Sú uložené na piesčitých štrkoch dnovej akumulácie. Ich hrúbka sa pohybuje v rozpätí 0,5 – 3 m.

Plošne aj objemovo nasledujú proluviálne sedimenty často rozsiahlych vejárov náplavových kuželov s časovým rozpätím od spodného pleistocénu po holocén, lemujúce úpätie Malých Karpát a vyplňajúce podstatnú časť Podmalokarpatskej zníženi. Vystupujú tak vo forme vložených terasovaných kuželov, ako aj vo forme naložených kuželov.

Kužele podmalokarpatského pásma obsahujú piesčito-štrkovo-úlomkovitý materiál s vložkami eolických pieskov. Podľa tvaru veľmi ploché sú najmladšie nadnívne a nívne kužele vyskytujúce sa po obvode nív hlavných tokov alebo v distálnych zónach starších kuželov.

Najväčšiu hrúbku, až 120 m, dosahujú proluviálne sedimenty vo výplni lokálnej perneckej depresie a 70 m vo výplni sološnicko-plaveckej depresie.

Eolické pokryvy vrchnopleistocénnych spraší a sprašových hĺn v rôznych varietach sa zachovali v príľahlej časti Chvojnickej pahorkatiny. V okolí Senice sa vyvinuli aj sprašové série tvoriace pokryv stredopleistocénnych fluviálnych terás a proluviálnych kuželov. Hrúbka sprašových pokryvov sa v priemere pohybuje medzi 2 – 10 m. Sprašové hliny tvoria nesúvislý pokryv. Tvoria ich odvápnené hliny.

Z hľadiska objemu hmoty sú významné aj rozličné druhy pleistocénno-holocénnych zvetranín a svahových sedimentov a ich kombinácií, viazaných najmä na svahy a ich úpätia v príľahlej časti Malých Karpát. Ide o zmes deluviálno-soliflukčných svahovín a sutín od piesčito-kamenitých a piesčitých cez deluviálne hlinito-kamenité a hlinito-piesčité až po výlučne hlinité. V okolí výstupov fluviálnych terás, na okrajoch vejárov náplavových kuželov a v okolí výstupov neogénného podložja v štrkovom a zlepencomom vývoji dominujú akumulácie deluviálnych a deluviálno-fluviálnych piesčito-hlinitých štrkov. Významné sú aj deluviálno-proluviálne

akumulácie dejekčných kuželov a prolúviálno-soliflukčné telesá svahových prúdov vystupujúce lokálne na svahoch pohoria. Na miestach s výskytom eolických pieskov v zníženinách a úvalinách sa nachádzajú deluviálno-fluviálne piesky.

Aluviálne nivy sú spestrené sieťou mŕtvych ramien a iných znížení reliéfu, v ktorých dominujú rozličné subtypy fluviálno-organických kalových a hnilokalových humózných piesčitých hĺn a organogénnych humózných rašelinových hĺn a slatín. Tieto sedimenty sa nachádzajú aj v medzidunových močaristých zníženinách, ako aj v distálnych zónach kuželov na styku s pieskami.

Výpočet akumulácií dopĺňajú lokálne výskyty chemogénno-organogénnych pramenných vápencov pri Borinke (holocén) a pri Perneku (stredný/vrchný pleistocén – ém) a uzatvárajú početné antropogénne akumulácie v podobe navážok, násypov, skládok a hald.

ÚVOD

Záhorská nížina predstavuje najzápadnejší región Slovenska. Toto územie zo severu ohraničuje línia, ktorá sa začína jz. od obce Hradište pod Vrátnom (Dolný mlyn) a pokračuje smerom na Z až po rieku Moravu. Západnú hranicu tvorí štátna hranica s Českou republikou a Rakúskom. Z východu študované územie ohraničuje línia tiahnuca sa po západnom úpätí pohoria Malé Karpaty začínajúca sa pri rieke Dunaj východne od mestskej časti Bratislava-Devín a pokračujúca severovýchodným smerom. Táto línia sa končí pri Dolnom mlyne jz. od obce Hradište pod Vrátnom.

Geologické mapovanie Záhorskej nížiny prebiehalo súčasne s mapovacími prácami v regióne Malé Karpaty a vzájomne sa dopĺňali. Na geologickom mapovaní územia Záhorskej nížiny sa podieľal široký autorský kolektív zo Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra a Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave.

Kryštalinické horniny paleozoika tatrika mapovali RNDr. M. Kohút, CSc., a RNDr. V. Bezák, CSc. Horniny perneckej skupiny mapoval Ing. Z. Németh, PhD., sedimenty borinskej jednotky prof. RNDr. D. Plašienka, DrSc., a sedimenty kuchynskej a vysockej jednotky RNDr. M. Polák, CSc., a I. Filo. Vrchnopaleozoické a mezozoické horniny hronika študovali Mgr. M. Olšavský, PhD., RNDr. S. Buček, CSc., a RNDr. M. Havrila. Územie tvorené neogénnymi usadeninami mapovali RNDr. M. Elečko, CSc., RNDr. K. Fordinál, PhD., a RNDr. A. Nagy, CSc., a sedimenty kvartérneho veku RNDr. J. Maglay, PhD., Mgr. M. Vlačíky, RNDr. M. Moravcová, PhD., a Mgr. M. Kučera.

V priebehu geologického mapovania sa na tomto území urobili v dvoch etapách (2008 a 2009) plytké mapovacie vrty (Fordinál et al., 2012), ktoré realizovala firma Geovrty. Ich účelom bolo objasniť geologickú stavbu kvartérnych sedimentov a stratigrafickú príslušnosť podložitých neogénnych usadenín.

Z eolických pieskov sa odobrali vzorky, ktoré boli metódou OSL datované na Humboldtovej univerzite v Berlíne. Metódou AMS sa v Rádiokarbónovom laboratóriu v Poznani hodnotili fosílné kosti z lokality Malé Leváre a Vysoká pri Morave. Touto metódou sa hodnotili aj travertíny z lokality pri Borinke a Perneku, ako aj rašeliny z Rohožníka. Získané výsledky predstavujú prvé exaktné údaje o veku usadzovania viatych pieskov na území Záhorskej nížiny a tvorby travertínov a rašeliny z uvedených lokalít.

Regionálna geologická mapa Záhorskej nížiny v mierke 1 : 50 000 bola zostavená na základe geologických máp v mierke 1 : 25 000 (Fordinál et al., 2009, 2011; Kučera, 2010), geologických máp zostavených v predchádzajúcom období (Baňacký a Sabol, 1973; Baňacký et al., 1996a; Mahel a Cambel, 1972; Plašienka et al., 1993a), ako aj výsledkov biostratigrafického a petrografického výskumu. Biostratigrafickým výskumom neogénnych sedimentov na základe foraminifer a vápnitého nanoplanktónu sa zaoberali RNDr. A. Zlinská, PhD., a RNDr. K. Žecová. Palynomorfy študovali Mgr. H. Vaněková zo Štátneho geologického ústavu D. Štúra a RNDr. M. Kováčová, PhD., z Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava. Petrografiou a mikrofaciálnou analýzou neogénnych hornín sa zaoberali RNDr. D. Boorová, CSc., a †RNDr. Z. Siráňová, PhD. Ťažké minerály z *devínskonovoveského súvrstvia* vyhodnotil doc. RNDr. P. Uher, CSc., z Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava.

Na zostavení vysvetliviek ku geologickej mape regiónu Záhorská nížina okrem zostavovateľov mapy a uvedených špecialistov sa podieľali aj doc. RNDr. J. Hók, CSc., z Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava a Mgr. I. Pešková, PhD. (predterciérne podložie Viedenskej panvy), RNDr. L. Kucharič, CSc., a RNDr. P. Kubeš, CSc. (zhodnotenie geofyzikálnych údajov), RNDr. P. Malík, CSc. (hydrogeologické pomery), RNDr. P. Liščák, CSc. (geofaktory životného prostredia), RNDr. P. Šefčík, PhD. (recentný pôdny pokryv), a Ing. P. Baláž (nerastné suroviny). Na technickom spracovaní čistokresieb máp 1 : 25 000 sa podieľali M. Žilavá a J. Dvořák a na kartografickom spracovaní mapy 1 : 50 000 J. Vlachovič, R. Fritzman a Ing. M. Antalík.

Zodpovedný riešiteľ vyslovuje úprimnú vďaku za kvalitne vykonanú prácu na zostavovaní geologickej mapy Záhorskej nížiny a vysvetliviek k nej všetkým svojim uvedeným spolupracovníkom. Zároveň ďakuje za ústretový prístup pri realizácii geologických prác na území regiónu Záhorská nížina vedeniu Vojenského obvodu Záhorie, Vojenských lesov a majetkov SR, Vojenského lesného úradu Ministerstva obrany SR, Vojenského technického a skúšobného ústavu Záhorie a majiteľom spoločností Kerkosand, spol. s r. o., Šajdkové Humence, Agropartner, spol. s r. o., Plavecké Podhradie, Gestüt Gütthler Hol, spol. s r. o., Kuchyňa, AGRA M, spol. s r. o., Malacky a RNDr. A. Ďurišovej zo Slovenského národného múzea v Bratislave za poskytnutie fosílného osteologického materiálu z lokalít Malé Leváre a Vysoká pri Morave na datovanie.

GEOGRAFICKÁ A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Na zmapované územie regiónu Záhorskej nížiny v zmysle regionálneho geomorfologického členenia Slovenska (Mazúr a Lukniš, 1978, 1986, resp. Mazúr a Lukniš in Mazúr et al., 1980) zasahujú viaceré geomorfologické jednotky niekoľkých rádov, vyčlenené na základe typológie reliéfu. Z tohto hľadiska územie pozostáva z dvoch, morfologicky výrazne odlišných oblastí.

Prvou z nich je oblasť **Záhorskej nížiny**, ktorá zaberá prevažnú časť územia zobrazeného na mape, a druhou **Fatransko-tatranská oblasť**, zasahujúca na územie okrajovo v úzkom východnom leme smeru SV – JZ, ktorý sa výraznejšie rozširuje len v jeho jv. a j. časti (obr. 1).

Oblasť **Záhorskej nížiny** pozostáva z dvoch, čiastočne morfologicky odlišných celkov – **Borskej nížiny**, ktorá tvorí zároveň najdominantnejší a plošne najrozsiahlejší celok celého skúmaného územia, a z **Chvojnickej pahorkatiny**, zasahujúcej na územie len okrajovo v úzkom severnom leme v smere Z – V (obr. 1).

Borská nížina sa člení na 7 podcelkov, ktoré boli rozlíšené na základe podrobnejšej typológie reliéfu. Jadrom a hlavným morfologickým prvkom Borskej nížiny s typickým eolickým reliéfom naviatych pieskov je jej centrálna časť označovaná ako **Bor** (v miestnom názvosloví „Búr“). V rámci tohto podcelku Mazúr a Lukniš (1978, 1986) v jeho severnej časti vyčlenili oddiel **Lakšárska pahorkatina**, založený na relatívnej elevačnej neotektonickej štruktúre. Táto pahorkatina s kótami *Ruženica* (281), *Dubník* (289) a *Mária Magdaléna* (297) tvorí zároveň morfopozíčne najvyššie položené územie nielen v rámci Boru, ale aj celej Borskej nížiny.

Územie na Z od Boru tvoria dva ďalšie, menej výraznejšie podcelky Borskej nížiny, prebiehajúce paralelne v smere S – J. Bezprostredne pozdĺž celého relevantného úseku štátnej hranice s Českou republikou, a najmä s Rakúskom, je to fluviálna rovina ľavobrežia Moravy. Označuje sa ako **Dolnomoravská niva**. Mimo zobrazeného územia na SZ od Kútov nadväzuje na fluviálnu rovinu Moravy, generovanú už v rámci poklesovej oblasti **Juhomoravskej panvy**, reprezentovanej celkom **Dolnomoravský úval**. V najjužnejšej časti územia regiónu medzi Devínskou Novou Vsou a Devínom sa Dolnomoravská niva na území Slovenska takmer úplne vyklinuje a rozprestiera sa najmä na území Rakúska.

Na V od Dolnomoravskej nivy sa tiahne susediaci paralelný podcelok **Záhorské pláňavy**. Dominantne ho tvoria plošne rozsiahle fluviálne terasy Moravy a čiastočne aj terasy jej ľavostranných prítokov (Myjava, Rudava, Malina). Takmer všetky terasy tohto podcelku sa vyznačujú nerovnomerne hrubým prerušovaným, ale plošne významným pokryvom prevažne mladších eolických pieskov. Záhorské pláňavy po prerušení nivou Myjavy v Kútoch smerom na S nadväzujú na ďalší podcelok, **Gbelský bor** prislúchajúci k Borskej nížine. Aj tento podcelok je tvorený systémom fluviálnych terás Moravy, nerovnomerne a prerušovane pokrytých eolickými pieskami. Z tohto podcelku zasahuje na študované územie iba nepatrná časť v okolí Kútov.

V južnej časti regiónu medzi Devínskou Novou Vsou, Zohorom a Stupavou sa nachádza ďalší podcelok Borskej nížiny – **Novoveská plošina**. Ide o neotektonicky limitovanú, relatívne mierne vyzdvihnutú kryhu tvoriacu rozsiahlu fluviálnu terasu Moravy a čiastočne aj terasovaný proluviálny kužel. Terasa aj kužel sú čiastočne pokryté návejmi mladých eolických pieskov vo forme plytkých presypov.

Ďalším z podcelkov Borskej nížiny je **Myjavská niva**. Táto fluviálna rovina lemujie celý s. okraj Boru a v smere Z – V od Kútov, resp. Borského Svätého Jura až po Jablonicu oddeľuje Borskú nížinu od Chvojnickej pahorkatiny.

Celý v. až jv. okraj Boru lemujie posledný z vyčlenených podcelkov Borskej nížiny s názvom **Podmalo-karpatská zníženina**. Ide o výraznú pozdĺžnu, neotektonicky predisponovanú a vcelku poklesovú štruktúru smeru JZ – SV. Zníženina predstavujúca na povrchu proluviálnu rovinu až pahorkatinu sa skladá z celého radu rôzne poklesnutých čiastkových depresii až nepatrných čiastkových elevácií, tiahnucich sa prevažne na hranici s pohorím od Lozorna po Jablonicu (obr. 1).

Celok **Chvojnická pahorkatina** tvorí sústavu neotektonických blokov s rôznou, ale v celku nižšou hodnotou zdvihu. Oproti Borskej nížine je však tento zdvih celkovo väčší a na prilahlej časti zasahujúcej do regiónu narastá v smere zo Z na V. Aj tu sa vytvorili čiastočne odlišné typy reliéfu tvoriace základ vyčlenenia jej podcelkov. Najzápadnejšiu časť, hraničiacu s uvedeným podcelkom Borskej nížiny označovaným ako Gbelský bor, tvorí **Unínska pahorkatina** s plochými chrbtami až plošinami a rozvetvenými úvalinovitými dolinami. Miernejšie zvlnený reliéf je príznačný pre prilahlú časť východnejšie ležiacej **Senickej pahorkatiny**. Tvoria ju paralelné medziúvalinové chrbty, úvalinovité doliny a úvaliny a v okolí Senice aj ploché chrbty a plošiny fluviálnych terás Teplice (Vrbovčianky) a Myjavy pokryté sprašami.

V rámci podcelku **Pezinské Karpaty** na územie zasahujú v smere JZ – SV len prilehlé časti oddielov **Homolské Karpaty**, **Stupavské predhorie** (celá plocha), **Kuchynská hornatina**, **Biele hory**, **Bukovská brázda** a **Plavecké predhorie**.

Podcelok **Brezovské Karpaty** zasahuje do regiónu len nepatrnou časťou na V až SV od Jablonice (obr. 1).

Na súčasnom stave reliéfu, ako aj na priestorovom rozložení jednotlivých foriem majú výrazný podiel: a) endogénne vertikálne geodynamické pohyby štruktúrno-tektonických blokov (poklesávajúce časti panvy a dvíhajúce sa pohoria), b) štruktúrne pomery a mechanické vlastnosti rozličných druhov sedimentárnych a magmatických hornín územia a ich rozdielna morfológická odolnosť, c) exogénne procesy, podmienené v konečnom dôsledku najmä rôznorodými a špecifickými faktormi pleistocénnej a holocénnej klímy.

Výraznejšie geomorfologické hranice hlavných uvedených geomorfologických jednotiek prevažne rádu celkov sú založené najmä na morfoštruktúrnej báze a s ňou súvisiacich vertikálnych pohyboch jednotlivých štruktúrno-tektonických blokov, ako aj na morfológickej odolnosti hornín proti pôsobeniu exogénnych procesov. Z tohto hľadiska celé územie tvoria časti viacerých čiastkových, tektonicky odlišných kryhových štruktúr.

Morfológicky najvýraznejší sa javí kontakt poklesových štruktúr *Viedenskej panvy* (oblasť Záhorskej nížiny) s elevačnou štruktúrou *Západných Karpát* (Fatransko-tatranská oblasť) reprezentovanou Malými Karpatmi.

Kontakt Malých Karpát vrátane Stupavského predhoria s Borskou nížinou sa prejavuje morfológicky výraznými erózióno-denudačnými svahmi založenými na okrajových segmentovaných zlomoch, resp. sústavách zlomov. Ich priebeh je viditeľný v pásme od Devína cez Devínsku Novú Ves po Zohor, v pásme od Záhorskej Bystrice cez Stupavu po Lozorno, no najmä v pásme od Zohora cez Lozorno s parciálnymi odskokmi v Rohožníku a Prievaloch až po Jablonicu. Pozdĺž *pásma litavských zlomov* vznikol celý rad čiastkových neotektonických depresí. Označujú sa ako *zohorsko-plavecká depresia* a pokračujú na územie Rakúska ako *zohorsko-marcheggská depresia*.

Aj hranica medzi Chvojnicou pahorkatinou a Myjavskou nivou je limitovaná tektonicky. Tvorí ju morfológicky strmší zlomový svah orientovaný na J v pásme od Čár až po Jablonicu.

Poklesové štruktúry sú budované zväčša menej odolnými, subhorizontálne deponovanými, prevažne pelitickými až psamitickými sedimentmi neogénu s premenlivým pokryvom kvartérnych, najmä fluvialných, proluviálnych, eolických a deluviálno-fluviálnych sedimentov. Elevačné štruktúry v pohorí budujú magmatické komplexy paleozoika, rozličné druhy karbonátových hornín a kremencov mezozoika a taktiež horniny v slienitom, pelitickom a psamitickom vývoji paleogénu a neogénu s variabilným pokryvom fluvialných, deluviálnych a lokálne aj eolických sedimentov.

Podľa Činčuru (in Mazúr et al., 1980) sa na skúmanom území stretávame s horninami I. – IV. stupňa morfológickej odolnosti. Najodolnejšie proti zvetrávaniu, erózii a denudácii sa javia magmatické komplexy granitoidov a metamorfítov Devínskych Karpát a príľahlej južnej časti Pezinských Karpát. V rovnakom stupni, ale ako nepatrne menej odolnejšie sa javia aj komplexy masívnych vápencov a kremencov Devínskych Karpát (Devín, Devínska Kobyla), masívnych vápencov, dolomitov a zlepcov príľahlej strednej a s. časti Pezinských Karpát (Biele hory, Plavecké predhorie a časť Kuchynskej hornatiny).

Do II. stupňa odolnosti patria komplexy kryštalických bridlic príľahlej časti Pezinských Karpát (Kuchynská hornatina) a komplexy hornín v slienitom vývoji s polohami lavicovitých a masívnych vápencov v úseku Pezinských Karpát medzi Borinkou a Lozornom.

Do III. stupňa odolnosti zaraďujeme komplexy psamitických hornín paleogénu v rámci príľahlej časti Bukovskej brázdy, no najmä komplexy peliticko-psamitických, resp. pelitických hornín neogénu. Vyznačujú sa mäkkým, hladko modelovaným reliéfom v oblasti Stupavského predhoria, Lakšárskej a Chvojnickej pahorkatiny, Novoveskej plošiny a v rámci pohoria aj v priestore Lamačskej brány a na jeho z. úpätí pri Rohožníku a medzi Prievalmi a Jablonicou.

Z hľadiska vplyvu litologickej náplne hornín na odolnosť proti exogénnym procesom k najnižšiemu, IV. stupňu morfológickej odolnosti hornín prislúchajú komplexy súvislých pokryvov, zväčša fluvialných (Dolnomoravská niva, Myjavská niva, Záhorské pláne, Gbelský bor) a proluviálnych (Podmalokarpatská znížina), no najmä komplexy naviatych pieskov Boru, prípadne spraší a sprašových hĺn Chvojnickej pahorkatiny.

V spodnom pleistocéne sa veľká časť povrchu územia v blízkosti hlavných tokov (Morava, Myjava) relatívne zarovnala na tzv. *poriečnu roveň* (Lukniš, 1955). Jej morfológické pozostatky, zväčša bez zachovania fluvialných sedimentov, možno pozorovať na medzidolinových a medziúvalinových chrbtoch Stupavského predhoria a na niekoľkých miestach z. úboče Malých Karpát medzi Kuchyňou a Rohožníkom. Povrch eróziónych zvyškov poriečneho systému zarovnania vystupuje vo výške 230 – 280 m n. m. (Lukniš, 1964; Mazúr a Činčura, 1964, 1975; Činčura, 2001). Starší povrch zarovnania, označovaný ako *stredohorská roveň* a sformovaný už v období panónu, je identifikovateľný najmä na príľahlej južnej časti Pezinských Karpát a miestami aj Devínskych Karpát, kde je situovaný vo výške 300 – 400 m n. m. (Činčura, 1967, 1970; Bizubová, 1993).

V pliocéne a kontinuálne pokračujúc aj v kvartéri, bolo územie regiónu postihnuté viacerými fázami nerovnomerných, vo vzťahu k hrastovej štruktúre Malých Karpát prevažne relatívne negatívnych tektonických pohybov prerušovaných obdobiai tektonického pokoja. Na pozitívnych štruktúrach Malých Karpát a taktiež na prechodných štruktúrach Borskej nížiny a Chvojnickej pahorkatiny vyznačujúcich sa relatívne menším poklesom až miernym vzostupom dochádzalo ku kvalitatívnym zmenám v striedaní laterálnej a hĺbkovej fluválnej erózie a akumulácie. Naopak, na výrazne negatívnych čiastkových štruktúrach Borskej nížiny zaznamenávame fluvialnu a proluvialnu akumuláciu v superpozičnom vývoji.

Pokračujúcim tektonickým výzdvihom Malých Karpát a čiastočne aj Chvojnickej pahorkatiny a synchronným poklesom lokálnych depresii Borskej nížiny sa počas pleistocénu na elevačných štruktúrach opäť zintenzívnila hĺbková erózia. V studených klimatických obdobiach ju sprevádzali kratšie úseky laterálnych fáz erózie a v teplých obdobiach dlhšie úseky akumulácie. To malo za následok vznik a formovanie série stupňov terasovaných a plošne rozsiahlych vejárov proluvialnych náplavových kuželov, deponovaných najmä po úpätí Pezinských Karpát a čiastočne aj na Chvojnickej pahorkatine, ale najmä vznik a formovanie série riečnych terás, ktoré sa v regióne zachovali najmä pozdĺž toku Moravy (Záhorské pláňavy, Gbelský bor, Novoveská plošina) a pozdĺž jej ľavostranných prítokov [Myjava, Teplica (Vrbovčianka), Rudava, Malina]. Vplyvom hĺbkovej erózie sa retrográdne ďalej prehľbovali doliny všetkých prítokov Moravy a Myjavy a modelovali sa doliny, úvaliny a medzidolinové (medziúvalinové) chrby.

Nerovnomerným synchronným poklesom lokálnych depresii s rôznou intenzitou poklesu (čiastkové depresie v rámci *zohorsko-plaveckej depresie* a *kútska čiastková depresia*) pokračoval ich vývoj superpozičným vyplňaním čiastočne fluvialno-limnickými, no najmä fluvialnymi a proluvialnymi sedimentmi. Pohybové tendencie morfotektonických blokov nemali kontinuálny priebeh.

Erozívna báza sa na relatívne pozitívnych morfotektonických štruktúrach najmä vplyvom fluvialnej erózie a denudácie, výrazne ovplyvnenej striedaním chladných a teplých období kvartérnej klímy, nerovnomerne a etapovite znižovala až po jej dnešný stav. V rámci celého regiónu ju môžeme situovať do ústia Moravy do Dunaja v Devíne vo výške zhruba 135 m n. m. Ak neberieme do úvahy výrazne pozitívnu neotektonickú štruktúru Malých Karpát, potom od najvyššie položených miest územia Borskej nížiny, ktoré sa na severe v oblasti Lakšárskej pahorkatiny pohybujú vo výške od zhruba 250 do necelých 300 m n. m. (*Vinohradky* a *Lipovec* 257 m n. m., *Ruženica* 281 m n. m., *Dubník* 289 m n. m., *Mária Magdaléna* 297 m n. m.), predstavuje kvartérny hĺbkový erozívny efekt 120 až 160 m. Oproti súčasnému toku Moravy v severnej časti je tento efekt nižší a dosahuje hodnoty medzi 100 – 140 m. Výrazne nižšie hodnoty hĺbkovej erózie sa zaznamenali v strednej a južnej časti nížiny, kde dosahuje hodnoty v rozpätí 25 – 60 m. V Stupavskom predhorí sa zvyšuje na približne 170 m.

V chladnejších, a najmä suchších klimatických fázach sa na území popri iných geomorfologických procesoch prejavovala intenzívna eolická činnosť a s tým súvisiaca mohutná viacnásobná akumulácia eolických pieskov a na prilahlých častiach Chvojnickej pahorkatiny a Malých Karpát aj akumulácia spraší a sprašových hĺn. Staršie eolické piesky boli v interglaciáloch denudované, prípadne deponované vo forme aluviálnych náplavov, tvoriacich v súčasnosti litologickú náplň fluvialnych terás. Predpoklad o existencii starších sérií eolických pieskov in situ je potvrdený z výplne lokálnych neotektonických depresii v oblasti Podmalokarpatskej znížieniny.

V reliéfe zmapovaného územia sa celkovo zachovalo len menšie množstvo základných, často sa opakujúcich foriem.

Na hladko modelovanom reliéfe prilahlej časti Chvojnickej pahorkatiny dominujú medziúvalinové chrby, úvaliny, pahorky a doliny tvaru U, resp. na kratších úsekoch aj doliny s asymetrickým priečnym profilom. Miestami sa vyvinuli hlboké aj plyšie výmole, dnes zväčša neaktívne, často so zaneseným dnom. Vyústenia úvalín, resp. suchých dolín v tvare U do hlavných dolín s aktívnym tokom sa často vyznačujú prítomnosťou výnosových (dejekčných) alebo mladých proluvialnych nívnych kuželov. Územie v okolí Senice tvoria rozsiahle plošiny fluvialnych terás Teplice (Vrbovčianky). Reliéf Chvojnickej pahorkatiny je zahladený nerovnomerne vyvinutými pokryvmi spraší a sprašových hĺn, ktoré pokrývajú aj uvedené terasy v okolí Senice. Spraše a sprašové hliny sa na j. okraji pahorkatiny často striedajú s návejmi mladých eolických pieskov vystupujúcich vo forme nízkych presypov rôznych tvarov alebo plochých, ronom rozvlečených návejev.

Na najexponovanejších miestach Lakšárskej pahorkatiny v priestore Borský Mikuláš – Lakšárska Nová Ves – Mikulášov – Bílkove Humence dominujú pahorky usporiadané do medzidolinových chrbtov smeru Z – V až JZ – SV, medziúvalinové chrby, úvaliny a doliny tvaru U. Smerom k Studienke prevládajú ploché chrby až plošiny. Na úpätných častiach svahov a v dnách dolín a úvalín sú časté mokrade. Celý reliéf je spestrený sériami dún až valov, resp. samostatnými valmi naviatych pieskov alebo aj plochých, ronom rozvlečených návejev (beztvaré akumulácie).

Pre centrálnu časť Borskej nížiny – Bor – je typický a dominantný eolický reliéf naviatych pieskov. Hlavným reliéfovým prvkom sú uloženiny eolických pieskov od beztvarých (plochých) akumulácií cez plošne aj výškou malé lokálne presypy až po príznačné presypy, náveje a záveje – duny veľkých plošných rozme-

rov, s rôznymi tvarmi pôdorysu a výškou až do 40 m (Lakšárska duna), ako aj občasné barchany. Duny sa často spájajú do dunových sérií tvoriacich pozdĺžne paralelné pásma až sústavy mohutných pieskových valov. Medzidunové zníženia alebo iné zníženia reliéfu sú často podmäčkané, s vyvinutými mokradami, močiarimi až rašeliniskami slatinného typu.

Plochý reliéf Záhorských pláňav a Novoveskej plošiny tvoria plošiny a užšie pruhy riečnych terasových stupňov Moravy a jej prítokov. Stupňovitosť a celistvosť terasových akumulácií je rozrušená nivami bočných prítokov, spestrená plytkými dolinami a úvalinami a poznačená pokryvmi zväčša mladých eolických pieskov vo forme beztvárnych piesčitých akumulácií až presypov.

Dolnomoravská a Myjavská niva, ako aj nivy ostatných väčších tokov majú plochý, rovinatý, v smere tokov mierne sklonený riečny reliéf. Aluviálna niva Moravy je dvojestupňová, spestrená ojedinelými pozdĺžnymi vyvýšeninami zloženými z pieskov agradačných prikorytových valov, návejov mladých eolických pieskov a antropogénnych štrkovísk. Je rozčlenená sieťou meandrov mŕtvych ramien, mokradami, močiarimi až rašeliniskami slatinného typu, ako aj pozdĺžnymi zníženinami po zanesených, resp. rekultivovaných mŕtvych ramenách.

Západné úpätie Malých Karpát v pásme od Lamačskej brány na S, ale najmä v pásme Podmalokarpatskej znížiny od Lozorna po Jablonicu lemujú plošne rozsiahle paralelné vejáre terasovaných a naložených viacgeneračných náplavových kuželov. V distálnych častiach kuželov na styku s pieskami Boru sú vyvinuté mokrade a slatinné rašeliniská. Vejáre kuželov sú často pokryté presypmi eolických pieskov.

V príľahlej časti Malých Karpát lemujúcich pahorkatinu formy reliéfu reprezentujú plošiny *poriečneho systému zarovnaní*, erozívno-denudačné a tektonicky predisponované svahy, doliny tvaru V, medzidolinové chrčty a množstvo sediel. Na plošinách *poriečneho systému zarovnaní* sa ojedinele zachovali eluviálne plášte, spestrené lokálnymi zamokrenými zníženinami. Dná menších dolín, resp. dolín s občasným tokom sú zanesené soliflukčným, v postglaciáli terasovaným materiálom. Miesta s výstupom karbonatických hornín sú reprezentované prelomovými dolinami, skalnými vežami, stenami a stupňami, ojedinelými jaskynnými portálmi a skalnými prevismi. Pod skalnými stenami sú niekedy vyvinuté fosílné aj recentné osypové kužele, blokové sutiny a produkty skalného rútenia (Biele hory a Plavecké predhorie).

Vplyvom odlišných litologických vlastností hornín, tektonickej predispozície morfoštruktúr a intenzity pozitívnej tektoniky sa exogénne činitele uplatnili na tvorbe reliéfu v rôznej miere. Tým vznikli čiastočne odlišné typy reliéfu. Na základe stavu súčasných poznatkov možno konštatovať, že v celom regióne sa podľa Mazúra (in Mazúr et al., 1980) vyvinulo až 11 typov reliéfu (uvedené ďalej).

Pre celú oblasť Borskej nížiny vrátane príľahlého pásma Chvojnickej pahorkatiny je charakteristický štruktúrno-tektonický, na povrchu morfotektonicky slabo diferencovaný aj nediferencovaný reliéf prevažne horizontálnych až subhorizontálnych sedimentárnych zlomových (kryhových) štruktúr s relatívne pozitívnu i negatívnu pohybovou tendenciou blokov. Na príľahlom leme pohoria sa vyvinul reliéf na vrásovo-zlomových a kryštalických štruktúrach s výrazne pozitívnu pohybovou tendenciou blokov.

Pre nivy Moravy, Myjavy a čiastočne aj nivy tokov v rámci *malacko-lábskej a stupavsko-lamačskej erozívno-denudačnej znížiny* je príznačný rovinný až nepatrne zvlnený akumuláčny reliéf fluviaálnej roviny, miestami až fluviaálnej a slatinnej mokrade s nepatrným, resp. žiadnym uplatnením litologického zloženia. Priemerný sklon územia nepresahuje hodnotu 2°.

Pre Záhorské pláňavy a Novoveskú plošinu je príznačný morfotektonicky slabšie diferencovaný, plochý, nepatrne až mierne zvlnený akumuláčno-erozívny, fluviaálny až fluviaálno-eolický, mierne úvalinovitý reliéf fluviaálno-eolický zvlnenej roviny až tabuľovej pahorkatiny s priemerným sklonom svahov do 4° a s recentným fluviaálnym erozívny procesom pri slabom uplatnení litologického zloženia.

Na území Boru prevažuje morfotektonicky diferencovaný, mierne až stredne zvlnený akumuláčno-erozívny reliéf eolicko-fluviaálnej až eolickéj zvlnenej roviny až pahorkatiny s priemerným sklonom 2 – 6°, ktorá smerom k Pezinským Karpatom prechádza do proluviaálnej, mierne zvlnenej roviny Podmalokarpatskej znížiny. Na jej západných periférnych okrajoch v distálnych častiach kuželov sa lokálne vyvinul proluviaálno-fluviaálny, nepatrne zvlnený reliéf proluviaálnej mokrade až slatinnej roviny.

Lakšárska pahorkatina predstavuje morfotektonicky diferencovaný, stredne až silno zvlnený fluviaálno-eolický, lokálne erozívno-denudačný a erozívno-akumuláčny úvalinovitý reliéf. Ide o fluviaálno-eolickú zvlnenú pahorkatinu s priemerným sklonom svahov 6 – 10°, s recentným slabým fluviaálnym procesom doplneným miernym pohybom svahových hmôt, s občasným prechodom do výmolevej erózie (Mazúr, Činčura a Kvitkovič in Mazúr et al., 1980).

Príľahlú časť Chvojnickej pahorkatiny tvorí erozívno-akumuláčny, stredne až silno zvlnený reliéf proluviaálno-eolickéj zvlnenej pahorkatiny s priemerným sklonom svahov 8 – 14°.

V ostrom kontraste s predchádzajúcimi typmi reliéfu oblasti Záhorskej nížiny stojí niekoľko základných typov erozívno-denudačného, morfotektonicky diferencovaného reliéfu vyvinutého na štruktúrno-tektonických blokoch (kryhách) príľahlej časti Malých Karpát. Oproti okolitým panvám sa prejavujú výrazne pozitívnu pohybovou tendenciou.

Príslahlú j. časť Pezinských Karpát tvorí planačno-fluviálny, mierne až stredne fluviálne rezaný reliéf na kryštalických štruktúrach so stredným až silným uplatnením litologického zloženia. Priemerný sklon svahov dosahuje hodnoty 6 – 14°. Obdobný typ reliéfu fluviálne stredne rezanej planiny, ale už na príkrovovo-vrásových štruktúrach so stredným stupňom uplatnenia litologického zloženia, sa vyvinul v príslahlých častiach Devínskych Karpát na Devínskej Kobyle a severnejšie medzi Borinkou a Lozornom.

Bezprostredne na okraji pohoria je vyvinutý aj stredne rezaný rázsochový reliéf fluviálne rezanej vrchoviny až hornatiny na kryštalických štruktúrach so stredným uplatnením litologického zloženia a priemerným sklonom svahov 14 – 24°.

Severný lem Karpát tvorí tektonicko-štruktúrny až štruktúrny planačno-fluviálny reliéf vrásovo-zlomových, rytmicky zvrstvených masívnych štruktúr fluviálne stredne hlboko rezanej planiny. Priemerný sklon svahov sa pohybuje medzi 6 – 15°.

Biele hory a Plavecké predhorie sa vyznačujú fluviálne hlboko rezaným štruktúrno-tektonickým rázsochovým reliéfom príkrovovo-vrásových štruktúr so silným uplatnením litologického zloženia. Priemerný sklon svahov v tejto časti pohoria je 14 – 24° a viac (Mazúr, Činčura a Kvitkovič in Mazúr et al., 1980).

Pre pahorkatinné časti Záhorskej nížiny sú príznačné zväčša slabšie fluviálno-erozívne (čiastočne aj akumulčné) procesy s tvorbou rozvretých úvalinovitých dolín s miernym pohybom svahových hmôt. Častý je tu výmoločný, ale najmä eolický proces v Borskej nížine s tvorbou recentných presypov. Roviny vykazujú čiastočne fluviálny akumulčno-erozívny, no zväčša akumulčný proces.

Horizontálna členitosť reliéfu je veľmi rozdielna. Podľa Mazúra (in Mazúr et al., 1980) sa pohybuje v rozmedzí od 0 – 0,5 km/km² v rovinných častiach nížiny do 1,75 – 3,5 km/km² v príslahlých častiach Pezinských Karpát.

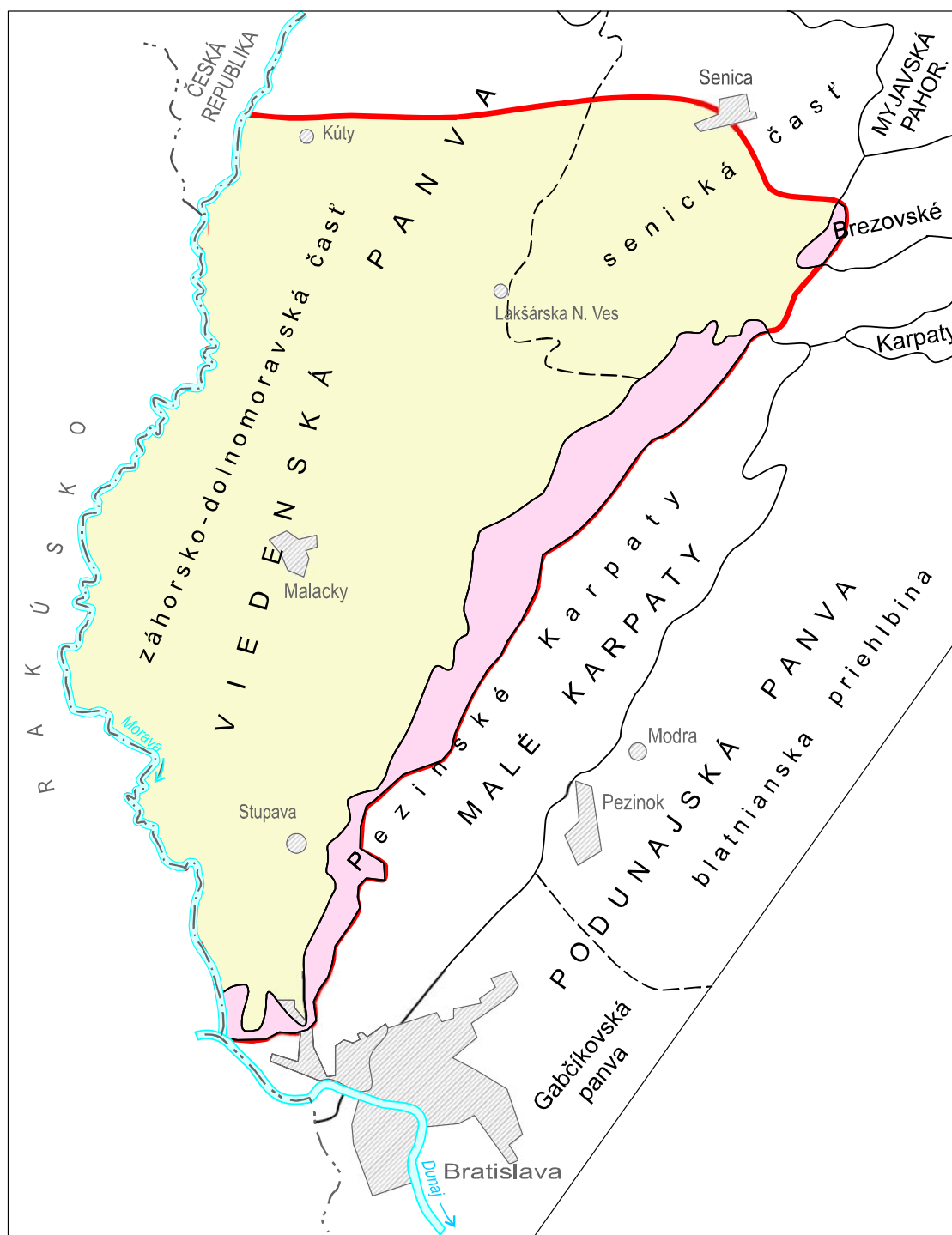
Aj sieť vodných tokov regiónu je nerovnomerná a lokálne je tektonicky predisponovaná. Má kombinovaný stromovitý a mozaikovitý charakter, pričom toky sú vo vzťahu k štruktúram sedimentárnych hornín pahorkatín prevažne konsekventné až subsekventné. Celé územie prináleží k povodiu Moravy a Dunaja ako povodiu I. rádu. Hustota riečnej siete je na väčšine územia výrazne nerovnomerná. Po obvode Pezinských Karpát dosahuje hodnoty 1 500 – 2 500 m/km², v oblasti Boru len 100 – 500 m/km² a menej.

Všetky toky majú dažďovo-snehový režim odtoku z vrchovinných oblastí. Vysokú vodnosť dosahujú v III. – IV. mesiaci, s výraznejším podružným zvýšením vodnosti koncom jesene a začiatkom zimy. Väčšina vody územia pochádza zo zrážok (Šimo a Zaňko in Mazúr et al., 1980). Podzemná voda na väčšine územia pochádza iba zo zrážok, len v nivách asi 80 % z riek a potokov.

Väčšina územia regiónu prislúcha k teplej klimatickej oblasti s teplou, mierne suchou až suchou nížinnou klímou. Vyznačuje sa miernou zimou s priemernou teplotou v januári vyššou ako –3 °C a teplým letom s počtom letných dní (vyššie 25 °C) v roku viac ako 50. Územie Pezinských Karpát reprezentuje mierne teplú klimatickú oblasť s prevažne mierne teplou a mierne vlhkou až vlhkou vrchovinnou klímou s miernou až chladnou zimou a s priemernou teplotou vzduchu v júli vyššou ako 16 °C (Konček in Mazúr et al., 1980). Priemerné ročné zrážky sa pohybujú medzi 530 – 700 mm/rok v nížine a 600 – 900 mm/rok v pohoriach (Tarábek a Kurpelová in Mazúr et al., 1980).

REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD

Územie na regionálnej geologickej mape Záhorskej nížiny v mierke 1 : 50 000 v zmysle regionálneho geologického členenia Západných Karpát (Vass et al., 1988a) zahŕňa **Viedenskú panvu** so *záhorskodolnomoravskou* a *senickou časťou*. V juhovýchodnej časti územia sa nachádzajú **Malé Karpaty** s časťou *Pezinské* a *Brezovské Karpaty* (obr. 2).



Obr. 2. Geologické členenie Záhorskej nížiny (podľa D. Vassa et al., 1988a).

Záhorsko-dolnomoravská časť **Viedenskej panvy** zaberá najväčšiu časť zmapovaného územia. Sedi-mentárnu neogénnu výplň tejto časti panvy tvoria miocénne až pliocénne sedimenty. Miocénne sedimenty sú zastúpené spodno- až vrchnomiocénnymi usadeninami.

Senickú časť Viedenskej panvy tvoria v najväčšej miere spodnomiocénne sedimenty. V malej miere sú zastúpené strednomiocénne sedimenty.

Územie Záhorskej nížiny je výrazne pokryté kvartérnymi sedimentmi, s výnimkou lokálne exponovaných častí nárazových brehov tokov, chrbtov, pahorkov a svahov Lakšárskej pahorkatiny, okrajového lemu Chvojnickej pahorkatiny, ako aj hrebeňov a svahov priľahlej časti Malých Karpát. Z jednotlivých typov majú plošne aj objemovo najpodstatnejšie rozšírenie eolické formácie naviatych pieskov (stredný až vrchný pleistocén až holocén) a ich sedimentárne kombinácie s deluviálnymi a proluviálnymi sedimentmi (pleistocén – holocén). Nachádzajú sa dovedna najmä v Borskej nížine v priestore Boru a na Záhorských pláňavách.

Z hľadiska objemu hmoty nasledujú fluviálne sedimenty výplne dien dolín Moravy a Myjavy a dien dolín ich ďalších väčších prítokov. Vyskytujú sa najmä vo forme dnovej akumulácie (vrchný pleistocén) vrátane nivného povrchového krytu (holocén), ale aj vo forme systémov riečnych terás Moravy a Myjavy (spodný až vrchný pleistocén), v menšej miere aj Rudavy, Teplice (Vrbovčianky) (stredný až vrchný pleistocén) a Maliny (vrchný pleistocén). Ich výskyt sa zaznamenal najmä na Záhorských pláňavách, Novoveskej plošine, v okolí Senice, na ľavobreží Myjavy pozdĺž Boru a na pravobreží Rudavy v Bore. Terasy sú výrazne pokryté eolickými pieskami. Fluviálne sedimenty v superpozičnom vývoji tvoria aj hlavnú sedimentárnu výplň *zohorskej a kútskej depresie* (spodný až vrchný pleistocén).

Veľmi významné sú aj proluviálne akumulácie terasovaných náplavových kužeľov, vybiehajúcich paralelne z Malých Karpát na ich predpolie v pásme od Bratislavy-Lamača cez Stupavu, Rohožník až po Jablonicu (spodný až vrchný pleistocén), ako aj proluviálne akumulácie v superpozičnom vývoji vo výplni čiastkových neotektonických depresii Podmalokarpatskej znížieniny (spodný až vrchný pleistocén). Proluviálne sedimenty sú najmä v distálnych zónach výrazne pokryté eolickými pieskami.

Deluviálne sedimenty a ich kombinácie s proluviálnymi a fluviálnymi sedimentmi (vrchný pleistocén – holocén) sú vyvinuté priebežne na celom území, no najmä v okrajových častiach pohoria, v najexponovanejšej časti Lakšárskej pahorkatiny a na príľahlej časti Chvojnickej pahorkatiny.

V južnej, príľahlej časti Pezinských Karpát na územie čiastočne zasahujú pokryvy eluviálno-deluviálnych zvetranín.

Pokryvy spraší a sprašových hĺn zasahujú na územie najmä na príľahlej časti Chvojnickej pahorkatiny, ale lokálne sa vyskytujú aj v príľahlej j. časti Pezinských a Devinských Karpát.

PREHLAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV A PRÁC

Územie Záhorskej nížiny bolo už v druhej polovici 19. storočia objektom geologického a paleontologického výskumu a od polovice 20. storočia aj intenzívneho naftového prieskumu.

Systematickejší výskum **kryštalinika** Malých Karpát sa začal v polovici minulého storočia. Prvé detailné opisy granitoidných a dioritických hornín sú v prácach Kornhubera (1857) a Andriana a Paula (1864). Zo začiatku 20. storočia sú významné práce Richarza (1908) a Toborffyho (1916). V 50. a 60. rokoch minulého storočia sa kryštalinikom podrobnejšie zaoberali Cambel a Kupčo (1952), Cambel a Valach (1956) a Cambel in Buday et al. (1962). Moderným petrologickým a geochemickým spôsobom boli granitoidné a metamorfované horniny Malých Karpát spracované v prácach Vilinoviča (1981), Vilinoviča a Petrika (1984), Cambela a Kuhna (1983), Korikovského et al. (1984), ako aj Cambela a Vilinoviča (1987), Ivana et al. (2001) a Brosku et al. (2006). Datovaním hornín kryštalinika za pomoci Rb/Sr a K/Ar analýz sa zaoberali Bagdasarjan et al. (1982, 1983), ako aj Kantor et al. (1987). V poslednom čase bolo zostavených viacero schém litostratigrafického a tektonického členenia kryštalinických hornín Malých Karpát (Putiš et al., 2004; Ivan et al., 2001; Ivan a Méres, 2006). Najnovšie predstavy o stavbe Malých Karpát možno nájsť v práci Kohúta et al. (2008).

Medzi najstaršie práce so záznamom o **mezozoických sekvenciách**, ktoré pochádzajú z konca 19. a začiatku 20. storočia, patria práce Schaffera (1900) a Toulou (1901). Prvý ucelenejší obraz o stavbe južnej časti Malých Karpát je zhrnutý v práci Becka a Vettera (1904). Za prvú skutočnú monografiu, ktorá komplexne spracúva stavbu Malých Karpát, možno pokladať až prácu Koutka a Zoubka (1936b). Výsledky geologického výskumu obalovej jednotky Malých Karpát realizovaného v 50. rokoch minulého storočia sú zhrnuté vo vysvetlivkách a v prehľadnej geologickej mape 1 : 200 000, list Wien – Bratislava (Buday et al., 1962), a v monografii Maheľa et al. (1967), resp. v prácach Kochanovej et al. (1967) a Kullmanovej (1971). Zistené údaje o geologickej stavbe obalovej jednotky boli kartograficky spracované na *Geologickej mape Malých Karpát 1 : 50 000* (Maheľ a Cambel, 1972). V ďalšom období sa značná pozornosť venovala problematike mezozoických komplexov. Cenné kritériá rozlišovania triasových a liasových súvrství uvádzajú Kahan et al. (1973), Mišík a Jablonský (1978) a Mišík (1986). K poznaniu borinskej jednotky prispeli Maheľ (1986, 1987), Plašienka et al. (1989, 1991) a Plašienka (in Kováč et al., 1991b).

Koncepcia tektonickej stavby tatrika Malých Karpát prešla v posledných dvoch desaťročiach minulého storočia zásadnými zmenami. Tatrikum sa prestalo chápať ako málo komplikované autochtónne podložie subtatranských príkrovov a miesto toho sa začala zdôrazňovať jeho príkrovová stavba (Putiš, 1986, 1987, 1991; Plašienka a Putiš, 1987; Plašienka, 1987, 1990, 1999; Plašienka et al., 1989, 1991). Značnú časť nových poznatkov najmä biostratigrafického charakteru priniesli práce Michalíka (1984, 1993, 1994, 1997), Michalíka et al. (1986, 1993, 1994) a Borzu a Michalíka (1987).

Prvé zmienky o litostratigrafických jednotkách z oblasti Bielych hôr (Pezinské Karpaty) pochádzajú od Foetterleho (1853), Pettka (1856a), Stura (1860), Paula (in Andrian a Paul, 1864) a Vettera (in Beck a Vetter, 1904). Zhrnutie novších poznatkov od roku 1961 z Bielych hôr je v práci Bieleho et al. (1980) a v monografii Maheľa (1986).

Paleogénne sedimenty okraja Malých Karpát sa začali podrobnejšie študovať až koncom 50. rokov minulého storočia. Na základe štúdia foraminifer sa zistilo, že ílovcovo-pieskovcové súvrstvie je stredno- až vrchnoeocénneho veku (Benešová, 1958) a bazálne zlepencové súvrstvie spodno- až ?strednoeocénneho veku (Vaňová, 1963).

Andrusov (1965) zaradil paleogénne sedimenty nachádzajúce sa v Malých Karpatoch do stredoslovenského vývinu paleogénu, resp. do súlovsko-podhalského vývinu súlovského súvrstvia. Neskôr ich Chmelík (in Buday et al., 1967) priradil do pribradlového vývoja myjavsko-žilinského pásma, resp. do prechodnej zóny, laterálne faciálne zblíženej s typickými vývoji vnútrokarpatského paleogénu. Podobne aj Gross a Köhler (1989) konštatujú, že paleogénne sedimenty Malých Karpát reprezentujú prechodný vývoj medzi pribradlovým a vnútrokarpatským vývojom paleogénnych sedimentov s výraznejšou afinitou k pribradlovému vývoju.

Najstaršie informácie o stratigrafických pomeroch a faune **neogénnych sedimentov** študovaného územia pochádzajú z druhej polovice 19. storočia z obdobia rakúsko-uhorskej monarchie (Andrian a Paul, 1864; Fuchs, 1868; Hörnes, 1856, 1864, 1870; Paul, 1863a; Schaffer, 1898; Toula, 1886). Uvedení autori v nich opisujú faunu a stratigrafické pomery bádenských a sarmatských sedimentov v okolí Devínskej Novej Vsi, Devínskej Kobyly, Záhorskej Bystrice, Jablonového, Stupavy a Sološnice.

Ďalšie informácie sa získali v 20. a 21. storočí pri regionálnom geologickom mapovaní, paleontologických a stratigrafických výskumoch povrchových lokalít a naftovom prieskume.

Začiatkom 20. storočia uvádzajú Beck a Veters (1904) výskyty bádenských litavských vápencov a sarmatských pieskov a pieskocov pri Rohožníku a Sološnici. V tomto období sa podrobne študovala fauna na lokalite v Devínskej Novej Vsi (Schaffer, 1908; Toulou, 1900, 1915) a na lokalite Sandberg (vtedy Neudorf an der March) sa našli zuby miocénneho hominida (Abel, 1902).

V 30. rokoch 20. storočia boli na základe výsledkov geologického mapovania opísané stratigrafické pomery na území Bratislavy, zobrazené na liste mapy v M 1 : 75 000 (Koutek a Zoubek, 1936a, b, c), Malaciek (Matějka a Kodym, 1937) a severnej časti Viedenskej panvy (Matějka, 1937). Neskôr boli spracované nubekulárióve a oolitické vápence sarmatského veku z oblasti Devínskej Kobyly (Koutek, 1936a, b, 1939) a stratigrafické pomery miocénnych sedimentov Viedenskej panvy (Andrusov, 1938). Okrem toho bola opísaná fauna mäkkýšov z bádenských usadenín z lokalít Stupava, Kuchyňa, Plavecký Mikuláš (Buday, 1939), Devínska Nová Ves (Sieber, 1934) a Borský Mikuláš (Sommermeier, 1937).

V 50. rokoch minulého storočia sa riešila stratigrafia miocénnych sedimentov Viedenskej panvy (Buday, 1955a, b, c, 1957; Buday a Cicha, 1956; Buday a Špička, 1958a, b; Dlugi, 1957; Svoboda, 1957; Zapletalová, 1957) a bol opísaný vývoj západokarpatských paniev v priebehu neogénu (Buday, 1959). V tomto období boli spracované fosilné zvyšky rastlín z íloviska v Devínskej Novej Vsi (Berger, 1951) a živočíchov zo Štokeravskej vápenky (Herre, 1955; Zapfe, 1949, 1950, 1951, 1952a, b, 1953; Zapfe a Hürzeler, 1957; Wettstein-Westersheimb, 1955).

V 60. a 70. rokoch minulého storočia boli z litotamniových vápencov lokality Devínska Nová Ves-Sandberg spracované riasy (Schaleková, 1969, 1978), zhrnuté údaje o faune bádenských sedimentov z íloviska v Devínskej Novej Vsi (Cicha et al., 1975), študovaný vápnitý nanoplanktón zo sedimentov tejto lokality (Lehotayová, 1977) a spracované stavovce a plazy z lokality Štokeravská vápenka (Estes, 1970; Špinar, 1975; Zapfe, 1960, 1976, 1979). Študovala sa aj problematika stratigrafie spodného (Špička a Zapletalová, 1972) a stredného až vrchného miocénu Viedenskej panvy (Jiříček, 1972). Boli zostavené vysvetľujúce texty k mapám 1 : 25 000 z územia Záhorskej nížiny zamerané na neogénne sedimenty (Gabčo a Špička, 1970; Janáček et al., 1970; Pulec a Špička, 1970; Vass a Špička, 1970).

Od 60. rokov až do konca 90. rokov 20. storočia boli z okolia Rohožníka (z vrstiev aj povrchových lokalít) spracované rozličné skupiny fosílnych organizmov. Študovali sa foraminifery (Čierna, 1973; Gašpariková, 1962; Prokešová, 1961), ostrakódy (Kučerová, 1984, 1986), mäkkýše (Hladilová, 1991), otolity rýb (Holec, 1973, 1975; Horák, 1985) a riasy (Schaleková, 1973). Uskutočnila sa aj litologicko-mikrofaciálna analýza vrchnobádenského rífového komplexu pri Rohožníku (Baráth, 1993b). Z tejto lokality boli opísané stopy po vrstvovej činnosti clonidných hubiek a gastropódov na schránkach mäkkýšov (Pek et al., 1997) a sledovalo sa izotopové zloženie kyslíka a uhlíka v schránkach mäkkýšov a sedimentov (Hladilová et al., 1998).

V 80. rokoch minulého storočia bola komplexne spracovaná fauna bádenských mäkkýšov z oblasti Devínskej Kobyly a íloviska tehelne v Devínskej Novej Vsi (Michalík a Zágoršek, 1986; Švagrovský, 1981a), ako aj z lokality Borský Mikuláš (Švagrovský, 1981b, 1982a, b, 1984). Študovali sa aj otolity z íloviska tehelne v Devínskej Novej Vsi (Horák, 1985), terestrická a morská fauna z lokality Devínska Nová Ves – Štokeravská vápenka (Hodrová, 1980; Švec, 1986) a Štokeravská vápenka-Bonanza (Hodrová, 1988; Holec et al., 1987; Klembara, 1986), ako aj fosilné zvyšky z lokality Moravský Svätý Ján Holec, 1986; Sitár, 1986). Bola zostavená aj litostratigrafia vrchného miocénu a pliocénu slovenskej časti Viedenskej panvy (Bartek, 1989).

Z obdobia 90. rokov 20. storočia a začiatku 21. storočia pochádza z územia Záhorskej nížiny veľké množstvo paleontologických a stratigrafických prác. Z íloviska tehelne v Devínskej Novej Vsi bola opísaná sépia druhu *Sepia vindobonensis* SCHLOENBACH (Činčurová, 1990). Z kóty Hrubý breh v Bratislave-Karlovej Vsi sa študovali sarmatské vápence s ooidmi (Mišík, 1997). Z okolia Devínskej Novej Vsi boli spracované fosílie patriace k rôznym fosílnym skupinám. Študovali sa foraminifery (Hudáčková a Kováč, 1993), mäkkýše (Tomášových, 1998; Ruman, 2005), ryby a žraloky (Holec, 2001; Hutytová, 2001; Chalupová, 2003), cicavce (Fejfar a Sabol, 2002; Sabol, 2005a, b; Sabol a Kováč, 2006), fosílna flóra a sporomorfy (Sitár a Kováčová-Slamková, 1999), ako aj dinoflageláta (Banasová a Reháková, 2003; Banasová et al., 2004). Z lokality Sandberg bol opísaný nález korytnačky *Trionyx rostratus* ARTH. (Holec a Schlögl, 2000) a zuby miocénnych hominidov (Holec a Emry, 2003) a krokodílov (Holec a Schlögl, 2004; Schlögl a Holec, 2004). Z odkryvu v Borskom Svätom Jure sa z panónskych sedimentov študovala fauna ostrakódov a cicavcov (Joniak, 2002; Lupták, 1995a, b; Pipík a Holec, 1998).

Boli revidované litostratigrafické jednotky sarmatských sedimentov (Elečko a Vass, 2001) a komplexne spracované litostratigrafické jednotky Viedenskej panvy (Vass, 2002). V tomto časovom období bol spracovaný geologický vývoj Viedenskej panvy počas bádenu (Jiříček, 2001) a karpátu (Baráth et al., 2003), depozičné systémy a sekvenčná stratigrafia a tektogenéza Viedenskej panvy (Baráth et al., 2001; Janočko et al., 2003; Kováč et al., 1998, 2004). Študovali sa palynomorfy a rastlinné zvyšky z karpatských sedimentov (Doláková a Slamková, 2003; Sitár, 2001), komplexne bola zhodnotená fauna a flóra panónskych sedimentov na lokalite Studienka (Pipík et al., 2004), celkove vegetácia počas panónu (Doláková a Kováčová, 2008) a bol spracovaný aj nález fosílnych zvyškov cicavcov rodu *Dicrocerus* z íloviska v Rohožníku (Holec et al., 2007). Neskôr sa štu-

dovalo izotopové zloženie kyslíka a uhlíka bádenských foraminifer (Kováčová a Hudáčková, 2009) a vývoj spoločenstiev vápňitého nanoplanktónu v ilovisku tehelne v Devínskej Novej Vsi (Jamrich a Halásová, 2010). V poslednom čase bola spracovaná fauna mäkkýšov (Harzhauser et al., 2011) a krabov (Hyžný a Schlögl, 2011) z karpatských sedimentov na lokalite Cerová-Lieskové, opísaná vegetácia a klimatické zmeny v priebehu miocénu v sz. časti centrálnej Paratetýdy (Kováčová et al., 2011) a študovali sa kraby z lokality pri Dúbravskej Hlavici západne od mestskej časti Bratislava-Dúbravka (Hyžný a Hudáčková, 2012) aj otolity z lokality Borský Mikuláš (Záhradníková, 2012).

Najväčšie množstvo poznatkov o stratigrafických pomeroch a geologickej stavbe Viedenskej panvy sa získalo **v rámci naftového prieskumu**, ktorý na tomto území prebiehal už od začiatku 20. storočia. Prvý hlboký vrt Šaštín-1 sa realizoval ešte za rakúsko-uhorskej monarchie v rokoch 1916 až 1918. Dosiahol hĺbku 269 m. Ďalším vrtom uskutočneným v rokoch 1918 až 1922 bol Šaštín-2 s hĺbkou 949 m a Kuklov-1 z rokov 1927 až 1929 s hĺbkou 479,2 m. Prvý prieskum cf. vrtmi na území slovenskej časti Viedenskej panvy sa začal počas II. svetovej vojny a robil sa v okolí Šaštína. Uvedený prieskum bol nedostatočný vzhľadom na riedku sieť vrtov, ako aj ich malú hĺbku. Po druhej svetovej vojne v roku 1947 sa začal nový štruktúrny prieskum v okolí Šaštína, na základe ktorého boli navrhnuté nové hlboké vrty Šaštín-3 až -5.

Vyhodnotením realizovaných vrtných prác sa získali prvé podrobnejšie poznatky o stratigrafii, tektonike, litologickom vývoji spodno- a strednomiocénnych sedimentov Viedenskej panvy a o paleogeografii tejto panvy (Buday, 1946; Janáček, 1955a, b; Janáček a Horčic, 1955; Kašpárek a Šelle, 1956). Následne Bílek (1956) zhrnul dovtedy známe informácie o litológii a stratigrafii spodno- a strednomiocénnych sedimentov v oblasti Malaciek, Lábu, Vysokej a Suchohradu. Študovali sa aj geologické pomery v oblasti šaštínskej elevácie z hľadiska nafto- a plynosnosti (Rosenman a Zapletalová, 1956). Neskôr boli opísané vrchnomiocénne (panónske) sedimenty Viedenskej panvy (Janáček, 1957) a bol spracovaný prehľad o naftovo-geologických pomeroch česko-slovenskej časti Viedenskej panvy (Dlabač, 1958). Riešilo sa aj stratigrafické zaradenie miocénnych klastických sedimentov v okolí Štefanova (Cicha a Zapletalová, 1958), hranica bádeny a karpátu vo Viedenskej panve (Špička, 1959) a geologická stavba okolia Malaciek (Špička, 1960). Buday a Špička (1958b, 1959) podali obraz o geologickej stavbe a stratigrafických pomeroch lakšárskej elevácie. Na základe získaných údajov bol zrekonštruovaný geologický vývoj širšieho okolia študovaného územia.

V 60. rokoch 20. storočia boli na základe výsledkov naftového prieskumu zhodnotené geologické pomery (podložie, stratigrafia, tektonika) a nafto- a plynosnosť Viedenskej panvy nachádzajúcej sa na území Československa (Bílek, 1964; Buday et al., 1961; Špička, 1964). Na základe štúdia a korelácie sedimentov naftových vrtov boli sedimenty karpatského veku rozčlenené na *lakšárske súvrstvie*, *závodské súvrstvie* a *lábske ostrakódové vrstvy* (Špička a Zapletalová, 1963, 1964). Na základe fauny foraminifer boli litofácie bádenského veku stratigraficky začlenené do jednotlivých biozón (Špička a Zapletalová, 1965). Neskôr boli sedimenty bádenského veku rozdelené na viacero litostratigrafických jednotiek (Špička, 1966a, b). Na základe vyhodnotenia hlbokých vrtov a geofyzikálnych prác boli v tomto období zostavené mapy podložia a hrúbky neogénnych sedimentov Viedenskej panvy, ako aj tektonická mapa panvy (Buday a Špička, 1965; Buday et al., 1967). Riešila sa aj problematika genézy a funkcie hlavných zlomových systémov Viedenskej panvy (Špička, 1967) a stratigrafická príslušnosť pestrých „anhydritových“ vrstiev (Holzknecht a Špička, 1969).

V prvej polovici 70. rokov Dlabač (1970, 1971) opísal bádenské sedimenty a Bílek (1974a) podrobne charakterizoval geologickú stavbu významných ložísk ropy a plynu slovenskej časti Viedenskej panvy. V tomto období bola spracovaná aj klasifikácia zlomov slovenskej časti Viedenskej panvy (Bílek, 1974b).

Začiatkom 80. rokov Gaža et al. (1983) v nepublikovanej správe podali komplexný obraz o stratigrafických a tektonických pomeroch Viedenskej panvy. Ďalšou prácou zaoberajúcou sa stratigrafiou, paleogeografiou a hrúbkou neogénnych sedimentov Viedenskej panvy je publikovaná práca Jiříčka (1988b).

Koncom 80. rokov 20. storočia sa realizoval výskum predneogénnych sedimentov podložia slovenskej časti Viedenskej panvy z vybraných hlbokých naftových vrtov. Uskutočnilo sa mikrofaciálno-petrografické vyhodnotenie mezozoických hornín (Fejdiová, 1988; Kullmanová, 1988), palynologické (Planderová, 1988; Snopková, 1988) a mikrobiostratigrafické štúdium (Samuel, 1988; Samuel et al., 1991). Študoval sa vápňitý nanoplanktón (Gašpariková, 1988), konodonty (Papšová, 1988), ťažké minerály (Priečovská, 1988) a evapority (Žáková, 1988). Na základe uvedených stratigrafických a petrografických vyhodnotení a nových výsledkov povrchového a hlbinného výskumu, ako aj prehodnotenia tektonickej príslušnosti predneogénnych sedimentov z hlbokých naftových vrtov sa urobila reinterpretácia geologickej stavby predneogénneho podložia slovenskej časti Viedenskej panvy (Kysela, 1988a).

Koncom 90. rokov 20. storočia sa na základe seizmických rezov študovali tektonické pomery východného okraja Viedenskej panvy (Marko a Jureňa, 1999).

Najnovší súhrn poznatkov o stratigrafických pomeroch, geologickej stavbe a vývoji Viedenskej panvy vychádzajúci zo štúdia okolo 15 tisíc vrtov a stoviek seizmických profilov nachádzame v práci Jiříčka (2002).

S problematikou riešenia **kvartérneho vývoja** a geologickej stavby územia regiónu sa do 50. rokov 20. storočia stretávame len sporadicky a okrajovo. Väčšina údajov pochádza zo širšie koncipovaných geologických a geografických štúdií a máp.

Z najstarších prác zaoberajúcich sa kvartérom najmä v súvislosti s geomorfológiou vynikajú práce Nováka (1925), a zvlášť Hromádku (1931, 1935, 1943), ktorí ako prví uvádzajú komplexný geomorfologický a fyzickogeografický prehľad vrátane územia regiónu.

Z tohto obdobia sú známe viaceré práce s informáciami o genéze reliéfu vrátane opisu uloženín kvartéru pochádzajúce od Daneša (1920, 1931) a Ambroža (1947), ktorý sa zaoberal genézou eolických formácií aj na tomto území. Najstaršia publikovaná geologická mapa obsahujúca záznam o kvartérnych uloženinách je geologická mapa listu Bratislava v mierke 1 : 75 000 z j. časti skúmaného územia (Koutek a Zoubek, 1936c).

Spomedzi prác zaoberajúcich sa kvartérnymi sedimentmi je najviac venovaných eolickým pieskom a ich formám. Vitásek (1942) opisuje Dolnomoravské presypy a porovnáva ich s ostatnými výskytmi na Slovensku. Pelíšek (1945) sa zaoberá morfológiou a granulometriou naviatych pieskov v nive Moravy a neskôr klasifikuje naviate piesky Slovenska (Pelíšek, 1963).

Po roku 1945 sa geologický výskum v tejto oblasti všestranne zintenzívnil najmä v súvislosti s vyhľadávaním surovínových zdrojov. K problematike štúdia kvartéru sa geológovia spočiatku dostávali prostredníctvom prác geografov a geomorfológov ako napr. Lukniša (1955).

Po roku 1950 sa kvartérnogeologický a geomorfologický výskum zintenzívnil, vzájomne prepočil a postupne rozšíril o sedimentárno-petrografický, biostratigrafický (paleontologický), geochemický, geofyzikálny a inžinierskogeologický výskum. V geomorfológii, ako aj v geológii kvartéru sa začali uplatňovať nové metódy a aplikovať výsledky archeologického, pedologického a v poslednom čase čoraz viac aj štruktúrno-tektonického výskumu. Popri širšie koncipovaných štúdiách a vedeckých až vedecko-populárnych prácach zameraných na väčšie plochy, resp. až na celé územie Slovenska, ktorých poznatky bolo možné aplikovať pri výskume tohto územia, sa objavujú najmä viaceré geografické, ale aj geologické práce zamerané priamo na skúmané územie, resp. častejšie na jeho časti.

Eolickými formáciami sa v 50. rokoch zaoberal Janšák (1950), ktorý vo všeobecnosti charakterizoval eolické formácie na Slovensku. Neskôr Demek a Michálek (1953) píše síce o presypovej oblasti severne od študovaného územia, ale zrnitostné zloženie naviatych a neogénnych pieskov porovnávajú s pieskami v Borskej nížine.

Matula (1957) študoval periglaciálne javy na úpätí Malých Karpát a poukázal na mladé tektonické pohyby.

V druhej polovici 50. rokov v rámci zostavovania kvartérnogeologickej mapy v súvislosti s budovaním vodného diela na Dunaji sa študovala južná časť Záhorskej nížiny (Šlahor et al., 1958).

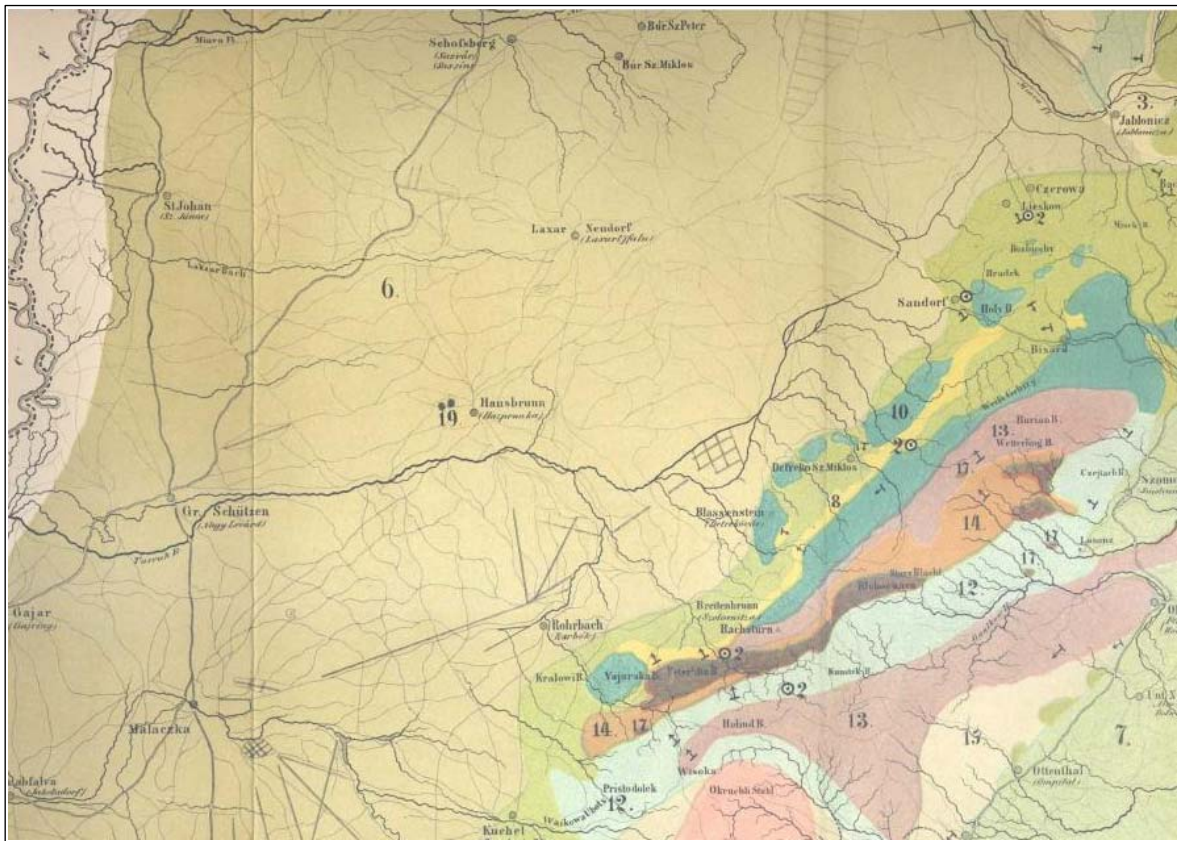
V rámci vysvetliviek k prehľadným geologickým mapám 1 : 200 000 v statiach o kvartéri a geomorfológii sa o Záhorskej nížine zmieňuje Zaťko (in Buday et al., 1962).

Najucelenejšie výsledky podrobného geologického výskumu a mapovania kvartéru a neogénu južnej časti Borskej nížiny prebiehajúceho v 60. rokoch minulého storočia podávajú Baňacký a Sabol (1969) v archívnej správe, na ktorú nadväzuje geologická mapa Záhorskej nížiny (Baňacký a Sabol, 1973) v mierke 1 : 50 000. Zo špecialistov podáva Vaškovská (1971) litologicko-faciálnu analýzu jednotlivých genetických typov kvartérnych sedimentov a Minaříková (1963, 1965, 1969, 1973) sedimentárno-petrografické a mineralogické vyhodnotenie fluviaálnych, eolických a proluviaálnych sedimentov Záhorskej nížiny.

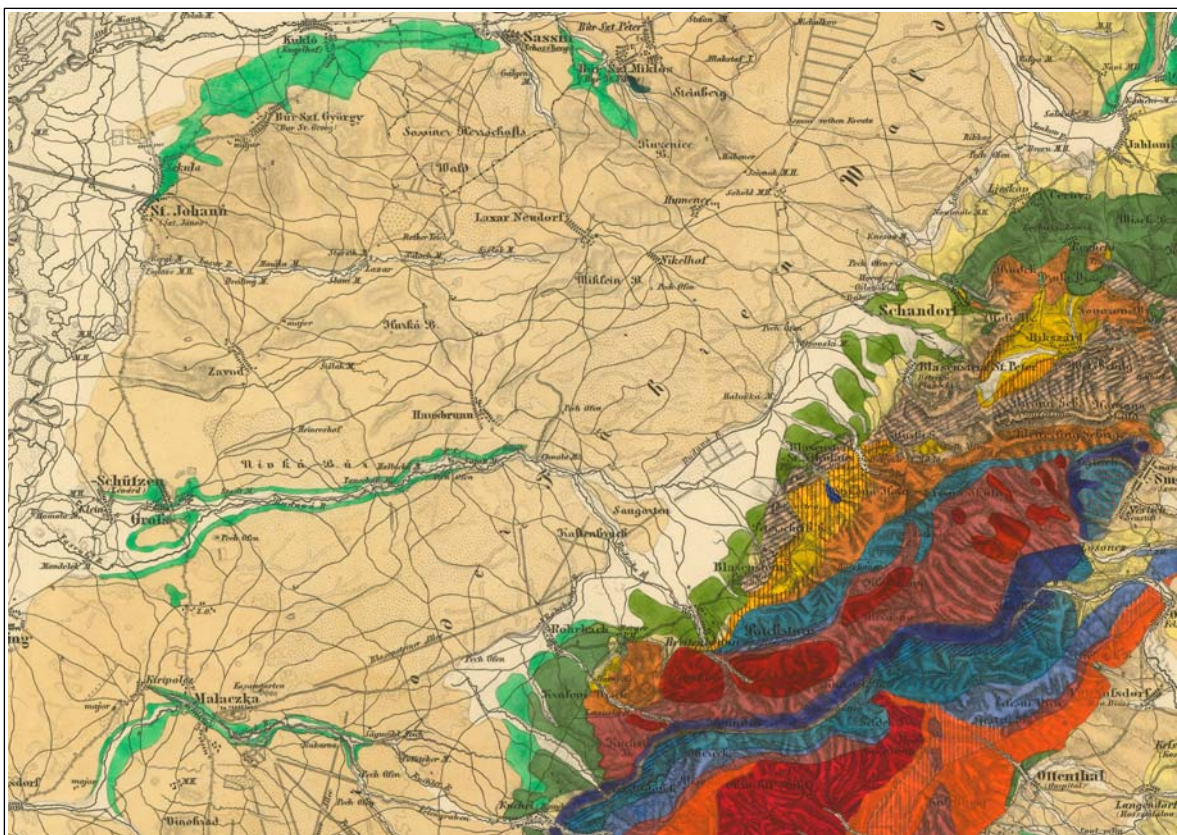
Viacero autorov kládlo pomerne veľký dôraz na štúdium fluviaálnych terasových sedimentov. Faciálnym vývojom sedimentov Dunaja v Devínskej bráne zasahujúcej na územie regiónu sa len okrajovo zaoberal Šajgalík (1958). Terasové stupne Devínskej brány a južnej časti Borskej nížiny spracovala Mazúrová (1972, 1973), pričom vyčlenila 7 terás vrátane plošinovej, ktorú zaradila do pliocénu. Havlíček a Zeman (1986) opisujú hlavnú terasu Moravy v súvislosti so severským zaľadnením na jej úseku až po ústie do Dunaja. Na základe výsledkov z výskumu kvartérnych sedimentov pohraničnej časti južnej Moravy a Slovenska podávajú Minaříková a Havlíček (1990) koreláciu kontinentálneho zaľadnenia Moravy a horského zaľadnenia Alp.

Fyzickogeografickú regionalizáciu Borskej nížiny spracovali Mičian a Plesník (1981).

Územie Záhorskej nížiny je zobrazené na viacerých mapách rôznych mierok zostavovaných už od druhej polovice 19. storočia. Najstaršia vytlačená geologická mapa z územia Záhorskej nížiny je mapa profesora Baníckej a lesníckej akadémie v Banskej Štiavnici Jána Pettka z roku 1856b (obr. 3). Po založení Ríšskeho geologického ústavu vo Viedni toto územie v rokoch 1863 – 1864 mapovali geológovia F. Andrian, K. M. Paul a H. Wolf do máp v mierke 1 : 28 800. Z nich bola zostavená a vytlačená geologická mapa listu Malacky a Senica (*Umgebungen von Malaczka und Senitz*) v mierke 1 : 144 000 (obr. 4). Ďalšie mapovanie tohto územia robili až v druhej polovici 30. rokov 20. storočia geológovia Štátneho geologického ústavu Československej republiky v Prahe J. Koutek, V. Zoubek, A. Matějka a O. Kodým. Z južnej časti regiónu bola tlačou vydaná geologická mapa listu Bratislava v mierke 1 : 75 000 s textovými vysvetlivkami (Koutek a Zoubek, 1936b, c).



Obr. 3. Geologická mapa severnej časti Záhorskej nížiny (výrez z geologickej mapy J. Pettka z roku 1856b).



Obr. 4. Geologická mapa severnej časti Záhorskej nížiny – identické územie ako na obr. 3 (výrez z mapy mierky 1 : 144 000, Andrian et al., 1863).

Územie Záhorskej nížiny je pokryté aj časťou odkrytej geologickej mapy v mierke 1 : 200 000 listu **M-33-XXXVI Bratislava** (Buday et al., 1963b) a nepatrne mapou listu **M-33-XXX Gottwaldov** (Buday et al., 1963c).

Od konca 50. rokov až do roku 1969 sa územie Záhorskej nížiny mapovalo v mierke 1 : 25 000 (Šlahor et al., 1958; Vaškovský et al., 1960; Sabol a Baňacký, 1961; Sabol, 1964; Baňacký a Sabol, 1969) a neskôr bola z tohto územia zostavená a tlačou vydaná **Geologická mapa Záhorskej nížiny** v mierke 1 : 50 000 (Baňacký a Sabol, 1973).

Okrem tejto regionálnej geologickej mapy Vaškovský et al. (1988) zostavili a tlačou po listoch vydali **Geologickú mapu Bratislavy a okolia** v mierke 1 : 25 000. Okrem regionálnych geologických a základných geologických máp zasahujú na toto územie aj niektoré účelové a tematické mapy. Ide najmä o prehľadné účelové mapy zostavené a vydané tlačou v rámci medzinárodného projektu DANREG, a to o *Povrchovú geologickú mapu Podunajska – DANREG 1 : 100 000* (Czászár et al., 1998), *Prehľadnú účelovú mapu litogenetických typov a hrúbok kvartéru Podunajska – DANREG 1 : 200 000* (Scharek et al., 1998) a *Neotektonickú mapu Podunajska – DANREG 1 : 200 000* (Halouzka et al., 1998). V roku 2006 bol zostavený *Súbor máp geologických faktorov životného prostredia regiónu Záhorská nížina v mierke 1 : 50 000* (Schwarz et al., 2006).

OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY

Na území Záhorskej nížiny sa nachádza okrajová časť pohoria Malých Karpát a slovenská časť Viedenskej panvy.

Malé Karpaty tvoria hrasť, ktorá od seba oddeľuje neogénnu výplň Viedenskej a Dunajskej panvy. Hrasť od Viedenskej panvy oddeľujú litavsko-lábske zlomy, ktoré sú pokračovaním seizmoaktívneho zlomového systému Mur – Mürz – Leitha Východných Álp (Marko a Jureňa, 1999).

Na geologickej stavbe okrajovej časti Malých Karpát sa podieľa tatrikum, fatrikum zastúpené vysokým príkrovom a hronikum reprezentované veterlínskym príkrovom a havranickou a jablonickou kryhou považského príkrovu, paleogénne sedimenty bukovskej brázdy, okrajové fácie neogénnych sedimentov a kvartérne usadeniny.

Tatrikum Malých Karpát, na rozdiel od ostatných jadrových pohorí, sa bohato člení na celú sústavu čiastkových príkrovových jednotiek zahŕňajúcich tak predalpínsky fundament, ako aj viacero mezozoických sukcesí, často zásadne odlišných. Podľa vystupovania sa čiastkové tatrické jednotky členia na dve skupiny: **subautochtónne jednotky** vystupujúce v najnižšej štruktúrnej pozícii odkrytej tektonickej stavby – takými sú **borinská** a **orešianska jednotka** (mimo územia regiónu) – a veľkú alochtónnu jednotku nazývanú **bratislavský príkrov**.

Borinská jednotka vystupuje na sz. svahoch a predhorí Malých Karpát najmä v širokom pruhu medzi mestskou časťou Bratislava-Devínska Nová Ves a Pernekom. Na povrchu ju tvoria temer výlučne jurské anchimetamorfované uloženiny hrubé až okolo 1 500 m, ktoré sa zaraďujú do borinskej sukcesie.

Bratislavský príkrov je frontálna, výrazne alochtónna časť vrchnokôrovej superjednotky tatrika s. s. Zaberá plošne najväčšiu časť Malých Karpát a je zložený z veľmi pestrých komplexov tak predalpínskeho fundamentu, ako aj jeho mezozoického sedimentárneho pokryvu.

Metamorfované horniny kryštalinika tatrika vystupujú v úzkom pruhu pozdĺž sz. okraja bratislavského granitoidného masívu. Z hľadiska pôvodnej hercýnskej stavby kryštalinika sú tu zachované torzá dvoch jednotiek. Jedna je stredne až vyššie metamorfovaná, zložená najmä z pararúl a svorových rúl s polohami amfibolitov a tvorila pôvodný metamorfovaný plášť granitoidných intrúzií. Druhá jednotka je nízko metamorfovaná, zložená najmä z fylitov, metapieškovcov a bridlíc s polohami metabazitov a čiernych bridlíc. Predpokladáme, že táto jednotka pôvodne predstavovala hercýnske komplexy z vyššej časti kôry, ktoré sa tektonicky zblížili (nasunuli) s jednotkou rúl s granitoidmi.

Mezozoické sedimentárne sledy sú v bratislavskom príkrove zachované na viacerých, sčasti oddelených miestach, pričom sa navzájom dosť líšia. Predriftové permsko-triasové komplexy boli počas spodnojurského riftingu hlboko, miestami až úplne (kuchynská sukcesia) erodované, a preto sú zachované len rudimentárne. Jursko-spodnokriedové sledy vystupujú na sz. periférii bratislavského fundamentu. Zaraďujeme ich do štyroch samostatných sukcesí: devínskej, kuchynskej, kadlubskej a solírovskej. Spomedzi nich v regióne vystupuje devínska a kuchynská sukcesia.

Fatrikum v Malých Karpatoch buduje podstatnú časť územia Kuchynskej hornatiny a jz. časť Bielych hôr.

Fatrikum predstavuje v tektonickej stavbe Západných Karpát sústavu pripovrchových príkrovov ležiacich v tektonickom nadloží tatrika. V rámci fatrika boli vyčlenené formácie obsahujúce hlbokovodné sedimenty v strednej a vrchnej jure, čiastočne v spodnej kriede, ktoré Mahel (1961a) označil názvom zliechovská faciálna oblasť krížňanského príkrovu. V oblasti Malých Karpát v rámci krížňanského príkrovu vyčlenil Mahel (1959) samostatnú vysokú sériu. Na základe prítomnosti plytkovodných sedimentov predovšetkým strednej jury a čiastočne odlišného vývoja spodnej kriedy ju charakterizoval ako formáciu kordilérového typu. Podstatnú časť fatrika Malých Karpát budujú sedimenty vysokého príkrovu. Litostratigrafický obsah vysokého príkrovu zodpovedá rozsahu stredný trias až cenoman. Spodné časti príkrovu tvoria typické *vysoké vápence* aniského veku s nadložnými ladinskými *ramsauskými dolomitmi*. Charakteristický je mohutný vývoj *karpatského keuperu* vo vývoji pestrých ílovcov, dolomitov a kremencov norika. Najvyšší trias je v klasickom vývoji čiernych bioderitických, lumachelových a často koralových vápencov a slieňovcov.

Jursko-spodnokriedovú vysokú sekvenciu v spodnej časti zastupuje asi 100 m hrubé súvrstvie tmavých piesčitých bridlíc hetanzského veku. Nadložné pestré piesčité krinoidové vápence prechádzajú do hluznatých vápencov adnetského, resp. *prístodolského súvrstvia* vrchnoliasového veku. Nasledujú dogerské tmavé slienité a kremité bridlice, silicity a kremité vápence, miestami aj tenké polohy oxfordských rádiolaritov, ktoré tvoria polohy v červených hluznatých vápencoch vrchnojurského veku. Spodnokriedový sled reprezentujú masívne rohvcové a brekciovitité vápence (*súvrstvie Padlej vody*), bridličnaté slienité rohvcové vápence

(hlbočské súvrstvie) a bioklastické vápence. Albsko-cenomanské *porubské súvrstvie* tvoria najmä silicifikované slieňovce, len v najvyšších polohách sa objavujú vložky turbiditových pieskovcov.

Hronikum reprezentuje veterlínsky príkrov a havranická a jablonická kryha považského príkrovu.

Veterlínsky príkrov na študovanom území tvoria sedimentárne a vulkanické horniny stratigrafického rozpätia vrchný karbón – trias. Jeho spodnú časť buduje detritická formácia *nížnobocianskeho súvrstvia*, vulkanicko-sedimentárna formácia *malužinského súvrstvia*, klastická formácia *benkovského súvrstvia* a klasticko-karbonátová formácia *šuňavského súvrstvia*.

V havranickej kryhe považského príkrovu majú prevahu plytkovodné sedimenty karbonátovej platformy. V porovnaní s veterlínskym príkrovom je tam omnoho hrubšie *steinalmské súvrstvie*, na ktoré priamo nadväzuje *wettersteinské súvrstvie*. Karnský vek majú len tenké polohy tmavých bridlíc, pieskovcov (*reingrabenské bridlice*, *lunzske súvrstvie*) a vápencov (*oponický vápenec*). Horniny vrchného triasu reprezentuje *hlavný dolomit* a *dachsteinské vápence*. V ich nadloží sa ojedinele nachádzajú sedimenty *norovického súvrstvia* (*mojtínsky vápenec*) rétskeho veku.

V nadloží hronika v oblasti Bukovskej brázdy sa nachádzajú sedimenty **malokarpatskej skupiny paleogénu**. Zastupujú ich transgresívne klastické a plytkomorské litofácie *súvrstvia Jelenej hory* (?spodný ilerd – vrchný kuis) a hemipelagické sedimenty *bukovského súvrstvia* (vrchný kuis – lutét) a *hrabnickeho súvrstvia* kišcelského veku.

Neogénnu výplň Viedenskej panvy tvoria morské až sladkovodné sedimenty miocénneho až pliocénneho veku. Najstaršie neogénne horniny reprezentuje *podbrančský zlepenec* egenburského veku. V ich nadloží sú sedimenty karpatského veku, ktoré v tomto regióne reprezentuje *lakšárske a závodské súvrstvie a lábske vrstvy*. V nadloží sedimentov karpatského veku sú bazálne spodnobádenské, prevažne hruboklastické *kútske vrstvy*, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do pelitických sedimentov *lanžhotského súvrstvia*. Na báze strednobádenského *jakubovského súvrstvia* sa nachádzajú *žižkovské vrstvy* zastúpené klastickými usadeninami a pestro sfarbenými pelitmi. Smerom do nadložia prechádzajú do prevažne piesčitých sedimentov *stupavských vrstiev* a pelitov *jakubovského súvrstvia*. Vrchnobádenské usadeniny reprezentuje *studienčanské súvrstvie* s okrajovými *sandberskými vrstvami*. V ich nadloží sú usadeniny sarmatského veku reprezentované *holičským a skalickým súvrstvím*. Najmladšie sedimenty sú usadeniny panónskeho veku reprezentované *bzeneckým, čárskym a gbelským súvrstvím*. Pliocénne sedimenty sú zachované len v kútskej a zohorsko-plaveckej depresii.

Kvartérne sedimenty v nerovnomernej, zväčša však veľkej hrúbke a na ucelených plochách pokrývajú takmer celé územie regiónu. Akumulácie sú všade na podložných horninách, budovaných zväčša súvrstviami neogénu (na okrajovom leme pohoria aj na horninách paleogénu, mezozoika, mladšieho paleozoika a kryštalinika), uložené erozívne a diskordantne.

Na kvartérnogeologickej stavbe územia sa vo väčšej či menšej miere podieľajú všetky základné genetické typy terestrických uloženín, okrem glacigénnych, glacifluviálnych a vulkanických. Objemovo aj typologicky je prevažná časť sedimentov kvartéru sústredená na území Borskej nížiny a príľahlej časti Chvojnickej pahorkatiny.

Z celkového množstva zachovaných genetických typov tu majú z hľadiska hrúbky, plošného rozsahu a špecifickosti vývoja dominantné postavenie mohutné akumulácie eolických pieskov. Tvoria dominantný a pre Borskú nížinu charakteristický kvartérny a reliéfový prvok. Naviate piesky sa vyskytujú vo viacerých ucelených pásmach Záhorských pláňav, a najmä Boru. Tvoria plošne rozsiahle dunové komplexy spojené do dunových sérií tvoriacich pozdĺžne paralelné pásma až sústavy mohutných pieskových valov, ale vyskytujú sa aj ako plošne aj výškou malé lokálne presypy až beztvaré ploché akumulácie. Všetky z uvedených akumuláčnych foriem prekrývajú tak neogénne podložie, ako aj piesčité štrky a piesky fluviálnych terás a dnovej akumulácie Moravy, Myjavy a ich väčších prítokov a proluviálne piesčité štrky s úlomkami hornín distálnych častí náplavových kuželov okrajového pásma pohoria a Podmalokarpatskej zníženi.

Všetky povrchové akumulácie eolických pieskov majú vrchnopleistocénny a mladší, prevažne vrchnopleistocénno-holocénny vek. Staršie (strednopleistocénne) akumulácie eolických pieskov sú doložené z výplní lokálnych neotektonických depresii.

Akumulácie sú zložené zo strednozrnných a jemnozrnných žltých, svetlosivých až svetlohnedých, výrazne kremitých pieskov s obsahom úlomkov biotitu. V západných častiach na hranici nivy Moravy a jej terasového systému sú v pieskoch prítomné aj zrná do veľkosti 3 mm. Zrná piesku sú všeobecne dobre opracované a ich vytriedenie sa s dĺžkou transportu zvyšuje. V mladších pieskových presypoch boli identifikované aj fosílné pôdy. Hrúbka návejov v dunách sa pohybuje extrémne až do hodnoty 40 m.

Ďalším významným kvartérnym genotypom regiónu sú fluviálne akumulácie Moravy, Myjavy, Rudavy, Myjavskej Rudavy (Rudavky), Maliny, Teplíce (Vrbovčianky), Lakšárskeho potoka a série ďalších tokov vytekajúcich z pohoria alebo prameniacych na Lakšárskej pahorkatine. Stratigrafický rozsah fluviálnych uloženín regiónu siaha od spodného pleistocénu po holocén. Najstaršie fluviálne sedimenty (spodný pleistocén) sú

známe z bazálnych častí kvartérnych výplní kútskej a *zohorsko-marcheggskej depresie* Viedenskej panvy. Ide o štrkovité zahlinené piesky moravskej proveniencie. Strednopleistocénna výplň uvedených depresí pozostáva z fluviálnych, silno piesčitých štrkov až štrkovitých pieskov Moravy vyznačujúcich sa cyklickým striedaním s eolickými pieskami a povodňovými hlinami a ílmi. Strednopleistocénne časti výplne *kútskej depresie* tvoria jemnozrnné piesky s vysokým obsahom sludy.

Na ostatných pozitívnych morfoftektonických štruktúrach Borskej nížiny tvoria fluviálne sedimenty litologickú náplň systému riečnych terás (spodný až vrchný pleistocén) a dnových akumulácií (vrchný pleistocén) vrátane ich celého nivného pokryvu (holocén).

Fluviálne sedimenty riečnych terás sa zachovali najmä pozdĺž ľavobrežia toku Moravy v relatívnej výške 3 – 25 m a vo vzdialenejších miestach od toku vo výške až do 65 m. Tvoria ich piesčité, dobre opracované štrky, ale najmä štrkovité piesky až piesky. Terasy sú na povrchu často pokryté eolickými pieskami. Akumulácie dosahujú hrúbku do 5 – 15 m.

Dnové akumulácie piesčitých štrkov a pieskov tvoria najmladší cyklus pleistocénnej akumulácie a vyskytujú sa aj v podobe terás. Na Záhorskej nížine sa hrúbka dnovej akumulácie v doline Moravy pohybuje v nive v rozpätí 3 – 6 m a v nízkej terase 8 – 10 m. V depresiách narastá až na 40 m. V nive Myjavy sa hrúbka dnovej akumulácie pohybuje v rozmedzí 2 – 5 m.

Fluviálne sedimenty holocénnej nivnej fácie tvoria plošne najrozsiahlejšie súvrstvie. V dvojestupňovom nivnom kryte Moravy prikorytovú časť zastupujú resedimentované piesčité štrky a pozdĺž nich sa zachovali zvyšky fluviálnych pieskov agradačných valov. Podstatnú časť riečnych nív všetkých tokov zaberajú hlinité a piesčito-hlinité povodňové sedimenty. Sú uložené na piesčitých štrkoch dnovej akumulácie vrchného pleistocénu a na štrkoch a pieskoch korytovej a prikorytovej fácie. Ich hrúbka nie je rovnaká, často sa zväčšuje smerom od okraja nivy k hlavným tokom, a to od 0,5 do 3 m. V nivách ostatných tokov dosahuje hrúbku až 2 m a v nivách potokov len do 1 m.

S fluviálnymi sedimentmi sú úzko geneticky späté proluviálne akumulácie často plošne rozsiahlych vejárov náplavových kuželov malokarpatských potokov (spodný pleistocén – holocén). Lemujú úpätie Malých Karpát oproti Borskej nížine a vyplňajú podstatnú časť Podmalokarpatskej zníženy. Vystupujú tak vo forme vložených terasovaných a laterálne erodovaných kuželov, ako aj vo forme naložených kuželov.

Z veľkého počtu terasovaných kuželov prechádzajúcich v distálnych zónach do naložených kuželov možno uviesť plošne väčšie kužele: *sološnický, rohožnický, vývratský, kuchynský, pernecký, jablonovský, lozorniansky a stupavský kužel*. Kužele podmalokarpatského pásma obsahujú piesčito-štrkovito-úlomkovitý materiál. Časté sú zahlinené polohy, prípadne polohy pieskov. Petrograficky obsahujú materiál príslušnej znosovej oblasti.

Plošne menšie a strmšie kužele často obsahujú chaoticky uložený štrkovito-úlomkovitý a hrubopiesčitý materiál periglaciálnych, soliflukčne proluviálnych, miestami silne zahlinených sedimentov. Z hľadiska tvaru veľmi plytké sú mladé (vrchný pleistocén – holocén a holocén), tzv. *nadnivé* a *nivé kužele*. Nachádzajú sa často po obvode nív hlavných tokov v miestach vyústenia vedľajších tokov (niva Myjavy) alebo v distálnych zónach starších kuželov ako ich najnižšia etáž (Podmalokarpatská zníženy).

Z naložených kuželov vyniká najmä *pernecký kužel*, ktorý je vyvinutý v lokálnej *perneckej čiastkovej depresii*. Tvorí ho súvrstvie hrubé až 120 m. Jeho vrchná časť do hĺbky 70 – 80 m je zložená z pravidelne sa striedajúcich vrstiev sedimentov dvoch odlišných genetických skupín. Do prvej skupiny patria malokarpatské sedimenty, do druhej eolické piesky Boru. Okrem toho sú vo vrchnej časti organické sedimenty typu hnilokolov a slatín. Spodnú časť do hĺbky 120 m tvorí časté striedanie vrstiev, šošoviek a polôh hlinito-ílovito-piesčitých deluviálno-proluviálnych sedimentov.

Výplň sološnickej depresie tvoria proluviálne a proluviálno-deluviálne sedimenty *sološnického, podhradského a rohožnickeho kužela* a *kužela potoka Trstienka*. Vystupujú v kompaktnej sérii, len zriedkavo prerušenej polohami eolických pieskov hrubých do 2 m.

Významným fenoménom v príľahlej časti Chvojnickej pahorkatiny sú eolické pokryvy spraší a sprašových hĺn v rôznych varietach (vrchný pleistocén). Na niektorých miestach pahorkatiny sa vyvinuli aj sprašové série, ktoré najmä v okolí Senice tvoria povrch pleistocénnych fluviálnych terás a proluviálnych kuželov. Hrúbka sprašových pokryvov je veľmi variabilná, v priemere sa pohybuje v rozmedzí 2 – 10 m. Vo sfarbení spraší dominuje svetložltá, svetlohnedá až tmavohnedá farba. Vápnitosť sa pohybuje od 6 do 30 %. Spraše sa vyznačujú prítomnosťou typickej malakofauny.

Sprašové hliny podobné sprašiam tvoria nesúvislý a veľmi nerovnomerne hrubý pokryv. Tvoria ich svetložlté až žltohnedé odvápnené hliny, v ktorých sa okrem zložky premiestnených predkvartérnych sedimentov často nachádzajú aj spraše.

Spraše a sprašové hliny sa lokálne vyskytujú aj v j. časti príľahlého okraja Karpát v okolí Stupavy, lokálne v Marianke a Záhorskej Bystrici, v Bratislave-Dúbravke a -Devíne.

Z hľadiska objemu hmoty nie sú zanedbateľné ani rozličné druhy pleistocénno-holocénnych zvetranín a svahových sedimentov a ich kombinácií. Tento typ akumulácie sa viaže najmä na svahy a ich úpätia v pri-

lahlej časti Malých Karpát. Ide o zmes deluviálno-soliflukčných svahovín a sutín od piesčito-kamenitých a piesčitých cez deluviálne hlinito-kamenité a hlinito-piesčité až po výlučne hlinité polygenetické svahové hlíny. Posledné dva subtypy sa vyskytujú najmä na príľahlej časti Chvojnickej pahorkatiny, kde sa k nim pridružujú deluviálno-fluviálne vápnité a nevápnité splachy zo spraší a sprašových hĺn vo výplni úvalín.

V okolí výstupov piesčitých štrkov fluviálnych terás, ako sú terasy Moravy na Záhorských pláňavách, Novoveskej plošine a v Bore lokálne medzi Borským Svätým Jurom a Studienkou, na okrajoch proluviálnych vejárov náplavových kuželov Podmalokarpatskej zníženeiny a v okolí výstupov neogénneho podložia v štrkovom a zlepcovom vývoji (Lakšárska pahorkatina, svahy Karpát medzi Jablonicou a Prievalmi, medzi Jablonovým až Stupavou, v Stupavskom predhorí a medzi Záhorskou Bystricou, Lamačom a Dúbravkou – Lamačská brána), vystupujú mohutné akumulácie deluviálnych, v úvalinách až deluviálno-fluviálnych piesčito-hlinitých štrkov.

Významné sú aj deluviálno-proluviálne akumulácie strmších dejekčných kuželov a proluviálno-soliflukčné telesá svahových prúdov, lokálne vystupujúce na svahoch príľahlej časti pohoria.

V Bore a na iných miestach s výskytom eolických pieskov sa v medzidunových zníženiach a úvalinách nachádzajú deluviálno-fluviálne piesky.

Aluviálne nivy sú spestrené sieťou mŕtvych ramien a iných znížení reliéfu, v ktorých dominujú rozličné subtypy fluviálno-organických kalových a hnilokalových humózných piesčitých hĺn a organogénnych humózných rašelinových hĺn a slatín. Obdobné sedimenty sa nachádzajú aj v početných medzidunových močaristých zníženiach Boru a Záhorských pláňav, ako aj v distálnych zónach malokarpatských kuželov na ich styku s pieskami Boru. V tomto prípade ide o organogénne humózne rašelinové hlíny a slatiny, ako aj slatinové pôdy.

Výpočet akumulácií kvartérnogeologickej stavby dopĺňajú dva lokálne výskyty chemogénno-organogénnych pramenných vápencov – prevažne penovcov pri Borinke (holocén) a pri Perneku (stredný/vrchný pleistocén – ém) – a uzatvárajú početné antropogénne akumulácie v podobe navážok, násypov, skládok a hald.

CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK

PREDTERCIÉRNE PODLOŽIE

Interpretácia predterciérneho podložia Viedenskej panvy vychádza predovšetkým z interpretácie vrtných prác (Kysela, 1988a), ako aj z revízie a reinterpretácie zachovaných vrtných jadier z vrtných prác, ktoré dosiahli predterciérne podložie. Získané údaje sa korelovali a interpretovali s ohľadom na povrchovú geologickú stavbu tektonických jednotiek vystupujúcich na okraji slovenskej a rakúskej časti Viedenskej panvy a na interpretáciu štruktúr tektonickej jednotky hronika (Havrila in Plašienka et al., 1997a; Kováč a Havrila, 1998), litostratigrafickej a litofaciálnej korelácie tektonických jednotiek hronika, tirolika a bajuvarika a litologickej korelácie sedimentov vrchnej kriedy (Wagreich a Marschalko, 1995).

Viedenská panva je situovaná na rozhraní Východných Álp na juhozápade, Českého masívu na severozápade a Západných Karpát. Okraj Viedenskej panvy na území Slovenska budujú tektonické jednotky interníd a externíd Západných Karpát. Internidy sú zastúpené tektonickými jednotkami tatrika, fatrika a hronika. Externidy reprezentujú tektonické sekvencie magurskej jednotky flyšového pásma a litotektonické jednotky bradlového pásma vrátane drietomskej a klapskej jednotky (Hók et al., 2009). Za štruktúrne, resp. superpozične najspodnejšiu tektonickú jednotku vnútorných Západných Karpát sa považuje tatrikum. V študovanej oblasti ho zastupujú horniny kryštalinika (granitoidy, kryštalické bridlice) a sedimentárne obalové sekvencie v stratigrafickom rozsahu perm až spodná krieda. V predterciérnom podloží Viedenskej panvy nebola tektonická jednotka tatrika zastihnutá žiadnym z realizovaných vrto.

V tektonickom nadloží tatrika v alochtónnej pozícii leží súbor mezozoických sedimentov tektonickej jednotky fatrika. Stratigrafický rozsah fatrika je variabilný, najmä s ohľadom na nižšie stratigrafické členy. Vrstvový sled sa obyčajne končí v najspodnejšej vrchnej kriede (alb – cenoman). Fatrikum sa skladá z dvoch základných, litofaciálne odlišných sekvencií – zliechovskej a vysockej. Na geologickej mape Západných Karpát mierky 1 : 500 000 (Lexa et al., 2000) je fatrikum korelované s frankenfelským príkrovom Východných Álp. Na takéto porovnanie, s výnimkou relatívnej tektonickej superpozície, neexistujú relevantné argumenty. Triasové litofaciálne členy frankenfelského príkrovu (súčasť spodného bajuvarika) sú totožné s bazénovými fáciami hronika (bielovážska sekvencia s. l.; Maheľ, 1961b, 1962; Havrila, 2011). Táto skutočnosť je podčiarknutá aj výsledkami výskumu indexu farebnej alterácie konodontov (CAI), ktorá reflektuje podobnú termálnu históriu tektonických jednotiek hronika, tirolika a bajuvarika (Gawlick et al., 2002).

Superpozične najvyššia tektonická jednotka, ktorá sa v danej oblasti vyskytuje na povrchu, je hronikum. Hronikum, podobne ako fatrikum, predstavuje sústavu čiastkových príkrovových telies, ktoré boli štruktúrované počas spodnej kriedy z faciálne rozčleneného sedimentačného priestoru (Havrila in Plašienka et al., 1997a; Havrila, 2011). Tektonická jednotka hronika sa koreluje s jednotkou tirolika Východných Álp (cf. Lexa et al., 2000), pričom triasové sedimenty tirolika sú v prevažnej miere korelovateľné s fáciami karbonátovej platformy hronika (čiernovážsky vývoj s. l.; cf. Piller et al., 2004).

Pre hronikum sú typické predovšetkým mohutne vyvinuté triasové karbonáty (vápence a dolomity). Vyššie stratigrafické členy ako trias sa na povrchu vyskytujú v Čachtických Karpatoch, Nízkych Tatrách a v Strážovských vrchoch. V oblasti Malých Karpát a Brezovských Karpát sa tektonická stavba hronika interpretuje ako systém viacerých čiastkových príkrovov. Tieto príkrovy pochádzajú z jednej, vnútorne členenej hronickej panvy. Litofaciálne sa odlišujú vývojom plytkovodných (napr. wettersteinské karbonáty) alebo hlbokovodných (napr. *reiflinské vápence*) členov v strednom triase (Kováč a Havrila, 1998; Havrila in Plašienka et al., 1997a). Pre litostratografiu hronika je typický vulkanosedimentárny komplex mladšieho paleozoika (ipoltická skupina), nad ktorým sú vyvinuté spomenuté karbonatické horninové sekvencie triasu (Maheľ a Cambel, 1972). Podstatnou odlišnosťou medzi hronikom a tirolikom je rozdielny litologický vývoj sedimentov najvrchnejšieho paleozoika až spodného triasu. V tiroliku tento sedimentárny súbor reprezentuje typická evaporitová litofácia Haselgebirge (Tollmann, 1980). Treba však poznamenať, že v oblasti severnej časti blatnianskej depresie vo vrte Dubové-1 (D-1) v podloží sedimentov neogénu boli zastihnuté tektonicky imbrikované horninové komplexy hronika (cf. Biela, 1978), ktoré obsahujú sedimenty, litologicky porovnateľné s evaporitovou litofáciou Haselgebirge.

V nadloží sedimentov hronika sú v transgresívnej pozícii vyvinuté sedimenty vrchnej kriedy až paleogénu, ktoré boli vyčlenené vo zvláštnych litostratigrafických jednotkách brezovskej a myjavskej skupiny (Salaj et al., 1987). Svojím charakterom predstavujú výnimočnú litofáciu v stavbe Západných Karpát a korelujú sa so sedimentmi gosauskej skupiny (Gießhübl) Severných Vápencových Álp (Wagreich a Marschalko, 1995).

Ďalšiu, diskordantne uloženú litofáciu v danom území predstavujú sedimenty egenburgu, ktoré prekrývajú jednotky bradlového pásma, hronika a sedimenty brezovskej skupiny. V nadloží sedimentov egenburgu sú znovu v transgresívnej pozícii uložené sedimenty karpátu (Kováč et al., 1989; Marko et al., 1990).

Ako už bolo spomenuté, tektonická jednotka hronika je vnútorne imbrikovaná do viacerých čiastkových príkrovov, ktoré vznikli ešte pred depozíciou hornín brezovskej skupiny. V období medzi egenburgom a karpátom bola pôvodne severovergentná tektonická stavba (Plašienka et al., 1991) intenzívne modifikovaná juhovergentnými presunmi, do ktorých boli inkorporované aj sedimenty vrchnej kriedy až karpátu (Marko et al., 1990, 1991; Pešková, 2011). Imbrikovaná stavba hronika v Brezovských Karpátoch je dobre dokumentovaná štruktúrnym vrtom Dobrá Voda-1 (DV-1) (Michalík et al., 1992a).

Podobný tektonický režim charakterizovaný spätnými, resp. juhovergentnými prešmykmi hronika na sedimenty oligocénu až spodného miocénu je známy aj v oblasti Bukovskej brázdy na severnom okraji Malých Karpát (Maheľ a Cambel, 1972; Marko et al., 1990; Plašienka et al., 1991).

Odlíšny tektonický záznam v rámci hronika a brezovskej skupiny je v oblasti Čachtických Karpát. Sedimenty hronika sú tam severovergentne presunuté na *valchovské zlepence* brezovskej skupiny (c. f. Began et al., 1984; Vranová, 2010).

Severovergentný tektonický režim v danom období je zdokumentovaný aj v oblasti bradlového pásma (Pešková, 2011). Na základe predchádzajúcich výskumov a vlastných pozorovaní predpokladáme, že severne od Brezovských Karpát prebieha os štruktúrneho vejára, ktorý vznikol v procese triklinickej transpresie (Jones et al., 2004) v období spodného miocénu (egenburg – spodný karpát) ako dôsledok kolízie bloku centrálnych Západných Karpát a európskej platformy s. l. (Kováč, 2000).

Sedimenty brezovskej skupiny v oblasti Myjavskej pahorkatiny kopírujú synformnú štruktúru, ktorá je situovaná v centre dvojstrannej (*double-vergent*) vejárovej štruktúry vzniknutej v dôsledku procesu presúvania tektonických jednotiek bradlového pásma a centrálnych Západných Karpát. Je možné vysloviť reálny predpoklad, že spomenutá synformná štruktúra pokračuje do predneogénneho podložja Viedenskej panvy, kde bola preniknutá vrtnými zo série Závod (Z-68 a Z-57).

Na základe reinterpretácie litostratigrafického charakteru hornín zastihnutých vrtnými prácami v podloží kenozoických sedimentov Viedenskej panvy je možno územie rozdeliť na niekoľko odlišných štruktúr, resp. častí.

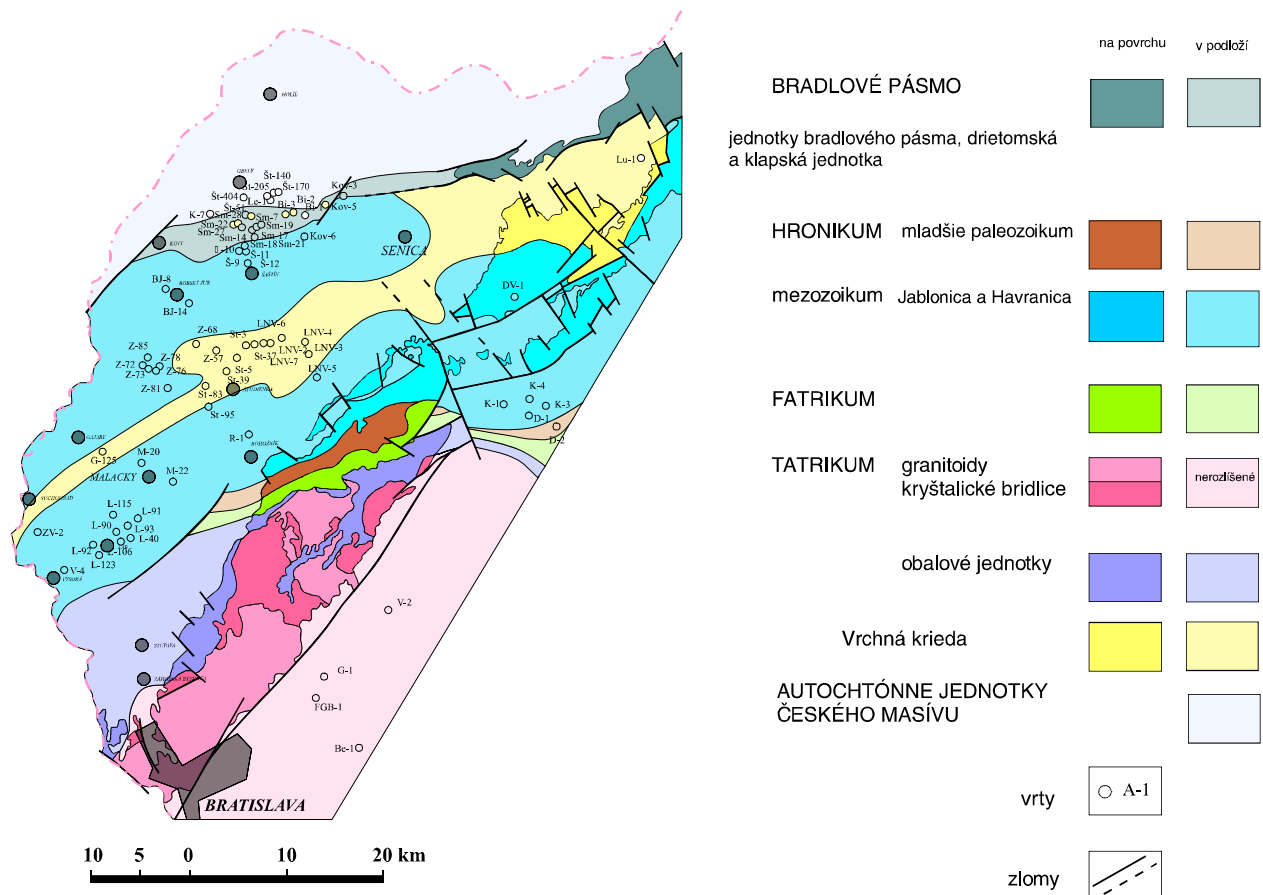
Najsevernejšiu časť reprezentujú kenozoické a vrchnokriedové (Kov-5) horninové sekvencie situované externe od priebehu bradlového pásma (Kysela, 1988a), zastihnuté predovšetkým vrtnými prácami série Štefanov (Št-140, -170, -205, -404), Letničie (Le-1), Koválov (Kov-5) a Kúty (K-7). V ich bezprostrednom podloží možno očakávať autochtónne sedimenty českého masívu (obr. 5), reprezentované hlavne mikulovskými slieňmi (vrchná jura), ktoré sú prítomné v hlbokom vrte Zistersdorf (ÚT-2; Wessely, 1990).

Sedimenty bradlového pásma boli s najväčšou pravdepodobnosťou zastihnuté vrtnými prácami série Smolinské. Vo vrtoch Smolinské (Sm-7, -8, -22, -26, -28) sú prítomné hrubozrnné pieskovce a polymiktné zlepence vrchnej kriedy, ktoré sa korelujú s rašovským vývojom (Kysela, 1988a; Salaj et al., 1987). Vo vrtoch Sm-14, -17, -19, -20, -21 a -27 sú prítomné škvrité sivé, tmavosivé a zelenkasté slienité vápence, sliene a slieňovce, zriedkavejšie aj pieskovce, prevažne albského veku (Kysela, 1988a). Tektonické zaradenie spomenutých hornín ponúka viacero možností. Na základe určeného vekového zaradenia do albu a pri zohľadnení litostratigrafie povrchových výskytov v širšej oblasti Myjavskej pahorkatiny sú najpravdepodobnejšie súčasťou klapskej jednotky alebo fatrika (cf. Kysela, 1988a; Hók et al., 2009). V prípade výsledkov z vrtného Sm-14, kde bol horninový komplex zaradený do „neokómu“, v danom prípade je možné pripustiť aj ich príslušnosť k hroniku (hrušovská skupina sensu Hanáček in Salaj et al., 1987). Z tektonického pohľadu a na základe charakteru ich pozície je však možné spomenuté horninové komplexy považovať za súčasť štruktúry bradlového pásma (cf. Fusán et al., 1987).

Vrtné práce série Šaštín (Š-9, -10, -12, -13) prenikli v predkenozoickom podloží cez triasové dolomity, *lunzské vrstvy* a vápence s vložkami anhydritov, ktoré sa temer bezvýhradne korelujú s tektonickou jednotkou hronika (Kysela, 1988a; Fusán et al., 1987; Biela, 1978). Podobný charakter a tektonickú príslušnosť majú aj horninové komplexy vo vrtoch série Borský Jur (Biela, 1978).

V oblasti série vrtných Závod (Z-72, -73, -77, -79, -84, -89, -90, -91, -92, -93) boli zastihnuté prevažne dolomity vrchného triasu (*hauptdolomit*) v normálnej stratigrafickej pozícii. Severne, resp. sv. od spomenutých vrtných boli situované vrtné práce (Z-74, -75, -76, -78, -85, -87, -88, -96), ktoré zastihli litologicky pestrejší súbor hornín reprezentovaný horninami permotriasu, karbonátmi stredného triasu (*gutensteinské a reiflinské vápence*), dolomitmi a horninami vrchného triasu (*lunzské vrstvy, oponické vápence a hauptdolomity*) v obrátenej stratigrafickej pozícii, často so subvertikálnymi sklonmi vrstvitosti. Navyše, obrátený vrstvomý sled je tu komplikovaný jeho opakovaním (Z-88, pravdepodobne aj Z-78). Táto skutočnosť poukazuje na vrásovoduplexný charakter tektonických procesov. Zvláštnu skupinu tvoria vrty Z-81, -91, -92 a -87, v ktorých boli zastihnuté intenzívne deformované, prevažne permotriasové horninové komplexy spoločne s karbonátmi stredného triasu. Na základe získaných údajov je možné predpokladať, že vrstvomé sledy, ktoré sú v obráte-

nej pozícii, predstavujú samostatnú štruktúru, tektonicky superponovanú na štruktúre s normálnou stratigrafickou orientáciou (napr. Jiříček, 1988a; Arzmüller et al., 2006). Vrtne práce Z-81 a Z-87 patria nepochybne ešte k štruktúre s prevrátenými vrstvomými sledmi. Interpretáciu smerom na JZ komplikuje výrazná tektonická línia poklesového charakteru prebiehajúca v smere SV – JZ medzi vrtmi Z-91, -81 a Z-92 a -87, ktorej vertikálna odchýlka predstavuje zhruba 600 m (Jiříček, 1988a).



Obr. 5. Predterciérne podložie Viedenskej panvy (J. Hók, 2012).

Vo vrtných prácach Z-57 a Z-68 boli identifikované len sedimenty vrchnej kriedy až paleocénu (Biela, 1978). Horniny vo vrtoch možno zaradiť do inej štruktúrnej úrovne spoločne s tými vo vrtoch série Studienka a Lakšárska Nová Ves. Treba však konštatovať, že všetky litologické členy vyskytujúce sa v predkenozoickom podloží, s výnimkou sedimentov permotriasu, sú identifikovateľné aj v oblasti Malých a Brezovských Karpát.

Prevrátené vrstvomé sledy vo vrtoch na štruktúre Závod (napr. Z-74, -88 a -96) reprezentujú panvové fácie hronika, ktoré veľmi pravdepodobne tvoria tektonickú, resp. príkrovovú šupinu, z hľadiska litologického zloženia porovnateľnú s vývojom Dobrej Vody (Havrila, 2011). V oblasti Brezovských Karpát sa vyskytujú podobné litologické členy hronika v rovnakej štruktúrnej pozícii (c. f. Began et al., 1984). Nad hauptdolomitom, *norovickým súvrstvím* (rét) a krinoidovými vápencami liasu dechtickej kryhy tam vystupujú v nepochybnej tektonickej pozícii vápence stredného triasu a *lunzske vrstvy*, ktoré sú zo SZ tektonicky prekryté jablonickým príkrovom. Treba poukázať na dva závažné fakty – medzi jednotlivými šupinami, resp. čiastkovými príkrovmi hronika nie sú prítomné sedimenty vrchnej kriedy a vo vrte DV-1 boli identifikované len duplexné štruktúry s opakovaním vrstvomého sledu, ale bez reverznej stratigrafickej pozície.

Vo vrte Studienka-83 (St-83) sú prítomné zlepenca vrchnej kriedy (spodný až stredný kampán), ktoré transgresívne spočívajú na podloží a obsahujú klasty vrchnokriedových vápencov (Kysela, 1988a). Tie boli opísané aj z brezovskej skupiny (Salaj et al., 1987). Bujnovský et al. (1992) uvádzajú, že obdobné sedimenty v rovnakej pozícii boli navŕtané na čele ötscherského príkrovu (bajuvarikum) v oblasti Prottes (gießhübelská synforma) v rakúskej časti podložia Viedenskej panvy. Vrt St-83 aj v podloží triasových sedimentov prenikol cez horniny, biostratigraficky datované na obdobie vrchnej kriedy až paleocénu. Podľa Kyselu (1988a) sedimenty vrchnej kriedy až paleocénu z vrtov St-83, St-3, St-39, Z-57 a Z-68 sú porovnateľné s myjavskou skupinou a zároveň s gießhübelskou synklinálou (c. f. Wagreich a Marschalko, 1995). Na základe toho je možné

konštatovať, že sedimenty vrchnej kriedy až paleocénu v podloží neogénu slovenskej časti Viedenskej panvy, ako aj v oblasti sv. okraja Viedenskej panvy môžeme považovať za ekvivalent brezovskej a myjavskej skupiny (brezovská skupina s. l.) a korelovať ich so sedimentmi gießhübelskej synformy. Ak prijmem toto konštatovanie, potom je nevyhnutné riešiť tektonický vzťah sedimentov brezovskej skupiny k tektonickej jednotke hronika a interpretovať skutočnosť, že sedimenty vrchnej kriedy vystupujú ako transgresívna fácia a zároveň sú spoločne s horninami paleogénu až spodného miocénu v nepochybnom tektonickom podloží sedimentov hronika. Tento rozpor je najlepšie dokumentovaný vo vrtoch St-83, LNV-6 a pravdepodobne aj vo vrte LNV-3. Aj v tomto prípade však môžeme vysloviť reálny predpoklad, že sedimenty vrchnej kriedy boli pôvodne transgresívne deponované na tektonicky vnútorne imbrikovanej príkrovovej jednotke hronika, podobne, ako je to na povrchu.

Transgresívny kontakt predpokladáme aj vo vrte St-95, kde v nadloží *hlavných dolomitov* boli identifikované sedimenty (tmavé ílovce až slieňovce) veku oligocén až eger (Samuel et al., 1991). Tieto sedimenty sú litologicky a stratigraficky podobné sedimentom *hrabníckeho súvrstvia*, ktoré sú v oblasti Bukovskej brázdy postihnuté juhovergentnými presunmi (Marko et al., 1990). Litologické zloženie sedimentov z vrty St-95 nevyučuje ani ich koreláciu so sedimentmi zastihnutými vrtom St-83 v podloží mezozoika (Bujnovský et al., 1993).

Séria vrto Láb, Malacky, Rohožník a Vysoká sa považuje za súčasť tektonickej jednotky hronika, pričom predkenozoické podložie jz. okraja slovenskej časti Viedenskej panvy sa všeobecne chápe ako obal tatrika (napr. Fusán et al., 1987; Kysela, 1988a; Wessely, 1990), resp. infratatrika (cf. Polák et al., 2011, 2012).

V období spodného miocénu bol celý komplex hornín hronika, brezovskej skupiny a spodného miocénu komprimovaný v smere SZ – JV (Marko et al., 1990, 1991, 1995; Marko a Kováč, 1996; Fodor, 1995). Pri tom vznikli zákonite orientované štruktúry (napr. Davis a Engelder, 1985), presúvané generálne na severné predpolie (*foreland*) a v tylovej časti (*hinterland*) vytvárajúce reverzné, juhovergentne orientované násuny, známe aj z rakúskej časti panvy (Wessely, 1992). Štruktúra, resp. oblasť, do ktorej boli zahrnuté vrty série Studienka a Lakšárska Nová Ves, predstavuje internú vetvu (*hinterland verging*) štruktúrneho vejára dokumentovaného na povrchu v oblasti Brezovských Karpát. Vrty Z-57 a -68 sú situované v predpokladanej centrálnej časti tohto vejára.

Na objasnenie geologickej stavby podložia Viedenskej panvy v oblasti štruktúry Závod, Studienka a Lakšárska Nová Ves je aplikovateľný model vejárovej stavby vytvorenej v období vrchného oligocénu až spodného miocénu. Tento typ tektonickej stavby je štruktúrne zdokumentovaný na povrchových odkryvoch v oblasti Brezovských a Čachtických Karpát (Marko a Kováč, 1996; Vranová, 2010; Pešková, 2011). V oblasti Brezovských Karpát sú sedimenty hronika juhovergentne presunuté na sedimenty vrchnej kriedy až egenburgu. Smerom na SV do oblasti Čachtických Karpát sú jurské až kriedové sedimenty hronika presunuté severovergentne na sedimenty vrchnej kriedy. Sedimenty vrchnej kriedy a paleogénu vytvárajú na povrchu brachysynklinálnu štruktúru a ich výskyt sa končia zhruba na úrovni Nového Mesta nad Váhom. V danej oblasti sa nedá špecifikovať, či sa tektonicky ponárajú pod sedimenty hronika, alebo boli odstránené eróziou. Horninové sekvencie hronika sú v tejto oblasti v príkrovovej pozícii nad sedimentmi drietomskej sekvencie, považovanej za súčasť bradlového pásma (Hók et al., 2009). Vrt Lubina-1, ktorý bol situovaný pri obci Lubina medzi Starou Turou a Bzincami pod Javorinou v podloží sedimentov paleogénu, zastihol len kriedové sedimenty pravdepodobne drietomskej sekvencie a pod nimi paleogénne sekvencie flyšového pásma (Salaj et al., 1987). Juhovergentné presuny dominujú v geologickej stavbe severného okraja Malých Karpát a v Brezovských Karpatoch (c. f. Maheľ a Cambel, 1972; Plašienka et al., 1991; Polák et al., 2011). Je možné predpokladať, že sa uplatňujú aj v stavbe predterciérneho podložia a vyskytujú sa v podloží neogénu až po oblasť vrto Studienka a Lakšárska Nová Ves. Oblasť medzi sériou vrto Studienka – Lakšárska Nová Ves a okrajom Malých Karpát je intenzívne postihnutá spomenutým tektonickým fenoménom. Navyše, na stavbe hronika sa tu podieľajú čiastkové štruktúry so zastúpením najmä stredotriasových karbonátov.

Vek vytvorenia štruktúrneho vejára spadá do obdobia spodného miocénu (egenburg – spodný karpát). Vznikol v kompresnom až transpresnom režime s horizontálnou zložkou pohybu. Transpresný režim bol v období vrchného karpátu vystriedaný transtenzným režimom, ktorý podmienil aj začiatok formovania Viedenskej panvy.

Predložený model geologickej stavby vysvetľuje rozpor medzi pozorovanou a zdokumentovanou transgresívnou pozíciou sedimentov vrchnej kriedy a zároveň zdokumentovanou a štruktúrne doloženou tektonickou pozíciou sedimentov vrchnej kriedy v podloží horninových sekvencií hronika. Táto geologická stavba je sledovateľná na povrchových odkryvoch, ako aj v zachovaných vrtných jadrách. Zároveň poukazuje na existenciu, rozsah a význam pogosauských tektonických pohybov jednotiek externého okraja centrálnych Západných Karpát.

MALÉ KARPATY

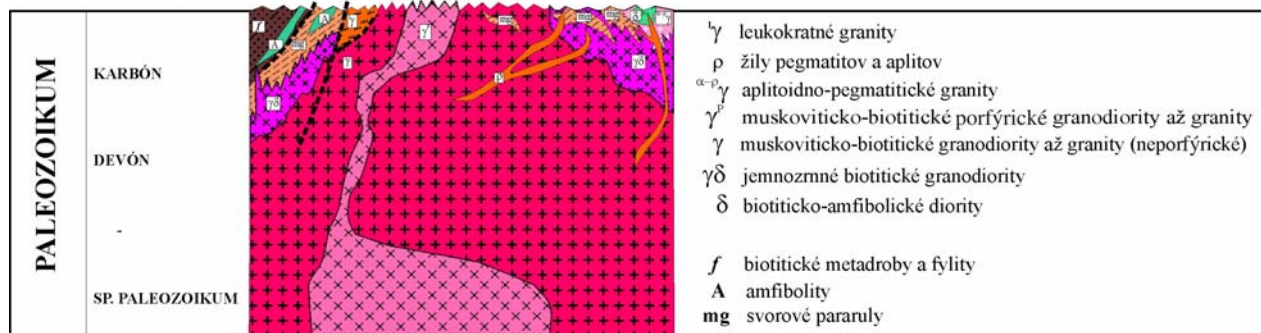
TATRIKUM

Tatrikum Malých Karpát sa člení na sústavu čiastkových príkrovových jednotiek zahŕňajúcich tak predalpínsky fundament (kryštalínikum), ako aj viacero, často zásadne odlišných mezozoických sukcesíí. Podľa vystupovania sa čiastkové tatrické jednotky Malých Karpát členia na dve skupiny – subautochtónne jednotky vystupujúce v najnižšej štruktúrnej pozícii odkrytej tektonickej stavby – takými sú **borinská** a **orešianska** (mimo zmapovaného územia) **jednotka** – a veľkú alochtónnu jednotku nazývanú **bratislavský príkrov**, ktorú budujú **devínska**, **kuchynská**, **kadlubska** a **solírovska** **jednotka**. Na území regiónu sa z nich nachádzajú **devínska** a **kuchynská** **jednotka**.

Kryštalínikum

Metamorfované horniny

Kryštalínikum Malých Karpát pozostáva z komplexu staropaleozoických metabazitov a metasedimentov, ako aj karbónskych magmatitov formujúcich bratislavský a modranský granitoidný masív (mimo tohto regiónu). Metamorfovaný komplex je zložený najmä z amfibolitov, aktinolitických bridlíc, fylitov, rúl a kontaktných rohovcov (obr. 6).



Obr. 6. Litostratigrafická tabuľka kryštalínika tatrika, bratislavský masív Malých Karpát (M. Kohút, 2011).

Vek komplexu magmatických a sedimentárnych hornín kryštalínika Malých Karpát bol určený v minulosti na základe paleontologického výskumu ako devónsky (Andrusov, 1958), vrchnodevónsky až karbónsky (Cambel a Čorná, 1974) alebo vrchnosilúrsky až spodnodevónsky (Cambel a Planderová, 1985). V spodnokarbónskom období bol komplex intrudovaný granitoidmi bratislavského a modranského masívu (355 ± 5 mil. r., resp. 347 ± 4 mil. r.; Kohút et al., 2009). Metamorfóza komplexu mala polyštádiálny charakter. Cambel (in Buday et al., 1962) ju charakterizoval ako kombináciu regionálnej predgranitovej epizonálnej, respektíve alpínskej retrográdnej metamorfózy a hlbinej kontaktnej (periplutonickéj) metamorfózy. Cambel (1954a) považoval komplex metasedimentov a metabazitov kryštalínika Malých Karpát za viac-menej jednotný litostratigrafický celok a zaviedol preň označenie *pezinsko-pernecké kryštalínikum*. Prevažne pre litologicko-faciálne odlišnosti vyčlenil v tomto celku osobitnú jednotku – *harmónsku sériu*.

Na základe výsledkov geochemického štúdia metabazitov a metasedimentov kryštalínika Malých Karpát budujú dve staropaleozoické jednotky (Ivan et al., 2001; Ivan a Méres, 2006):

1. **pernecká skupina,**
2. **pezinská skupina.**

Perneckú skupinu budujú horniny, ktoré primárne predstavovali bazalty, dolerity, gabrá a hlbokovodné oceánske sedimenty spolu so stratiformnými hydrotermálnymi sulfidickými polohami. Pernecká skupina predstavuje metamorfovanú nekompletnú rozčlenenú ofiolitovú sekvenciu, relikť vrchnej časti kôry oceánskeho bazéna v rozvinutom štádiu evolúcie.

Pezinskú skupinu tvorí komplex primárne klastických sedimentárnych hornín peliticko-psamitického charakteru s menším podielom pelitov s organickou hmotou a karbonatických sedimentov, lokálne so synchronným bázickým vulkanizmom. Pezinská skupina predstavuje relikť výplne riftogénneho bazéna, ktorý sa otvoril pravdepodobne v tle magmatického oblúka. Zdrojom sedimentov pezinskej skupiny bola vrchná kontinentálna kôra, pravdepodobne acidné až intermediárne magmatity, a ich sedimentácia, sčasti flyšoidného charakteru, prebiehala v distálnej časti bazéna. Vek pezinskej skupiny je pravdepodobne spodný devón. Vek

perneckej skupiny nie je známy, je však starší ako visén = stredný mississippian > 350 mil. r. Obe skupiny boli v tektonickom (príkrovovom) styku už v období turnén – visén, keď boli intrudované bratislavskými a modranskými typmi granitoidov. Nízko- až strednostupňová metamorfóza oboch skupín sa viaže na výstup granitoidných telies a má charakter kontaktnej až periplutonickkej metamorfózy. Indície staršej premeny typu oceánskych riftov sa zachovali len v metagabrách perneckej skupiny.

Pri zostavovaní geologickej mapy Malých Karpát v mierke 1 : 50 000 (Polák et al., 2011) bolo ponechané klasické prehľadné členenie kryštalinika na dve základné litostratigrafické jednotky – **perneckú skupinu a pezinskú skupinu**, pričom **harmónska sukcesia je integrálnou súčasťou pezinskej skupiny**. Toto, už skôr definované a tradične používané členenie má svoje opodstatnenie kvôli odlišnému sedimentačno-vulkanického prostrediu vzniku horninových súborov v týchto skupinách a kvôli geodynamike riftogénneho vývoja. Horniny pezinskej skupiny sú späté s počiatočným obdobím riftogenézy na kontinentálnej kôre so znosom detritického materiálu zo starších – kadomských? – horninových blokov rozpadávajúceho sa kontinentu v osi divergencie za vzniku grabenovej stavby. Horniny perneckej skupiny reprezentujú obdobie pokročilého štádia riftogenézy s generovaním oceánskej kôry v osi divergencie a v neskoršom hercýnskom kolíznom obraze reprezentujú exhumovanú a tektonicky vejárovite nakopenú nekompletnú ofiolitovú suitu. Metamorfované horniny Malých Karpát tvoria paleozoický metamorfny obal bratislavského a modranského granitoidného masívu.

Pezinská skupina

Pre litologické zloženie pezinskej skupiny sú charakteristické flyšové sekvencie a postupné zjemňovanie zrnitosti s prechodom do pelitickej a karbonatickej sedimentácie. V modernej interpretácii boli horniny pezinskej skupiny na juhozápad od osi spodnopaleozoickej divergencie (z pohľadu recentných koordinát) označené aj ako limbašská formácia (Putiš et al., 2004) a na severovýchod od osi divergencie ako harmónska formácia s nadložnou dubovskou formáciou (l. c.). Horniny pezinskej skupiny vystupujú z podložia triasových hornín v širšej zóne s generálne s.-j. priebehom medzi kótou Vysoká (754) a horárňou Rybníček pod tektonicky nasunutými súbormi perneckej skupiny, ktoré reprezentujú severovýchodnú násunovú vetvu kompresného vejára s vergenciou násunu na severovýchod a príkrovovú trosku na juh od kóty Gajdoš (650). Poloha horninových súborov pezinskej skupiny v tejto zóne bola v s.-j. smere penetrovaná intrúziou modranského granodioritu až tonalitu, takže pri súčasnom vystupovaní tieto súbory tvoria relatívne úzke horninové pruhy, široké maximálne 1 000 m.

Spodnú časť pezinskej skupiny v tejto zóne tvoria rytmicky sa striedajúce ílovité bridlice a drobový pieskovec s vrstvami kvarcitických bridlíc až kvarcitov s variabilným obsahom organickej hmoty a tufogénnej prímеси a s najvrchnejším horizontom litickej droby. Vo vrstvách drobového pieskovca sa miestami zistilo gradačné zvrstvenie (napr. Putiš et al., 2004). Typická je laminárna stavba pelitických členov, ojedinele so znakmi synsedimentárnych konvolútnych mezovrás ako výsledku synsedimentárneho skĺzania flyšoidných sedimentov po svahu do hlbšej časti bazéna. V najvyšších častiach flyšoidného súvrstvia sú laminy a preplásky bázického tufu.

Vrchnú časť pezinskej skupiny tvorí súvrstvie čiernych bridlíc hrubé 150 m s medzivrstvami tmavosivých kvarcitov a čiernych silicitov – lydítov. V čiernych bridliciach sú aj polohy vápencov s preplástkami bázického tufu a hyaloklastitmi.

201 svorové ruly až biotitické pararuly

Uvedené horniny sa vyskytujú vo forme xenolitov v bratislavskom masíve v oblasti Dúbravky, Lamača, Záhorskej Bystrice a Marianky. Sú metamorfované v strednom stupni metamorfózy. Reprezentujú ich jemno- až drobnozrnné, lokálne aj hrubozrnné horniny tmavosivej až sivočiernej farby. Majú lepidoblastickú až granoblastickú štruktúru a miestami sú porfyroblastické. Ich textúra je typicky bridličnatá, páskovaná. Páskovanie obyčajne spôsobujú šupinky biotitu orientované rovnobežne s bridličnatosťou horniny. Najväčšie porfyroblasty, niekedy s veľkosťou až 4 – 5 mm, tvorí staurolit. Základnú minerálnu asociáciu reprezentuje kremeň, plagioklas, biotit, muskovit a indexové minerály (granát, staurolit, chlorit a fibrolitický sillimanit). Hercýnska, kontaktne periplutonická metamorfóza týchto metasedimentov pod vplyvom intrúzie bratislavského granitového masívu dosiahla podmienky amfibolitovej fácie pri teplote okolo 400 – 550 °C a tlaku 300 až 350 MPa (Korikovskij et al., 1984).

Biotitické svorové pararuly podľa analógie s inými jadrovými pohoriami Západných Karpát patria k najstarším horninovým komplexom na Slovensku. Predpokladá sa, že sedimentovali v kambricko-silúrskom období. Majú polymetamorfný charakter, pričom variská periplutonická metamorfóza zamaskovala prípadné staršie metamorfné udalosti a dnes už nemôžeme vylúčiť ani ich kriedové anchimetamorfné postihnutie. Na

základe geochemického štúdia sa stanovilo, že protolitom týchto rulovitých hornín boli najmä nezrelé psamitické (arenitické) horniny drobovitého charakteru s prispáním vyzretejších hydrolyzátových ílovitých hornín, ako aj polôh piesčito-arkózovitých hornín.

Z geotektonického hľadiska zdrojom týchto, pôvodne klastogénnych a niekedy aj chemogénnych sedimentov bol recyklovaný panafrický kontinentálny magmatický oblúk severného okraja Gondwany (Ivan et al., 2001; Ivan a Méres, 2006).

200 aktinolitické amfibolity

Ide o nízko metamorfovaný komplex bazických vulkanitov vyskytujúci sa v okolí mestskej časti Bratislava-Lamač, kóty Hrubá pleš. Tieto horniny sú prevažne svetlozelené, masívne alebo foliované, zložené najmä z aktinolitu, albitického plagioklasu, prehnitu alebo klnozoisitu. Obsahujú akcesorický karbonát, titanit a pyrit. Nízkoteplotné amfibolity obsahujú aj modrozelený amfibol (magnezihornblend alebo tschermakit) a albitický plagioklas. Magnetit a pyrit sú bežné akcesorické minerály. Protolitom boli tak výlevné, ako aj vulkanoklastické horniny (bazické tufy a tufity). Metamorfované bazické vulkanity sa často striedajú s polohami bridlíc s prímiesou organickej hmoty. Metabazity zaraďujú Ivan a Méres (2006) do perneckej skupiny a podľa ich geochemických štúdií predstavujú neúplnú ofiolitovú sekvenciu z oceánskej kôry zaoblúkového bazéna. Za najpravdepodobnejší vek týchto hornín považujú uvedení autori devón až spodný karbón.

Na minerálnom zložení týchto hornín sa podieľajú amfibol (aktinolitický ± obyčajný), miestami uralitizovaný, a plagioklas (tvoria 80 – 90 obj. % horniny), menej kremeň, biotit, chlorit, minerály epidotovo-zoisitovej skupiny, v akcesorickom množstve sa vyskytujú magnetit, titanit, titanomagnetit a apatit a z rudných minerálov najčastejšie pyrit a pyrotín.

Z geodynamického hľadiska aktinolitické amfibolity predstavujú produkty devónskeho bazického vulkanizmu späté s vývojom zaoblúkového panvy, ktoré boli následne v spodnom karbone metamorfované. Metamorfná rekryštalizácia metabazitov spojená s kolíznym pohľtením zaoblúkového panvy a zhrubnutím kôry dosiahla fáciu epidotických amfibolitov (Korikovskij et al., 1984; Krist et al., 1992).

Pernecká skupina

Pernecká skupina vystupuje v osovej zóne pezinsko-perneckého kryštalinika vo výraznom a silne komprimovanom pruhu s priebehom SZ – JV. V novej interpretácii Putiša et al. (2004) perneckú skupinu reprezentuje **formácia Čertovho kopca**. Hlavným litotypom perneckej skupiny sú rekryštalizované jemnozrnné bazalty a sprievodné tufitické horniny. Lokálne sa zistili žilné telesá doleritického gabra, gabrodioritov až porfyrítov.

Pri metamorfóze perneckej skupiny je pozorovateľný periplutonický a tektonometamorfný prepis spôsobený tepelným účinkom intrudujúcich granitoidov bratislavského a modranského masívu. Periplutonická metamorfóza lokálne dosiahla až spodnú časť amfibolitovej fácie.

Na vek perneckej skupiny sa usudzuje nepriamo podľa veku granitoidov, ktoré do hornín perneckej skupiny intrudujú (348 ± 4 mil. r.; Cambel et al., 1990; rozhranie turnén – visén). Keďže vek pezinskej skupiny, v ktorej laterálnom pokračovaní a nadloží horninové sekvencie perneckej skupiny vznikali, je spodný devón, za najpravdepodobnejší vek perneckej skupiny je potrebné považovať devón až spodný karbón.

199 fylity, kremité fylity, biotiticko-muskovitické svorové fylity s granátom, malým podielom uhlíkatej substancie

Uvedené horniny patria do komplexu nízko metamorfovaných hornín vyššej časti pôvodnej hercýnskej kôry. Vyskytujú sa v okolí mestských častí Bratislava-Devín a -Dúbravka a na úpätí Malých Karpát od obce Záhorská Bystrica až po južný okraj Borinky. Prevládajúcim typom hornín sú fylity, buď zelenkavé sericiticko-chloritické, detailne zvrásnené, so sekrečnými žilkami kremeňa (typicky sú vyvinuté na devínskom brale), alebo sú biotitické, tenkobridličnaté, s vložkami čiernych bridlíc a sericiticko-chloriticko-biotitických bridlíc. Miestami prechádzajú do metapieskovcov (metadrôb). V komplexe fylitov vystupujú hojné metabázické horniny, čo sa miestami prejavuje vulkanickou prímiesou v pôvodných sedimentoch.

Základnými metamorfnými minerálmi fylitov sú kremeň, albit, chlorit, muskovit a biotit. Ojedinele sa vyskytuje granát, miestami obsahujú uhlíkatú hmotu. Z komplexu fylitov sa urobilo množstvo chemických analýz (Cambel et al., 1990) na stanovenie protolitu a ďalšie geochemické závery. Protolitom boli rozličné typy psamitických hornín (najmä charakteru drôb), v menšej miere pelitické sedimenty s obsahom organickej hmoty (Cambel et al., l. c.). Podľa výskumu palynomorf (Cambel a Planderová, 1985) by uvedené metasedimenty mali vekove patriť do spodného paleozoika.

198 jemnozrné a strednozrné metabazity, aktinolitické a čierne bridlice

Uvedené metamorfované bázické horniny predstavujú produkty hercýnskej regionálnej a kontaktne periplutonické metamorfózy v podmienkach amfibolitovej fácie pri teplote okolo 400 – 550 °C a tlaku 300 až 350 MPa. V súčasnosti sa tieto horniny ponímajú ako relikty oceánskej kôry. Na území Záhorskej nížiny sa vyskytujú v oblasti Devínskej Kobyly, na úpätí Malých Karpát od Záhorskej Bystrice až po Borinku a v okolí Perneka.

V perneckej skupine tieto horniny tvorí mohutný komplex amfibolitov, doleritických gabier a metabázických pyroklastík (aktinolitické bridlice) s rôznym podielom organickej hmoty (čiernych bridlíc) a stratiformnými pyritovo-pyrotitovými polohami. Amfibolity sú jemnozrné až celistvé masívne a tvrdé horniny tmavosivej až čiernej farby. Vyznačujú sa nevýraznou metamorfnou foliáciou až všesmernou textúrou. Metagabrá predstavujú strednozrné až hrubozrné tmavosivé horniny s nápadnými výrastlicami bieleho plagioklasu. Hlavnou minerálnou súčasťou amfibolických hornín je vápenatý amfibol (hornblend), v menšej miere je zastúpený plagioklas a minerály epidotovo-zoisitovej skupiny, lokálne biotit, chlority, albit a kalcit, v akcesorickom množstve je prítomný magnetit (často titánový magnetit), titanit, apatit, kremeň, pyrit a pyrotit.

197 čierne bridlice produktívnych zón s pyritovo-pyrotínovým a Au-Sb zrudnením

V dôsledku silne skomprimovanej transpresnej stavby čierne a aktinolitické bridlice vystupujú v troch budinovaných zónach generálne so sz.-jv. priebehom. Najjužnejšia zóna týchto bridlíc vo formácii Čertovho kopca je zóna Trojárovej. Jej integrálnou súčasťou sú aj tenšie (rádovo desiatky metrov) polohy pestrého vulkanického komplexu a tzv. produktívnej zóny s pyritovo-pyrotínovým a Au-Sb zrudnením.

Na základe zvýšeného obsahu Co, Cu, Ni, Cr, Sr, V a B v čiernych bridliciach produktívnych zón je možné vznik hornín formácie Čertovho kopca asociovať s distálnou časťou bazéna (cf. Putiš et al., 2004). Podobne korelácia S a C_{org} z čiernych bridlíc produktívnych zón indikuje euxínske prostredie ich vzniku a korelácia V/Cr s O indikuje výrazne anoxické prostredie.

Granitoidné horniny

V záverečných fázach hercýnskeho orogénu po hlavnom vrásnení a metamorfóze vystúpili rozsiahle granitoidné telesá. Počas pomerne širokého časového rozpätia granitizácie (360 – 250 mil. r.) vznikli v Západných Karpatoch neskoroorogénne granitoidy nevelkej diferenciačnej škály. Tak ako vo väčšine jadrových pohorí, aj v Malých Karpatoch granitoidné horniny vytvárajú základ kryštalinika – budujú podstatnú časť bratislavského, ale aj modranského masívu. Vek granitoidných hornín bratislavského masívu bol určený Rb/Sr metódou (Bagdasaryan et al., 1982) na 347 ± 4 mil. r. V súčasnosti bol vek stanovený U-Pb datovaním zirkónov na SHRIMP prístroji na 355,4 ± 4,7 mil. r. (Kohút et al., 2009).

Rozloženie jednotlivých typov granitoidov v bratislavskom masíve je paralelné so smerom pretiahnutia kryštalinického jadra (SV – JZ). Na stavbe bratislavského masívu sa podieľa päť základných skupín granitoidných hornín, ktoré vo vertikálnom reze reprezentujú pravdepodobne rôzne úrovne masívu.

196 drobnozrné biotitické a muskoviticko-biotitické granodiority

Tento typ granitických hornín sa na zmapovanom území vyskytuje v okrajovej časti pohoria Malé Karpaty v oblasti mestskej časti Bratislava-Lamač v časti Plánky a Zelená hora a jv. od Devína v časti Breh. Tieto granitoidné horniny budujú vrchnú etáž bratislavského granitoidného masívu. Sú v ňom zachované takmer všetky enklávy metamorfítov s rozmermi od niekoľko cm až do niekoľko 100 m. Tento typ granitoidov má miestami charakter „hybridných granitoidov“, pri nedokonalnej asimilácii zvyškov rulovitých xenolitov môžeme pozorovať náznaky rulovitej, usmernenej plošne paralelnej stavby. Vyskytujú sa v ňom aj hojné pegmatity a aplity, často aj ako prechodné pegmatitické a aplitoidné syenogranity a alkalické živcové granity, ktoré sú produktom zvyškovej magmy a stuhli v puklinách v menšej hĺbke a pri nižšom tlaku.

Makroskopicky sú to nerovnomerne zrnité drobné-, menej až strednozrné horniny svetlosivej farby, často v dôsledku zvetrania na povrchu s okrovým nádychom. Majú všesmerne zrnitú textúru, ale aj palimpsetné šmuhovitú, v prípade hybridných typov nevýrazne plošne usmernenu. Ich štruktúra je najčastejšie hypidiomorfne zrnitá, prípadne panalotriomorfne zrnitá, v hybridných prechodoch reliktné granolepidoblastická. Majú takéto minerálne zloženie: plagioklas viacerých generácií, kremeň, K živec, biotit, muskovit, z akcesórií zirkón, apatit, monazit, ilmenit, minerály epidotovo-zoisitovej skupiny ± opakované minerály. Plagioklas tvorí väčšinou hypidiomorfne zrná s veľkosťou do 1 – 2 mm s náznakom zonálnosti. Draselný živec je väčšinou iba intersticiálny, menej tvorí hypidiomorfne zrná veľké do 0,5 mm. Kremeň tvorí hypidiomorfne zrná do 1 mm a alotriomorfne agregáty do 2,5 mm, často s undulóznym zhášaním. Biotit hnedých pleochroických

odtieňov tvorí lištovité zhluky do 2 mm. Väčšinou je do rôzneho stupňa alterovaný za vzniku sekundárneho muskovitu a chloritu. Muskovit sa vyskytuje menej ako biotit a býva uzatvorený v biotite. Monazit tvorí drobné hypidiomorfné uzavreniny v biotite, prípadne v plagioklasoch a kremeň do 100 μm .

Monazity zo vzorky z Veľkého Javorníka boli datované na 349 ± 11 mil. r. (Kohút et al., 2008).

195 strednozrnné muskoviticko-biotitické granodiority až granity

Na zmapovanom území sa tento typ granitických hornín vyskytuje v oblasti mestskej časti Bratislava-Dúbravka v okolí Švábskeho vrchu a Jezuitských lesov. Uvedený typ granitoidov buduje centrálnu časť bratislavského granitoidného masívu. V tomto type sa len ojedinele nachádzajú enklávy metamorfítov. Predpokladáme, že uvedený typ granitických hornín tvorí relatívne hlbšiu časť masívu, v ktorej poklesnuté bloky pararúl boli takmer úplne pretavené a resorbované, pričom tento typ granitoidov podstiela jemnozrnné biotitické granodiority. Tie tvoria apikálnu časť normálne zonálneho plutónu. Pegmatity a aplity sa vyskytujú v tomto type menej často.

Tento horninový typ v podstate predstavuje základnú, najviac rozšírenú varietu granitických hornín v súčasnom erozívnom zreze bratislavského granitoidného masívu. Makroskopicky sú to nerovnomerne zrnité strednozrnné horniny svetlosivej až tmavšie sivej farby s okrovým až hnedastým nádychom. Majú všesmerne zrnitú textúru, miestami s neresorbovanými rulovitými mikroxenolitmi, ako aj drobnými chuchvalcami pegmatitov a aplitov. Ich štruktúra je hypidiomorfné zrnitá, lokálne s náznakom porfýrickej. Na minerálnom zložení týchto granitických hornín sa podieľajú: plagioklas viacerých generácií, kremeň, K živec, biotit, muskovit, v akcesorickom množstve sa vyskytujú najmä apatit, zirkón, monazit, ilmenit a xenotím.

Monazity z uvedeného typu granitoidov zo vzorky z oblasti Človečej hlavy (mimo regiónu) boli datované s priemerným vekom 353 ± 7 mil. r., pričom sa dala identifikovať bimodálna distribúcia vekov jednotlivých bodových meraní so starším maximom 378 ± 13 mil. r. a mladším maximom 337 ± 11 mil. r. Ich spoločná izochróna vyjadruje vek v zhode s výsledkami monazitového datovania z 290 bodových údajov, a to 353 ± 2 mil. r. (Uher et al., v tlači).

194 stredno- až hrubozrnné muskoviticko-biotitické granity, nevýrazne porfýrické

Na území mapy regiónu Záhorskej nížiny sa tento typ granitických hornín vyskytuje len v oblasti jv. od mestskej časti Bratislava-Devín v časti Jezuitské lesy. Tento typ granitoidov v podstate predstavuje iba varietu základného typu granitických hornín bratislavského granitového masívu – strednozrnných muskoviticko-biotitických granodioritov až granitov, od ktorých sa odlišuje najmä relatívnym zväčšením zrnitosti a prítomnosťou výrastlíc K živca. Pri normálne zonálnych plutónoch porfýrické variety väčšinou tvoria centrálnu, hlbšie časti plutónu, pričom výrastlice pri svojom raste zaznamenali dlhodobejší vývoj magmatických tavenín, často spätých s procesmi frakcionácie. Nevylučujeme, že tieto horniny môžu tvoriť aj samostatnú, mladšiu(?) intrúziu z hlbších častí plutónu do vrchnejších partií. Ich hranice s okolitými granitmi sú vždy pozvoľné. Makroskopicky sú to stredno- až hrubozrnné, nerovnomerne všesmerne zrnité, ako aj porfýrické horniny, väčšinou svetlosivej až pleťovej farby, miestami aj tmavšej sivej farby s okrovým až hnedastým nádychom. Majú nevýrazne porfýrickú a všesmerne zrnitú textúru. Štruktúra je typicky poikiliticko-porfýrická, s prechodmi do základnej, hypidiomorfné zrnitej.

Na minerálnom zložení sa podieľajú tie isté minerály ako v predchádzajúcom základnom type granitoidov, no v dôsledku miestami zvýšeného obsahu K živca a muskovitu sú častejšie granitické variety. Monazity zo vzorky MK-26 z oblasti Popálené (mimo regiónu) boli datované na 358 ± 8 mil. r. Ako vidíme, v rámci chyby merania je tento vek zhodný s hlavným vekom granitového magmatizmu 353 ± 2 mil. r. (Uher et al., v tlači).

193 mylonitizované svetlé muskovitické a dvojsľudové granity

Tieto horniny lemujú západnú časť masívu medzi Záhorskou Bystricou a Prepadlým. Koutek a Zoubek (1936b) pokladali tieto granitoidy za okrajovú fáciu bratislavského masívu, Cambel (in Buday et al., 1962) ich označil za mladšiu leukokrtnú intrúziu. Podľa Vilinoviča (1981) uvedené granitoidy petrologicky nespĺňajú kritérium magmatického vzniku a uvažuje o metasomatickom ovplyvnení ich minerálnej asociácie. Na základe terénneho a petrografického štúdia sa domnievame, že tieto horniny vznikli dislokačným postihnutím granitoidov spojeným s metasomatózou, ku ktorému dochádza pri metamorfóze strižných zón. Tieto granity majú často porfýroklastickú štruktúru, lokálne sú zbridičnatené. Plagioklasy sú značne deštruované za vzniku sericitu, z ktorého miestami vykryštalizovali neoblastické muskovity, a tie sú usmernené. Stupeň postihnúťtia týchto granitoidov zodpovedá strednému „c“ stupňu „pretvorenia“ v zmysle „strain analysis“ (Burg a Laurent, 1978). Väčšinou sú to strednozrnné, miestami aj hrubozrnné, ako aj drobnozrnné granitické variety bielej až bielosivej farby so zelenkastým odtieňom, rovnomerne, ale aj nerovnomerne zrnité.

Podobne heterogénnu majú aj textúru. Je všesmerne zrnitá, s prechodmi do tektonicky deformačne usmerenej. Štruktúra je väčšinou dynamofluidálna – porfyroklastická, lokálne so zvyškami pôvodnej, hypidiomorfné zrnitej. Na minerálnom zložení týchto granitoidov sa podieľajú: kremeň, K živec (mikrokín), plagioklas (albit – oligoklas An₄₋₂₈), muskovit, biotit – baueritizovaný, z akcesórii zirkón, apatit, monazit ± granát.

MEZOZOIKUM

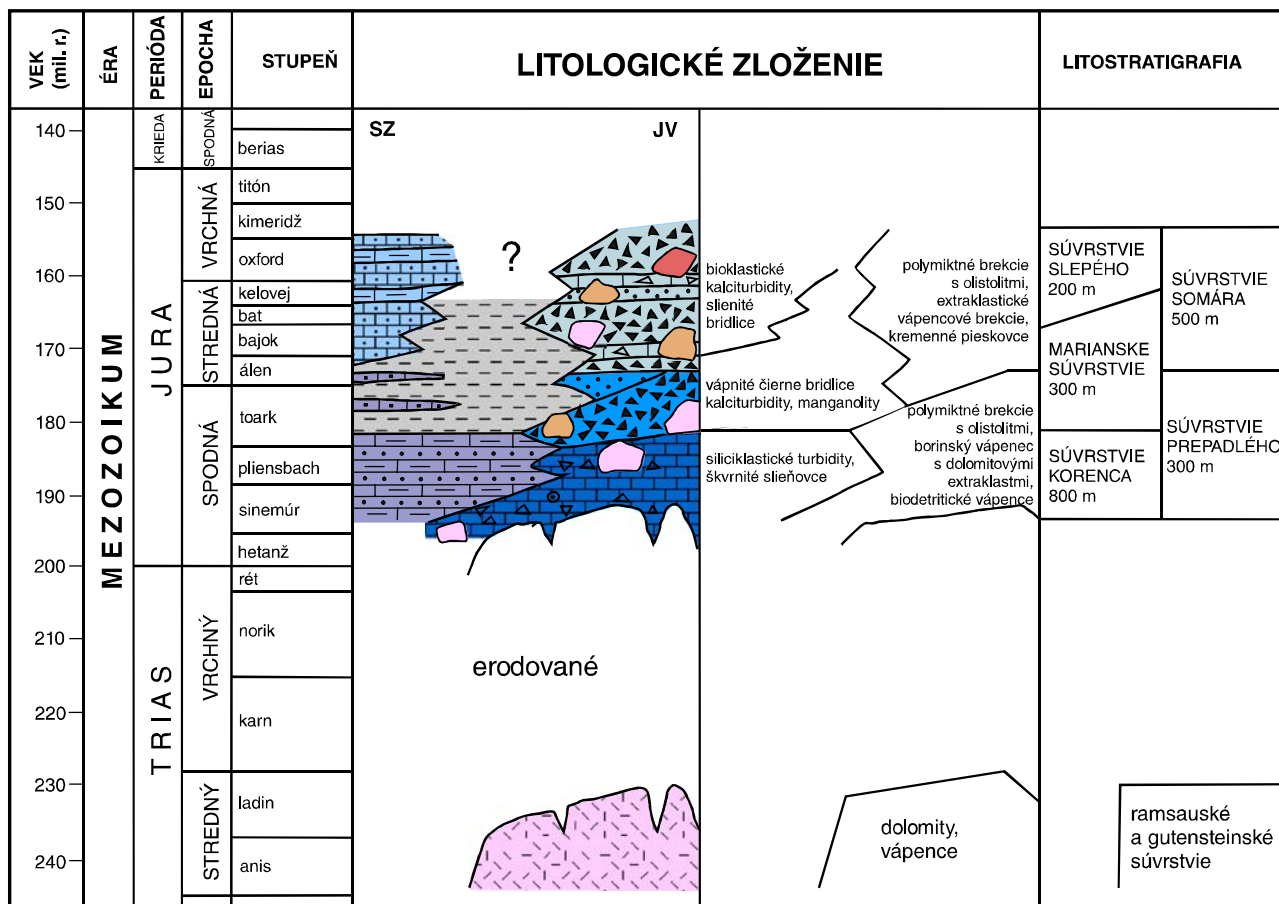
192 mezozoické jednotky, nerozlišené (len v reze)

Vzhľadom na nedostatok informácií o príslušnosti navrtaných hornín mezozoického veku k litostratigrafickým a tektonickým jednotkám sme horniny mezozoického veku v rezoch aj vo vrtoch začlenili do mezozoických jednotiek v celku.

Borinská sukcesia

Borinská sukcesia vystupuje na sz. svahoch a predhorí Malých Karpát v pruhu medzi Bratislavou-Devínskou Novou Vsou a Pernekom. Na povrchu ju tvoria temer výlučne jurské uloženiny (obr. 7). Prítomnosť starších ako jurských sedimentov nie je v povrchovej stavbe borinskej sukcesie s určitou preukázaná. Na dne starého lomu v Prepadlom a v plytkom vrte sa zistili masívne dolomity striedajúce sa s vápencami stredotriasového veku. Nie je možné vylúčiť, že ide o veľké olistolity v borinských vápencoch súvrstvia Prepadlého.

Borinská sukcesia vzhľadom na najnižšiu štruktúrnú pozíciu v rámci tatrika a s prihliadnutím na litostratigrafický obsah, ktorý je odlišný od všetkých ostatných jurských sukcesí Západných Karpát, bola zaradená do **infratatrika** (Plašienka et al., 1997b). Styk borinskej sukcesie s fundamentom je tektonický. Reprezentujú ho zlomy násunového, prešmykového a bočne posuvného charakteru (Plašienka et al., 1989, 1991). Horniny borinskej sukcesie sú slabo metamorfované (Plašienka et al., 1993b) a v blízkosti násunovej plochy bratislavského príkrovu aj duktilne deformované (Plašienka, 1990).



Obr. 7. Litostratigrafická tabuľka borinskej sukcesie (D. Plašienka, 2006).

191 lúžňanské súvrstvie: kremence, kremenné pieskovce (spodný trias, skýt)

Spodnotriasové kremence vystupujú v borinskej sukcesii len vo forme blokov a olistolitov v jurských súvrstviach. Najväčšie z nich s objemom až niekoľko stoviek tisíc m³ nachádzame pri východnom okraji obce Borinka nad lomom Prepadlé a na južnom hrebeni kóty Somár (mimo regiónu). Ich litologická náplň je podobná ako v prípade *lúžňanského súvrstvia* v devínskej sukcesii.

190 gutensteinské vápence a ramsauské dolomity, nerozlíšené (stredný trias, anis – ladin)

Väčšina stredotriasových karbonátov (*gutensteinských vápencov* a *ramsauských dolomitov*) v borinskej sukcesii vystupuje len vo forme úlomkov v jurských súvrstviach. Ich veľkosť kolíše od mikroskopických rozmerov po megaolistolity. Väčšie olistolity, ktoré sú znázornené aj na mape, nachádzame obyčajne uprostred karbonatických extraklastových brekcií *borinských vápencov* liasového veku. Triasové karbonáty majú podobný charakter ako v primárnych výskytoch v devínskej sukcesii na Devínskej Kobyle. Triasové karbonáty devínskej sukcesie sa na pajštúnskej hradnej skale vyznačujú selektívne zvetrávajúcimi rohovcovými sférolitmi, ktoré sú v iných častiach Karpát prakticky neznáme (Mišík, 1995, 1996).

Súvrstvie Prepadlého

Súvrstvie Prepadlého vystupuje na povrch v doline Prepadlé v úseku od Medených hámrov až po oblasť západne od kóty Somár (mimo regiónu). Smerom na SZ prstovito prechádza do súvrstvia Korenca. Styk týchto súvrství je však väčšinou zlomový. Podložie *súvrstvia Prepadlého* nepoznáme (pravdepodobne horniny triasu). V jeho nadloží sa nachádza buď *súvrstvie Korenca*, alebo *marianske súvrstvie* a v oblasti kóty Somár priamo *súvrstvie Somára*. Hrúbka odkrytej časti *súvrstvia Prepadlého* podľa vrtných prác v okolí lomu Prepadlé je okolo 300 – 400 m.

V rámci súvrstvia Prepadlého boli vyčlenené: *borinské vápence*, extraklastové karbonatické brekciovitité vápence, biodetritické piesčité vápence, kremenné pieskovce a polymiktné mixtité brekcie.

189 borinské (ballensteinské) vápence, brekciovitité vápence s karbonátovými extraklastami a biodetritické piesčité vápence (sinemúr – toark)

Borinské (predtým *ballensteinské*, *pajštúnske*) *vápence* tvoria podstatnú časť *súvrstvia Prepadlého*. Základným litotypom sú sivé masívne alebo hrubolavicovité, väčšinou beztextúrne drobnozrnné až celistvé vápence. Nezistili sa v nich takmer žiadne fosilné zvyšky, len niektoré vrstvy majú biodetritický charakter. Pre značnú časť *borinských vápencov* sú typické vtúsené ostrohranné úlomky triasových karbonátov (najmä dolomitov) rôznej veľkosti, od mikroskopických až po megaolistolity (objem niekoľko miliónov m³). Megaolistolity sa nachádzajú v spodnej časti súvrstvia. Menšie olistolity, a najmä úlomky (do niekoľko dm), sa koncentrujú v terminálnej časti vrstvového sledu *borinských vápencov*. V týchto horninách, označovaných ako brekciovitité vápence, klasty nezriedka prevládajú nad vápencovou základnou hmotou. Ide o extraklastové vápence s menším podielom intraklastov s podpornou štruktúrou matrixu s prechodmi do karbonatických brekcií s podpornou štruktúrou klastov. Lokálne možno v brekciách pozorovať inverzné gradačné zvrstvenie hruboklastického karbonátového materiálu s nepatrným zastúpením vápencového alebo pelitického matrixu. Niekedy je možné v *borinských vápencoch* pozorovať sedimentárnu lamináciu. Zreteľné sú aj znaky synsedimentárnej deformácie – pretŕhanie, rozvlečenie, rotovanie až vývoj pseudobrekciovitých textúr.

V karbonátovom slede *súvrstvia Prepadlého* sa nachádzajú telesá tvorené masívnymi biodetriticko-piesčitými vápencami obsahujúcimi hojný organický detrit (prevažne krinoidy) a klasty (do 2 cm) pravdepodobne triasových karbonátov. V hornine prevláda piesčitá frakcia, často sa vyskytuje klastický kremeň. Prítomné sú aj sivé a červenkasté laminované krinoidové vápence, lumachelové a oolitické biodetritické vápence.

188 kremenné pieskovce (toark – ?álen)

Vo vápencoch borinského typu sa často vyskytujú nestratifikované pieskovce, ktoré tvoria nepravidelné, rôzne veľké klastické žily, šošovky aj väčšie, prstovito sa vyklinujúce telesá uložené naprieč vrstvitosti. V nadloží *borinských vápencov* v doline Prepadlé sa nachádzajú hrubšie polohy pieskovcov, ktoré sa miestami laterálne zastupujú s bridlicami *marianskeho súvrstvia*. Petrografické zloženie pieskovcov sa rýchlo mení v laterálnom aj vertikálnom smere. Mineralogicky aj štruktúrne zrelé kremenné pieskovce sa rýchlo zamieňajú za nezrelé sedimenty s drobovým zložením. Pieskovce majú často kalcitový tmel. Nachádzame v nich aj difúzne telesá polymiktných brekcií s klastami fylitov a amfibolitov s pieskovcovou základnou hmotou.

187 polymiktné mixtitové brekcie a brekciovité vápence s polymiktnými klastami (lias – doger)

Polymiktné mixtitové brekcie, miestami s vápencovou základnou hmotou, sa vyskytujú v rámci borinskej skupiny v *súvrství Prepadlého* aj v *súvrství Somára* (neformálne sa označujú ako brekcie Somára). Stratigraficky sa ich doteraz nepodarilo odlíšiť. Do *súvrstvia Prepadlého* zaraďujeme tie brekcie, ktoré spolu s inými členmi tohto súvrstvia vystupujú v podloží čiernych bridlíc *marianskeho súvrstvia* vrchnoliasovo-spodnodogerského veku alebo sa s nimi prstovito zastupujú. Podľa tejto pozície by nemali byť mladšie ako spodný doger. Naproti tomu, podobné mixtitové brekcie v *súvrství Somára* vystupujú v nadloží *marianskeho súvrstvia* alebo *súvrstvia Slepého*, a teda sú stredno- až vrchnojurského veku.

Súvrstvie Korenca

Súvrstvie Korenca zaberá najväčšiu plochu budovanú borinskou sukcesiou medzi Borinkou a Pernekom. Pôvodne sa označovalo ako grestenské vrstvy. Jeho podložie nepoznáme, nadložie tvorí *marianske súvrstvie* alebo priamo *súvrstvie Somára*. V juhovýchodnej časti jeho výskytu prechádza *súvrstvie Korenca* laterálne do *súvrstvia Prepadlého*. Poukazuje na to prítomnosť telies *borinských vápencov* uprostred *súvrstvia Korenca* aj izochrónna fauna (Maheľ, 1952; Maheľ in Buday et al., 1962). V *súvrství* majú prevahu sedimenty so znakmi ukladania z turbiditových prúdov – gradačne zvrstvené pieskovce striedajúce sa s ílovitými bridlicami a piesčité vápence striedajúce sa so slieňovcami. Súvrstvie dosahuje hrúbku až 800 m. Predpokladaný vek je sinemúr – plienschbach až toark. Sedimentárny sled *súvrstvia Korenca* bol preniknutý vrtom MKZ-1 (191 až 330,5 m) v doline Vápenného potoka asi 2,5 km východne od Stupavy.

186 ílovité bridlice a turbiditové pieskovce (spodná jura, sinemúr – plienschbach)

Prevládajúcim členom *súvrstvia Korenca* je súbor pieskovcov a ílovitých bridlíc. Striedajú sa v ňom doskovité vrstvy pieskovcov s hrúbkou 10 – 30 cm s hrubšími polohami sivých ílovitých bridlíc. Pieskovce majú kalcitový tmel, často aj vápniť matrix a prechádzajú až do piesčitých vápencov. Podobne vrstvy ílovitých bridlíc zvyšovaním podielu vápnitej zložky prechádzajú do slieňovcov. Hrubozrnejšie variety pieskovcov s hojnými horninovými úlomkami sú často gradačne zvrstvené. Trochu odlišný litotyp predstavujú pieskovce a bridlice striedajúce sa v tenkých doskách až laminách s kremenno-vápnitým až čisto kremenným matrixom, ktorý môže tvoriť aj podstatnú zložku horniny. Tú potom možno označiť ako silicit. Kryptokrystalická kremenná základná hmota miestami obsahuje hojné ihlice hubiek (ide o spongolity) a veľké klenče kalcitu.

185 piesčité vápence a slieňovce (lias, sinemúr – toark)

Súbor slieňovcov a piesčitých vápencov sa od predchádzajúceho súboru líši len vyšším proporcionálnym zastúpením vápniteho matrixu a bioklastického materiálu na úkor terigénnej piesčitej prímеси. V doskovitých vrstvách krinoidovo-piesčitých vápencov sú príklady gradačného súvrstvia terigénneho klastického materiálu zvlášť názorné. Ojedinele možno pozorovať aj príklady takmer kompletných Boumových cyklov v piesčitých vápencoch s gradačne zvrstvenými, laminovanými a konvolutne zvrstvenými polohami, ktoré sú vystriedané spongiovými slieňovcami. Slieňovce sú tmavosivé, ojedinele červenkasté, často s deformovanými tmavými škvrkami a pásikmi (pôvodne bioturbáciami). V týchto prípadoch slieňovce pripomínajú typický „fleckenmergel“ *allgäuskeho súvrstvia*. V slieňovcoch *súvrstvia Korenca* sa nachádzajú šošovkovité telesá masívnych sivých *borinských vápencov*. Spreádzajú ich extraklastové brekciovité vápence s úlomkami triasových karbonátov, lokálne aj spodnotriasových kremencov a hornín kryštalinika. Tieto telesá sú hrubé 5 – 30 m a tvoria vrcholové partie kopcov Korenec a Kozlisko, ako aj pajštúnskeho hradu, kde vypreparovaný olistolit triasových karbonátov tvorí aj samotné hradné bralo. Vápence miestami strácajú charakter typických *borinských vápencov* a prechádzajú do ružových a červenkastých masívnych vápencov s náznakmi pseudohľuznatosti. Vyskytujú sa aj oolitické a biodetritické vápence s hojnými belemniti a miestami aj biohermnými organizmami (Kullmanová, 1971). Na mape sú znázornené ako súčasť *súvrstvia Prepadlého*.

184 marianske súvrstvie: tmavosivé a čierne ílovité a vápniť bridlice s doskami čiernych detritických vápencov, manganolity (lias – doger, toark – bat)

Marianske súvrstvie sa vyznačuje prevahou tmavosivých a čiernych ílovitých a vápniť bridlíc, lokálne s polohami čiernych krinoidovo-piesčitých detritických vápencov charakteru kalkarenitov. Litologicko-sedimentologický charakter súvrstvia je veľmi podobný slieňovcovému súboru *súvrstvia Korenca*. Odlišuje ich nižší podiel vápnitej zložky a vyšší podiel grafitového pigmentu v usadeninách *marianskeho súvrstvia*. V *marianskom súvrství* v porovnaní so *súvrstvím Korenca* sa v menšej miere vyskytujú polohy alodapických piesčitých vápencov, telesá *borinských vápencov*, brekcií a pieskovcov. *Marianske súvrstvie* sa vyznačuje vysokým obsahom

pyritu a prítomnosťou manganolitu. Nachádza sa v nadloží *súvrstvia Korenca* aj sedimentov *súvrstvia Prepadlého*. V nadloží *marianskeho súvrstvia* sa nachádza *súvrstvie Somára*, ktoré sa s ním aj čiastočne laterálne prstovito zastupuje. Preukázaný vek *súvrstvia* na základe amonitov a belemnitov je toark (Schaffer, 1900; Rakús, 1994). Na základe palynomorf možno predpokladať až dogerský (batský) vek *súvrstvia* (Mikleová a Planderová in Plašienka et al., 1989). *Marianske súvrstvie* dosahuje hrúbku 400 až 500 m.

Súvrstvie Somára

Súvrstvie Somára je pozíčne najvyššie *súvrstvie* borinskej sukcesie. Leží v nadloží všetkých opísaných *súvrství*, pričom s *marianskym* sa čiastočne zastupuje. Predpokladáme, že podstatná časť *súvrstvia* má dogersko-malmský alebo len malmský vek.

183 kremenné pieskovce (doger – malm)

Kremenné pieskovce vystupujú uprostred polymiktných brekcií vo forme doskovitých a šošovkovitých telies hrubých do 10 – 20 m. Petrograficky sa nelíšia od pieskovcov opísaných v *súvrství Prepadlého*. V pieskovcoch sa vyskytujú olistolity spodnotriasových kremencov s objemom desiatky až tisíce m³.

182 masívne a brekciovité vápence s karbonátovými a polymiktnými extraklastami (doger – malm)

Vápence nachádzajúce sa v hruboklastických komplexoch *súvrstvia Somára* majú často veľmi pestrý charakter. Bežné sú najmä červené hematizované pseudohľuznaté vápence prechádzajúce do sivých intra-aj extraklastových vápencov s pestrým materiálom triasových karbonátov, spodnotriasových kremencov a hornín predalpínskeho kryštalinika, najmä metabazitov. Zistili sa v nich aj biomikritické vápence s filamentovou mikrofáciou, v ktorých sa našli zvyšky ostrakódov, globochét, foraminifer, krinoidov a kalcifikovaných rádiolárií. Na základe prítomnosti *Colomisphaera pieniniensis* boli začlenené do keloveja až oxfordu (Reháková in Maheľ, 1986). Spodné polohy vápencov často obsahujú extraklasty dolomitov a vo vrchných sa vyskytujú klasty fylitov a amfibolitov. Tie sa postupne stávajú dominantnou zložkou v hornine, v ktorej medzernú hmotu tvorí vápenec.

181 polymiktné mixtité brekcie (doger – malm)

Hlavnou zložkou *súvrstvia Somára* sú hrubé polohy nestratifikovaných polymiktných brekcií označovaných ako brekcie Somára (Cambel, 1954b). Komplex brekcií sa skladá z niekoľkých cyklov s opakujúcim sa homínovým sledom. Bázu cyklov tvorí poloha pieskovcov a vápencov hrubá 10 – 40 m. Vápence ani pieskovce sa petrograficky nelíšia od tých, ktoré sme už opísali v *súvrství Prepadlého*.

Hlavné masy nestratifikovaných brekcií sú v jednotlivých cykloch hrubé 100 – 150 m. Klasty sú zložené predovšetkým z rozličných typov fylitov a metabazitov s rôznym vertikálnym a horizontálnym proporcionálnym zastúpením. Zriedkavé sú úlomky triasových kremencov a karbonátov, vo vyšších cykloch aj granitoidov a rúl. Veľkosť úlomkov kolíše od mikroskopických rozmerov až po megaolistolity. Väčšina brekcií je bez tmelu a matrixu, len sporadicky možno okrem vápencového matrixu pozorovať aj piesčité a ílovité základnú hmotu. Cambel (l. c.) uvádza aj kremité, limonitové a chloritické tmel.

Súvrstvie Slepého

Súvrstvie Slepého sa vyskytuje v regióne len južne od obce Pernek v oblasti Tureckého vrchu, kde leží vo vyššej stratigrafickej úrovni ako *korenecké* aj *marianske súvrstvie*, ale laterálne prstovito sa zastupuje so *súvrstvom Somára*.

180 čierne ílové a vápnité bridlice, piesčité a bioklastické vápence (doger)

Bázu *súvrstvia Slepého* tvoria čierne ílové a čiastočne vápnité bridlice s ojedinelými polohami drobnozrných piesčitých vápencov. Bridlice a vápence sú väčšinou silicifikované a miestami pripomínajú *súvrstvie „kremitého fleckenmergelu“*.

179 slieňovce s doskami klastických rohovcových vápencov (doger – malm)

Tvoria ho sivé doskovité klastické vápence s ojedinelými drobnými hľuzami tmavosivých rohovcov s tenšími polohami sivých slieňovcov. Geneticky sú to alodapické vápence uložené turbiditovými prúdmi alebo zrotokmi. Klastickú zložku tvoria zrná zrejme triasových karbonátov a biodetrit (najmä krinoidy a úlomky machoviek). Na základe machoviek možno tieto sedimenty zaradiť do strednej až vrchnej jury (Zágoršek, ústna informácia).

Devínska sukcesia

178 devínske súvrstvie: bazálne polymiktné arkózové brekcie, zlepenca a arkózové pieskovce (vrchný perm)

Devínske súvrstvie sa vyskytuje v hradnom vrchu hradu Devín. Je súčasťou devínskej sukcesie bratislavského príkrovu (obr. 8). Sedimenty tohto súvrstvia podrobne opísali Koutek a Zoubek (1936b) a Kahan et al. (1973). Ako litostratigrafickú jednotku ho definovali Vozárová a Vozár (1988). Na báze súvrstvia sa nachádzajú brekcie a polymiktné zlepenca, vo vrchnejších častiach prevládajú hrubozrnné zbridlíčené arkózové pieskovce. Ide o nezrelé kontinentálne sedimenty, ktorých materiál pochádzal z bezprostredného kryštalinického podložia. Typová lokalita sa nachádza v južnej časti hradného areálu Devín, kde *devínske súvrstvie* leží v nadloží kremítych fylitov fundamentu bratislavského príkrovu a v podloží kremencov *lúžňanského súvrstvia*. Okrem toho sa úlomky arkóz miestami nachádzajú v sutine na jv. svahoch Devínskej Kobyly. Na rakúskej strane Dunaja v Hainburských vrchoch sa v tomto súvrství nachádza aj teleso kyslých vulkanitov – porfyroidov.

177 lúžňanské súvrstvie: kremence, kremenné pieskovce, zlepenca, sporadicky piesčité bridlice (skýt)

Lúžňanské súvrstvie reprezentuje bazálny mezozoický člen tak v autochtónnych sekvenciách tatrika, ako aj v sekvenciách tatrika bratislavského príkrovu. V devínskej sukcesii vystupuje v priamom nadloží *devínskeho súvrstvia* v hradnom brale na Devíne a na hrebeni Devínskej Kobyly.

Na zložení súvrstvia sa litologicky podieľajú svetlosivé ružové kremence, kremenné pieskovce, droby, arkózové pieskovce a miestami v bazálnych polohách aj zlepenca. Kremence sú väčšinou lavicovité. Hrúbka lavíc kolíše od 0,1 do 0,8 m. V bazálnej časti vystupujú zväčša polohy zlepenca, zložených prevažne z obliakov kremeňa, len zriedkavo sú prítomné dobre opracované obliaky granitoidných hornín. Smerom do nadložia sa materiál postupne zjemňuje.

Z hľadiska štruktúrneho vytriedenia patria pieskovce *lúžňanského súvrstvia* k dobre vytriedeným sedimentom. Svedčí o tom rovnomerne zrnitá štruktúra, dobré opracovanie a pomerne nízky obsah ílovej zložky. Podstatnou minerálnou zložkou v sedimente sú zrná kremeňa, ktoré sú polykrystalické, silno undulózne a monokrystalické. Ďalšou určujúcou zložkou sú živce. Najhojnejší z nich je mikroklin. Z ostatných živcov sa zistili mikroperit, ortoklas a plagioklas. Pomerne hojné zastúpenie majú klastické sludy, najmä muskovit, chlorit, sericit a rozložený biotit.

Obliaky zlepenca dosahujú maximálnu veľkosť až 5 cm. Sú zložené z obliakov kremeňa svetlej farby, pochádzajúcich pravdepodobne z pegmatitov a sivozelených silicítov. V devínskej sukcesii tatrika sa v zlepencoch zistila hojná prítomnosť obliakov turmalinických hornín (cf. Bačík a Uher, 2007) a šikmého zvrstvenia poukazujúceho na prínos detritu zo Z – SZ (Mišík a Jablonský, 1978, 2000).

176 gutensteinské vápence a ramsauské dolomity, nerozlíšené (anis – ladin)

Dolomity vystupujú v devínskom úseku najmä v spodných a vrchných častiach komplexu strednotriasových karbonátov. Sú sivých odtieňov, väčšinou doskovité až lavicovité, no často masívne, s brekciovitými textúrami. Brekciovité dolomity, hojné najmä v spodných častiach karbonátového komplexu, vznikli synsedimentárnymi procesmi a majú podpornú štruktúru ostrohranných dolomitových intraklastov uložených v dolomitickom matrice. Vrstvovité dolomity majú často peletovú (koprolitovú) štruktúru a početné biele očka a ihličky – pseudomorfózy po kryštáloch sadrovca (Mišík, 1986). Zistili sa aj prierezy dasykladálnych rias aniského veku (Bystrický in Mišík, l. c.), červov, ulitníkov, ostrakódov a foraminifer (Mišík, l. c.).

Vápence a dolomitické vápence s vrstvami dolomitov majú prevahu v stredných častiach strednotriasového karbonátového komplexu. Tvoria ich väčšinou masívne, často laminované a pružkové sivé a tma-sivé vápence, výrazne metamorfne rekryštalizované a synmetamorfne deformované. Typické sú najmä pruhované vápence, kde sa striedajú laminy a pružky (0,5 – 3 cm) pelmikitického vápence a vápence s drobnými, svetlo zvetrávajúcimi zrnkami dolomitu – selektívne dolomitizovanými koprolitovými peletami vo vápenci. Prítomné sú aj iné znaky selektívnej dolomitizácie (laminy, očka a hniezda) a „červíkovité“ vápence.

Niektoré laminované vápence aj dolomity sú pravdepodobne stromatolity (Mišík, l. c.). Vzhľadom na izolovanosť odkryvov možno celkovú hrúbku karbonátového komplexu stredného triasu v devínskom úseku len zhruba odhadnúť na okolo 500 m.

VEK (mil. r.)	ÉRA	PERIÓDA	EPOCHA	STUPEŇ	LITOLOGICKÉ ZLOŽENIE	HRÚBKA (m)	LITOSTRATIGRAFIA							
100	MEZOZOIKUM	KRIEDA	VRCH.	turón		slienité bridlice	porubské súvrstvie							
				cenoman										
110			SPODNÁ	alb					50	lučivnianske súvrstvie				
				apt										
				barém										
				hoteriv										
		valangin												
140		berias	JURA	VRCH.	titón		kremité rohovcové a hľuznaté vápence silicity (rádiolárie)	50	ždiarske súvrstvie					
					kimeridž									
oxford														
170		STR.		kelovej						30	plešská brekcia			
				bat										
	bažok													
180	álén	SPODNÁ	toark		brekc. vápence neptun. žily	500	gutensteinské ramsauské							
			pliensbach											
190	sinemúr	TRIAS	VRCHNÝ	norik		kremence	80	lúžňanské súvrstvie						
									karn					
									230	STR.	ladin		500	gutensteinské ramsauské
											anis			
240	skýt	PERM	SP.	loping		arkózy, brekcie	20	devínske súvrstvie						
				quadalup										
275	cisural													
300														

Obr. 8. Litostratigrafická tabuľka devínskej sukcesie (D. Plašienka, 2005).

175 brekciovitité vápence s karbonátovými extraklastami (plešská brekcia), biodetritické a kalové vápence (vrchný lias – spodný doger)

Tieto sedimenty sa vyskytujú na Devínskej Kobyle, a najmä na devínskej hradnej skale. Ich prítomnosť bola paleontologicky preukázaná už dávnejšie (Kullmanová, 1971; Mišík, 1986), problém bol v ich kartografickom zobrazení. Bolo to zapríčinené tým, že tieto liasové vápence tvoria výplne hlbokých rozsadlín v triasových karbonátoch (napr. Waitov lom), len zriedkavo tvoria hrubšie masy (devínska hradná skala) a často vystupujú len ako drobné nepravidelné „hniezda“ a žilky uprostred triasových karbonátov (severná svahy Devínskej Kobyle, lomy Štokeravskej vápenky). V rámci uvedených liasových vápencov bolo možné vyčleniť dva typy. Prvý reprezentujú sivé biodetritické vápence s hojnými krinoidmi, belemnitmi a brachio-

pódmí. Michalík et al. (1994) ich nazvali „*plešská brekcia*“ a stratigraficky začlenili do vrchného liasu až spodného dogeru. Druhý typ tvoria svetlé žltkavé kalové vápence s karbonátovými extraklastami a úlomkami čiernych fosfatických hornín, fosfatizovaných arietidných amonitov (Kahan et al., 1973), zubov rýb rodu *Saurichtys* (Toula, 1901; cf. Mišík, 1986) a fosfatizovaných žraločích zubov(?). Uvedené vápence vyskytujúce sa v devínskej hradnej skale obsahujú okrem oválnych intraklastov sivých biodetritických vápencov aj miskovité úlomky hematitickej horniny (preplavený hardground?).

Hrúbka liasových vápencov vzhľadom na vypĺňanie nerovností podložia značne kolíše. Najväčšia hrúbka sa zistila na povrchu v okolí Devína, okolo 50 m.

174 kemité rohovcové a hľuznaté vápence, silicity (rádiolarity) (vrchný doger – malm)

Tieto horniny vystupujú spoločne s neokómskymi vápencami len na brale Sloviniec na jz. okraji mestskej časti Bratislava-Devínska Nová Ves pod pieskoviskom Sandberg. Vrstvový sled je tu obrátený, takže v tektonickom nadloží (stratigrafickom podloží) vystupujú najskôr sivasté a béžové tenkodoskovité až bridličnaté kemité a slienité vápence a sivozelené silicity (Kullmanová, 1965) a sivoružové celistvé doskovité vápence s hľuzami rohovcov prechádzajúce do ružových a sivozelených, nevýrazne hľuznatých vápencov s kimeridžskými sakokómami a ojedinelými titónskymi kalpionelidmi (Michalík et al., 2000).

173 lučivnianske súvrstvie: sivé doskovité, slabo slienité rohovcové vápence (neokóm)

Lučivnianske súvrstvie devínskej sukcesie vystupuje v regióne na brale Sloviniec a v izolovanom odkryve v opustenom lome pri rybníku v mestskej časti Bratislava-Devínska Nová Ves. Reprezentujú ho sivé celistvé vápence s hľuzami tmavých rohovcov. Spodnejšie masívnejšie partie vápencov na styku s jurskými horninami pod Slovincom patria podľa ojedinelých, zle zachovaných kalpionelidov najmä k beriasu (Michalík et al., 2000). Vápence v lome pri rybníku sú dobre zvrstvené, slabo slienité, obsahujú len ojedinelé rohovce a patria pravdepodobne k vyššej spodnej kriede.

172 porubské súvrstvie: sivé ílovité bridlice a turbiditové pieskovce (alb – cenoman)

Porubské súvrstvie vystupuje v blízkosti opusteného lomu v Bratislave-Devínskej Novej Vsi v záreze hlavnej cesty na morfológickom stupni pri rybníku. Zastupujú ho sivozelené, po zvetraní žltohnedé ílovité, slabo slienité bridlice pravdepodobne albského veku. Sedimenty boli do *porubského súvrstvia* zaradené len na základe litologického zloženia, pozície a analógie so severnými oblasťami Malých Karpát. Reprezentujú pravdepodobne spodnú časť *porubského súvrstvia*.

Kuchynská sukcesia

Kuchynská sukcesia obsahuje v podstate len jursko-kriedové členy ležiace zväčša primárne priamo na metamorfotoch predalpínskeho fundamentu alebo v oblasti Perneka tektonicky na horninách borinskej sukcesie. Len na niekoľkých miestach sa nad fundamentom nachádzajú šošovkovité reliktu spodnotriasových kremencov (obr. 9). Celá sekvencia asi nemá primárnu hrúbku väčšiu ako 200 – 300 m, aj keď najmä v sv. cípe sa to zdá viac. Je to zrejme len dôsledkom silného prevrášnenia a zošupinovatenia nekompetentných strednokriedových flyšových sedimentov *porubského súvrstvia*. Na väčšine miest má kuchynská sukcesia relatívne jednoduchú stavbu s monoklinálnym sklonom normálne uložených sedimentárnych sledov pod strednými uhlami na SZ. Väčšie tektonické komplikácie sú pri Perneku. *Porubské súvrstvie* ako terminálny člen kuchynskej sukcesie je zo sz. strany prekryté bazálnymi členmi vysokého čiastkového príkrovu patrika, najmä *gutensteinskými*, resp. *vysockými vápencami*. Sedimenty kuchynskej sukcesie sú veľmi slabo anchizonálne metamorfované (Plašienka et al., 1993b), miestami aj dosť intenzívne krehko-duktilne deformované.

171 biodetritické, brekciovitú a lumachelové vápence (pliensbach – toark)

Na báze jurského sledu kuchynskej sukcesie priamo v nadloží metamorfotov fundamentu leží pomerne pestré, laterálne premenlivé vápencové súvrstvie, ktoré bolo označené ako *dudziniecke súvrstvie* (Michalík et al., 1993, 1994). Tvoria ho lokálne vyvinuté červenofialové, slabo slienité vápence s úlomkami amfibolitov, ktoré prenikajú aj vo forme neptunických dajok až niekoľko desiatok metrov hlboko do fundamentu pod predliasový povrch. Častejšie sú ale šošovkovité telesá sivých masívnych extraklastových brekciovitých vápencov s úlomkami hornín kryštalinického fundamentu (amfibolity, fylity, granitoidy) a triasových karbonátov. Miestami obsahujú nepravidelné telesá – šošovky a klastické žily(?) tmavosivých pieskovcov.

VEK (mil. r.)	ÉRA	PERIÓDA	EPOCHA	STUPEŇ	LITOLOGICKÉ ZLOŽENIE	HRúbKA (m)	LITOSTRATIGRAFIA (súvrstvia)	
100	MEZozoikum	KRIEDA	VRCH.	turón		200	PORUBSKÉ	
				cenoman				
110			SPODNÁ	alb	pieskovce ílové bridlice	10		VÝVRATSKÉ VRSTVY
				apt	hyalobazanity			
120			SPODNÁ	barém	rohovcové slienité a kremité vápence	30		LUČIVNIANSKE A STAROHLÁVSKE
				hoteriv	rohovcové a alodapické krinoid. vápence			
130		SPODNÁ	valangin		60	LUČIVNIANSKE A STAROHLÁVSKE		
			berias					
140		SPODNÁ	titón	doskovité vápence	40	LUČIVNIANSKE A STAROHLÁVSKE		
			kimeridž	hluznaté vápence				
150		JURA	VRCHNÁ	oxford		50	ŽDIARSKÉ MARIANSKE PLEŠSKÁ BREKCIA DUDZINIECKE	
				kelovej				
bat								
160	STRED.		bajok		5	PLEŠSKÁ BREKCIA DUDZINIECKE		
			álen					
170	STRED.		toark	brekciovitá a lumachel. váp., neptunické žily	5	PLEŠSKÁ BREKCIA DUDZINIECKE		
		pliensbach						
180	SPODNÁ	sinemúr		5	PLEŠSKÁ BREKCIA DUDZINIECKE			
		hetanž						
190	SPODNÁ	rét		5	PLEŠSKÁ BREKCIA DUDZINIECKE			
		norik						
200	VRCHNÝ	karn		5	PLEŠSKÁ BREKCIA DUDZINIECKE			
		ladin						
210	VRCHNÝ	anis		5	PLEŠSKÁ BREKCIA DUDZINIECKE			
		skýt				kremence	10	LÚŽŇANSKÉ

Obr. 9. Litostratigrafická tabuľka kuchynskej sukcesie (D. Plašienka, 2005).

Tmavé aj svetlé kremenné pieskovce, ktoré majú zväčša kalcitový tmel, sa miestami vyskytujú aj bez vápencov. Vápence obsahujú aj neostre polohy a hniezda biodetritických a lumachelových vápencov. Bralá zložené z brachiopódových lumachel vystupujú pri Perneku nad Kostolným potokom na jz. hrebenu kopca Pleš (Maheľ, 1961a; Maheľ in Buday et al., 1962; Maheľ, 1986). Michalík et al. (1994) charakterizujú brachiopódy ako vrchnoliasové a lumachelové vápence zaradili do *dudzinieckeho súvrstvia*. Tie tvoria bloky v mladších karbonatických brekciách nazvaných *plešská brekcia*, ktorej pripísali toarsko-álený vek.

Inde vystupujú na báze kuchynskej sukcesie aj ružové a sivé krinoidové a piesčito-krinoidové vápence, v spodných častiach nadložného bridličnatého súvrstvia aj malé bloky – „bradlá“ – tmavosivých kryštalických rohovcových vápencov.

170 tmavé aleuriticko-pelitické a piesčité bridlice, spongolity, piesčité vápence (vrchný lias – spodný doger)

Skutočnú všadeprítomnú bázu kuchynskej sukcesie tvoria hemipelagické anoxické sedimenty – tmavosivé až čierne ílové a slienité bridlice, často silicifikované, vyššie aj s doskami tmavých

silicítov – spongolítov. Ílovce obsahujú drobnú klastickú sľudu. Slieňovce (spikulity) prechádzajú do tmavých slienitých vápencov prerastených hľuzami, šošovkami a vrstvami čiernych rohovcov. Miestami sa vyskytujú aj dosky čiernych krinoidových kalciturbidítov, takisto s rohovcami. Michalík et al. (1994) zaradili tmavé bridlice do *marianskeho súvrstvia*, čo nie je celkom vhodné, rovnako ako ani zaradenie doskovitých krinoidových vápencov do *súvrstvia Slepého*. Hrúbka uvedených sedimentov je okolo 10 – 50 m.

169 ždiarske súvrstvie: pestré rádioláriové vápence, rádiolarity a polohy alodapických bioklastických vápencov (doger – oxford)

Plynule z podložného súvrstvia sa vyvíja komplex červených, zelenkavých a hnedých, výrazne tenkolicovitých (2 – 5 cm) rádioláriových vápencov a rádiolarítov. V jeho spodných častiach sú pomerne časté polohy tmavosivých biodetritických krinoidových vápencov. Mikrofaciálne sú to biomikrity s monotónnou rádioláriovou mikrofáciou a ojedinelé ostrakódy. Vek súvrstvia je doger.

Na niektorých miestach sa nachádzajú sivé, nevýrazne hľuznaté vápence kimeridžsko-spodnotitónskeho veku (*tegerenseeske súvrstvie*; Michalík et al., 1994), ktoré dosahujú hrúbku len niekoľko metrov a kartograficky sú nezobraziteľné. Boli pozorované najmä v príkrovovej troske kuchynskej sukcesie nad borinskou sukcesiou na vrchu Jastrabník južne od Perneka. Inde ich možno definovať len mikrofaciálne.

Krieda

168 lučivnianske súvrstvie: sivé doskovité, slabo slienité rohovcové vápence s doskami biodetritických vápencov (vrchný titón – hoteriv)

Lučivnianske súvrstvie tvorí v regióne výrazný markerový horizont spodnokriedových karbonátov v tatickom komplexe Malých Karpát v kuchynskej a devínskej sukcesii.

Lučivnianske súvrstvie litologicky tvoria sivé lavicovité a doskovité, slabo slienité a slienité rohovcové vápence. Sú obyčajne vrstvité (5 – 10 cm), v bazálnych častiach sú lavice o niečo hrubšie. Vápence obsahujú veľké množstvo silicítov, ktoré sú tmavosivej až čiernej farby a vystupujú vo forme eliptických hľúz, no častejšie vytvárajú súvislejšie polohy.

Mikrofaciálne spodnú časť vápencov tvoria biomikrosparity, zriedkavé sú aj mikritické typy vápencov. Organickú zložku zastupujú ostrakódy, rádiolárie a úlomky krinoidových článkov, ojedinele aj kalpionely, z ktorých sa dali určiť iba dve formy – *Calpionella alpina* (LORENZ) a *Calpionella elliptica* (CADISCH). Nadložný komplex je postihnutý metamorfózou silnejšie ako rigidnejšie spodné časti. Prejavuje sa to aj výraznejším zbridličnatením súvrstvia, ktoré sa odrazilo aj na mikroštruktúrnej úrovni. Základná hmota vápencov je prevažne mikrosparitická, resp. sparitická. Ojedinelé sú úlomky kremeňa aleuritické veľkostnej kategórie. Len zriedkavo bolo pozorovaných niekoľko zrn sericitu. Rohovce sú zložené z kryptogénnych silicítov, ktoré pozostávajú z kryptokryštalického chalcedónu a obsahujú autigénne klence kalcitu bez akýchkoľvek zvyškov, resp. fantómov po organizmoch.

Stratigraficky bol celý tento komplex zaradený do titónu – hoterivu. Spodná časť na základe uvedených mikrofosílií patrí do titónu – ?beriasu. Vrchnú hranicu na základe analógie s *lučivnianskym súvrstviem* v ostatných obalových sekvenciách jadrových pohorí Západných Karpát kladieme do hoterivu – ?barému.

167 vývratská formácia: hyaloklastitové bazanitové lávy (barém – apt)

Názvom *vývratské vrstvy* označili Hovorka a Spišiak (1990) teleso hyaloklastitových vulkanitov vystupujúcich nad dolinou Vývrat sv. od Kuchyne na južných svahoch Vysokej v okolí Solného vrchu. Útržky bazických vulkanitov sú v hyaloklastitových brekciách stmelené bielym kryštalickým kalcitom. Sú súčasťou formácie spodnokriedových submarinných výlevov alkalických bazaltov a bazanitov (Hovorka a Spišiak, 1988, 1993).

166 tmavé ílové bridlice, kremité a biodetritické vápence, škvornité slieňovce, slienité vápence (apt – spodný alb)

Uvedené sedimenty nie sú dobre odkryté a na ich charakter možno usudzovať len na základe úlomkov v sutine. Reprezentujú ich tmavosivé a zelenkavé ílovité, kremité a slienité bridlice s polohami kremitých vápencov a čiernych alodapických krinoidových vápencov.

165 porubské súvrstvie: sivé ílové bridlice a turbiditové pieskovce (alb – cenoman)

Porubské súvrstvie pozostáva zo sivých ílových a slienitých bridlíc a turbiditových, gradačne zvrstvených vápnitých pieskovcov a piesčitých vápencov. Tých smerom do nadložia pribúda. V najvyšších častiach súvrstvia vystupujú aj lavice masívnejších sivozelených drobových pieskovcov a zlepcov.

FATRIKUM

Fatrikum (Andrusov et al., 1973) predstavuje v tektonickej stavbe Západných Karpát sústavu pripovrchových príkrovov ležiacich v tektonickom nadloží tatrika. V rámci krížňanského príkrovu vyčlenil Maheľ (1959) v oblasti Malých Karpát vysokú sériu. Charakterizoval ju na základe prítomnosti plytkovodných sedimentov predovšetkým strednej jury s čiastočne odlišným vývojom spodnej kriedy ako formáciu kordilérového typu (obr. 10). Neskôr Andrusov (1965) definoval vysokú sériu ako samostatný čiastkový vysoký príkrov ležiaci v podloží krížňanského (zliechovského) príkrovu.

Podstatnú časť fatrika Malých Karpát budujú sedimenty vysokého príkrovu. Krížňanský príkrov s. s. (zliechovský) vystupuje len v obmedzenom rozsahu v sv. časti pohoria vo forme niekoľkých tektonických zvyškov – trosiek (už mimo územia zobrazeného na mape).

Vysoký príkrov

Vysoký príkrov je typický reprezentant spodnejších a externejších čiastkových príkrovových jednotiek fatrika s charakteristickou, relatívne „plytkovodnou“ jursko-spodnokriedovou vysokou sekvenciou. Vysoký príkrov však zahŕňa aj mohutné triasové členy. Nad šupinami pestrých spodnotriasových bridlíc, ktoré sa sporadicky zachovali na pôvodných príkrovových plochách, leží pomerne hrubé a litologicky pestré *gutensteinské súvrstvie*. Jeho hlavnou súčasťou je *vysoké súvrstvie* anisko-spodnokarnského veku (250 – 350 m), reprezentujúce typické sedimenty plytkomorskej karbonátovej rampy (Michalík et al., 1992b). Nadložné *súvrstvie karpatského keuperu* má okolo 200 – 300 m a prevahu pestrých ílových bridlíc s vrstvami kremenitých pieskovcov v spodnej časti a doskovitých evaporitických dolomitov vo vrchnej časti. Vrchnorébske *fatranské súvrstvie* pozostáva z neritických fosiliferých vápencov.

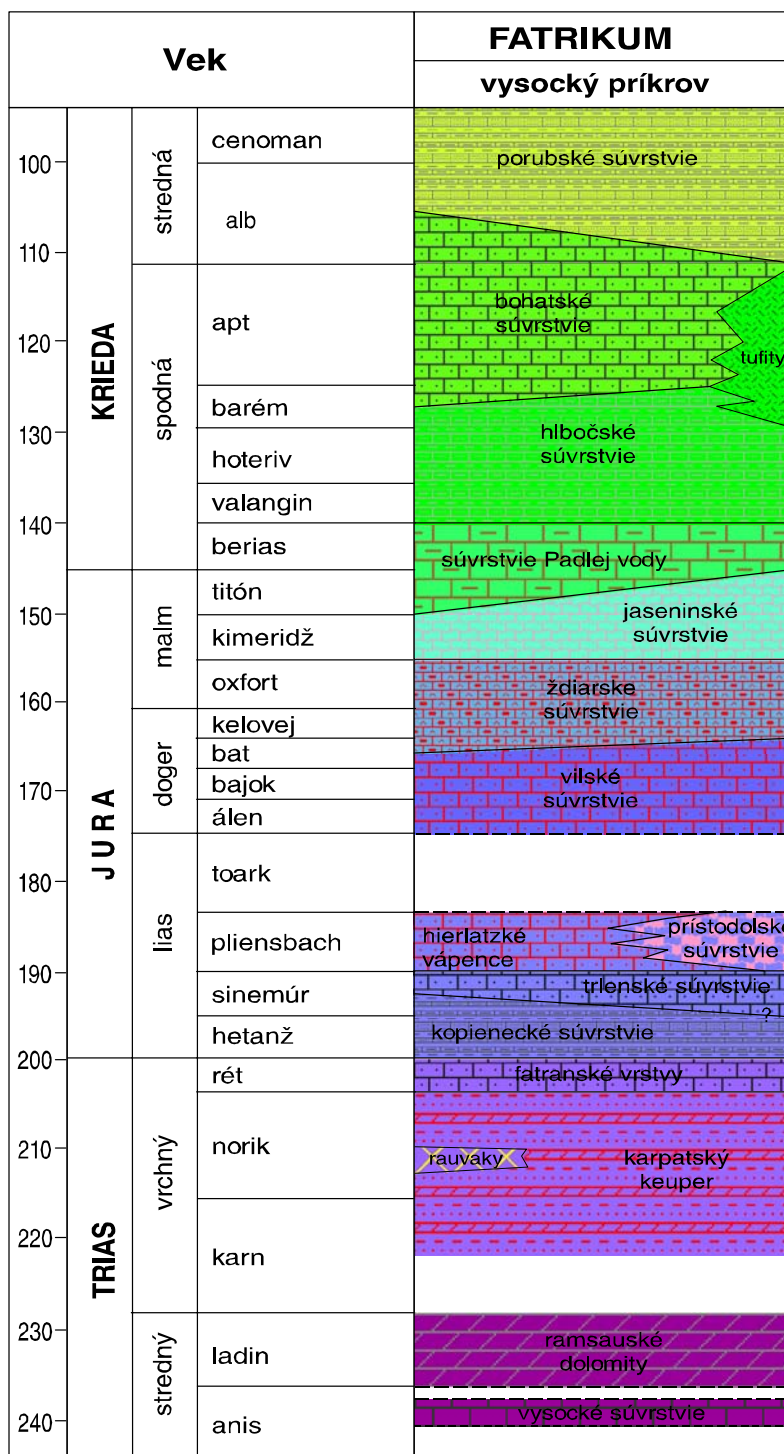
Jursko-spodnokriedová vysoká sekvencia je reprezentantom plytkovodnejších prahových sekvencií fatrika. V spodnej časti sa nachádza asi 100 m hrubé súvrstvie tmavých piesčitých bridlíc a tmavých krinoidových vápencov hetanžského veku. Nadložné pestré piesčité krinoidové a rohovcové vápence prechádzajú do hľuznatých vápencov adnetského, resp. *prístodolského súvrstvia* vrchnoliasového veku (Koša, 1998). Nasledujú dogerské pestré, červené krinoidové vápence. Tie prechádzajú do tmavých slienitých a kremitých bridlíc, silicitov a kremitých vápencov, miestami aj tenkých polôh oxfordských rádiolaritov, ktoré tvoria vrstvičky v červených hľuznatých vápencoch vrchnojurského veku. Spodnokriedový sled reprezentujú masívne rohovcové a brekciovitité vápence (*Padlej vody*), bridličnaté slienité rohovcové vápence (*hlbočské súvrstvie*) a bioklastické vápence (barémsko-aptské *bohatské súvrstvie*) – cf. Plašienka et al. (1991). Albsko-cenomanské *porubské súvrstvie* tvoria najmä silicifikované slieňovce, len v najvyšších polohách sa objavujú vložky turbiditových pieskovcov (obr. 10).

Trias

164 **vysoké súvrstvie: tmavosivé až čierne lavicovité a hrubolavicovité vápence** (pelsón – spodný ilýr)

Vysoké súvrstvie (Beck a Vettors, 1904) je najspodnejší a charakteristický člen triasového karbonátového komplexu vysokého príkrovu Malých Karpát. Vápence *vysokého súvrstvia* sú litologicky sivé, sivohnedé, tmavosivé až čierne, lavicovité (10 – 100 cm), často hrubolavicovité (do 2,5 m). V spodnejších častiach súvrstvia sa nachádzajú početné vrstvy charakteristických červikovitých vápencov. Časté sú aj vrstvy výrazne krinoidových vápencov. Mikrofaciálne sú to biomikrity a mikrity s pomerne nízkou frekvenciou organickej zložky. Tú zastupujú úlomky krinoidov, lamelibranchiátov, brachiopódov, gastropódov, ostrakódov, foraminifer a časté sú aj pelety. Klastická prímes je vo forme úlomkov kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. *Vysoké vápence* sú v podstate varietou *gutensteinského súvrstvia*, od ktorého sa líšia hojnosťou bioklastických vápencov.

Vysoké súvrstvie bolo na základe detailného mikrofaciálneho štúdia rozčlenené na tri členy (Michalík, 1997; Michalík et al., 1992b; Zágoršek, 1993). Bazálnu časť súvrstvia tvorí člen Uhlísk, ktorý je slabo odkrytý a tektonicky redukovaný. Strednú časť súvrstvia zastupuje oberhegský člen (Michalík, 1997) a najvrchnejšiu časť geldecký člen (Michalík et al., 1992b). Geldecký člen tvoria tmavosivé, faciálne variabilné vápence (na báze masívne, v strede s biogénnymi tempestitmi a cunamitmi pelsónskeho veku, navrchu ooliticko-evaporitové) s dolomitizovanými polohami, hrubé 100 – 150 m. Na základe zistenej mikro- a makrofauny (Michalík et al., l. c.; Zágoršek, l. c.) možno posledné dva členy zaradiť do pelsónu – raného ilýru. Na geologickej mape nie je možné tieto jednotlivé členy kartograficky zobraziť ako samostatné litostratigrafické jednotky.



Obr. 10. Litostratigrafická tabuľka fatrika Malých Karpát (M. Polák, 2008).

163 ramsauské dolomity: sivé lavicovité dolomity, dolomity s vložkami vápencov (ladin)

Ramsauské dolomity vystupujú väčšinou v priamom nadoží *vysockých vápencov*. Litologicky sú to sivé a tmavosivé, výrazne vrstvomité (10 – 100 cm) celistvé jemnozrné kryštalické cukrovité, často pórovité dolomity. Miestami sú na báze vyvinuté svetlosivé, silno krinoidové až organodetrické typy, ojedinele oolitické, časté sú brekciovitité typy. Vek *ramsauských dolomitov* bol stanovený na základe lamelibranchiátovej fauny (Kochanová, 1957) ako ladin. Z mikrofaciálneho hľadiska majú dolomity zväčša mikrospartickú a spartickú štruktúru s rôznou frekvenciou alochémov. Z organických zvyškov sú to predovšetkým zvyšky dasykladaceí, článkov echinodermát, úlomky bivalvií, gastropódov, brachiopódov, bryzoí a ihlic húb. Pomerne časté sú pelety. Ojedinele sa nájdu polohy oolitických typov. Zriedkavé sú stromatolitové polohy.

Michalík et al. (1992b) vyčlenil v komplexe dolomitov vrchný (parniansky) člen, ktorý zahŕňa oolitické biotritické a lumachelové vápence (s hrúbkou asi 100 m) s makrofaunou lastúrnikov karnu; koreluje ich (Michalík et al., l. c.) s porovnateľným *oponickým vápencom*.

162 karpatský keuper: pestré ílovité bridlice, sivé ílovité dolomity, kavernózne dolomity – rauvaky, kremité pieskovce a kremence (vrchný karn – norik)

162a rauvaky

Sedimenty *karpatského keuperu* vystupujú spravidla v priamom nadloží *ramsauských dolomitov*. Pomerne dobre je súvrstvie odkryté na južných svahoch Bartalovej. Litologicky je toto charakteristické súvrstvie zložené z troch základných komponentov: 1. pelitický – bridlice, 2. karbonátový – rauvaky a dolomity, 3. psamitický – pieskovce.

Pelitický komponent tvoria pestré (červené, fialové, zelené, čierne) ílovité bridlice, ktoré výrazne prevládajú nad ostatnými komponentmi, v pomere k dolomitom asi 3 : 1, k pieskovcom 6 : 1. Z petrografického hľadiska sú bridlice zložené predovšetkým z illitu, chloritu, sericitu a jemne dispergovaného hematitu. Kremeň tvorí prímies vo forme ostrohranných, veľmi jemných zŕn s veľkosťou maximálne 0,5 mm.

Dolomity tvoria bežný alternujúci komponent. Vystupujú prevažne vo vrchnej časti súvrstvia. Sú to sivé a žltkavé ílovité, zväčša lavicovité (20 – 60 cm) primárne dolomity. Mikrofaciálne sú to mikrity bez akýchkoľvek zvyškov. Klastickú prímies tvorí angulárny kremeň aleuritovej veľkosti.

Jedným z najcharakteristickejších litologických typov *súvrstvia karpatského keuperu* v Malých Karpatoch sú rauvaky. Najčastejšie vystupujú v spodnej až bazálnej časti komplexu *karpatského keuperu*. Tvoria 20 až 30 m hrubé polohy tvoriace morfológicky výrazné elevácie s pomerne dobrou odkrytosťou. Litologicky sú to pestré (sivožlté, hrdzavé, žlté), výrazne pórovité horniny, zložené prevažne z úlomkov rozličných typov dolomitov. Je pre ne charakteristické voštinovité zvetrávanie, ktoré je prejavom zvetrávania evaporitových polôh obsiahnutých v pôvodnom sedimente.

Psamitickú zložku tvoria polohy a lavice svetlých bielosivých a ružových, stredno- a hrubozrnných pieskovcov, obyčajne v pestrých ílovcoch a bridliciach.

Litologicky sú to svetlé ružové pieskovce, resp. kremenné pieskovce. Z hľadiska petrografického zloženia 60 – 70 % v nich predstavujú úlomky kremeňa angulárnych tvarov s veľkosťou do 2 mm. Nasledujú K živce, Ca-Na živce, sericit a muskovit. Základná hmota je sericiticko-ílovitá, tmel je kremitý. V profile v oblasti vrchu Pleš sa v bridliciach nachádza poloha konglomerátov s hrúbkou do 1 m. Obliaky tvorí najmä svetlý žilný kremeň. Ich veľkosť nepresahuje 3 cm. Základná hmota je piesčitá. Tvoria ju úlomky kremeňa, tmel je prevažne karbonátový.

Vek súvrstvia je určený na základe postavenia súvrstvia vo vrstvovom slede a per analogiam ako vrchný karn? – norik. Súvrstvie má hrúbku do 300 m.

161 fatranské vrstvy (kössenské vrstvy): sivé a čierne organodetrítické, lumachelové a korálové vápence, oolitové vápence, slienité vápence a ílovce (rét)

Fatranské vrstvy vystupujú v priamom nadloží sedimentov *karpatského keuperu* v pomerne obmedzenom rozsahu v okolí Vysokej a vo Vývratskej doline. Litologicky sú to tmavosivé až čierne organodetrítické, lumachelové, často silno krinoidové a oolitické lavicovité (10 – 100 cm) vápence. Často obsahujú polohy čiernych slienitých vápencov a čiernych slienitých bridlíc. V súvrství sa nachádzajú aj polohy a lavice korálových vápencov. Mikrofaciálne sú to prevažne biomikrity s veľkou frekvenciou organických zvyškov. Z *fatranských vrstiev* pochádza veľké množstvo fosílií, predovšetkým brachiopódov a lamelibranchiátov (Kochanová, 1964; Maheľ, 1959). Na základe fosílií bol stanovený vek *fatranských vrstiev* ako najvyšší trias (rét).

Jura – krieda

Liasové sedimenty vysockého príkrovu sa vo všeobecnosti vyznačujú veľkou variabilitou litofácií, ktoré sa striedajú vo vertikálnom aj v horizontálnom smere. Liasové súvrstvia sa koncentrujú vo Vývratskej doline a Prístodolku.

160 kapienecké súvrstvie: ílovito-piesčité bridlice, vápnité pieskovce, tmavosivé a čierne piesčité vápence (hetanž – sinemúr)

Bazálnym členom liasového karbonátového komplexu vysockého príkrovu je *kapienecké súvrstvie*. Vystupuje v malých izolovaných odkryvoch v nadloží *fatranského súvrstvia* v niekoľkých izolovaných šošovkách v masíve Prístodolka.

Spodnú časť sedimentačného cyklu tvoria tmavosivé a zelenkavé ílovité a ílovito-piesčité bridlice až slieňovce s vložkami jemnozrnných vápnných pieskovcov. Smerom do nadložia pribúdajú polohy jemnozrnných krinoidových vápencov. Vo vyššej časti sa zvyšuje podiel organodetrických a lumachelových vápencov.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biosparity, biosparmikrity s vysokou frekvenciou organického detritu, ktorý je zastúpený úlomkami bivalvií, brachiopódov, krinoidových článkov, ostňov ježoviek a foraminifer. Zriedkavé sú vrstvy oolitových vápencov. Výrazná je klastická prímes, ktorá v spodných častiach nezriedka dosahuje až 40 %, a v týchto prípadoch už ide o vápnné pieskovce. Kremeň má obyčajne angulárne tvary, veľkosť nepresahuje 2 mm. V piesčito-krinoidových vápencoch sa našla fauna mäkkýšov, na základe ktorej bolo možné *kopienecké súvrstvie* stratigraficky zaradiť do hetanžu – sinemúru (Kochanová, 1964).

159 trlenské súvrstvie: sivé a čierne krinoidové rohovcové vápence, piesčité a krinoidové vápence s rohovcami a piesčité bridlice (sinemúr – ?lotaring)

V spodnej časti vysockého príkrovu Malých Karpát vyčlenil uvedené súvrstvie Michalík (in Plašienka et al., 1991). *Trlenské súvrstvie* vystupuje na východnom úpätí Prístodolka vo Vývratskej doline. Nachádza sa v transgresívnej diskordantnej pozícii na *fatranskom súvrství*, resp. priamo na súvrství *karpatského keuperu*.

Z litologického hľadiska je súvrstvie zložené z rytmického sledu sivých až čiernych piesčito-krinoidových vápencov a vápnných pieskovcov. Vápence a bridlice sú laminované a často majú krížové zvrstvenie. Prevládajúcim komponentom súvrstvia sú piesčito-krinoidové vápence s hrúbkou lavíc od 20 do 80 cm. Je to rytmická litorálna litofácia s malým vytriedením klastickej zložky. V pieskovcoch je tmel prevažne vápnný, zriedkavejšie kremitý, kontaktný, bazálny. Vápence obsahujú časté polohy a hľuzy čiernych pórovitých rohovcov.

Mikrofaciálne ide prevažne o biomikrity, biosparity s pomerne pestrou frekvenciou alochémov. Obsahujú články echinodermátov, brachiopódy, lamelibranchiáty, foraminifery, ostne ježoviek a gastropódy. Silicity sú z väčšej časti zastúpené spongolitmi. Tie zhruba na 90 % pozostávajú z ihlíc spongií, rádiolárií a mikrokryštalického kremeňa.

158 hierlatzké vápence: béžové, ružové, červené a svetlosivé krinoidové brekciovité vápence (pliensbach – domér)

Litologicky sú to pestré, ružové, biele, béžové a červenavé, výrazne krinoidové lavicovité (10 – 30 cm) vápence, ktoré je možné korelovať s hierlatzkou litofáciou. Mikrofaciálne sú to výrazné biosparity, tvorené predovšetkým úlomkami a celými kolumnáliami krinoidov, ktorých obsah tvorí miestami až 75 % organickej zložky. Okrem nich sa vyskytujú úlomky lamelibranchiát a detrit koralov?, zriedkavé sú zvyšky lagenidných foraminifer. Klastická prímes je zastúpená vo forme angulárnych zrn kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. V týchto vápencoch sa našla bohatá fauna mäkkýšov a brachiopódov (Kochanová, 1964; Pevný, 1964), na základe ktorej boli tieto vápence zaradené do pliensbachu až doméru.

157 prístodolské súvrstvie: ružové, béžové a červené krinoidové brekciovité vápence s hľuzami červených slienitých vápencov (pliensbach – domér)

Prístodolské súvrstvie vyčlenil Koša (1998). Typový profil sa nachádza v hrebeňovej časti masívu Prístodolka. Litologicky sú to ružové, ružovosivé a červené krinoidové vápence s nejasne limitovanými hľuzami tvorenými ružovým biomikritickým vápencom. Charakteristickou črtou je prítomnosť brekciovitých typov, pričom intraklasty tvorí predovšetkým krinoidový vápenc. Mikrofaciálne sú to výrazné biosparity, zložené predovšetkým z úlomkov a celých kolumnálií krinoidov, ktorých obsah tvorí miestami až 75 % organickej zložky. Okrem nich sú tu lamelibranchiáty a detrit koralov, časté sú filameny, globochéty, foraminifery (*Involutina liassica* JONES, *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp.) a prierezy juvenilných schránok amonitov. Klastická prímes je zastúpená vo forme angulárnych zrn kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. Hrúbka celého súboru nepresahuje 20 m.

156 ružové, červené a svetlosivé hrubozrnné krinoidové vápence (vilské súvrstvie) (álen – bat)

Tieto sedimenty sú najlepšie odkryté v záreze starej lesnej železnice jv. od horárne Vývrat smerom k okraju hrebeňa Prístodolka.

Litologicky sú to svetlosivé, ružové, niekedy červené až bordové, zväčša hrubolavicovité (20 – 120 cm) krinoidové, hrubokrindoidové, miestami piesčito-krinoidové vápence. Obsahujú výraznú prímes klastickeho kremeňa, až do 20 %. Mikrofaciálne sú to výrazné biosparity. Prevládajúcou organickou zložkou sú úlomky, ojedinele aj úplne zachované časti stvolov krinoidov, ktoré miestami tvoria až 60 % horniny. Pridávajú sa k nim úlomky brachiopódov, lamelibranchiát, gastropódov, amonitov, lagenidných foraminifer a ojedinele aj pseudoolitov. Klastickú zložku zastupujú úlomky angulárneho kremeňa psamitckej veľkosti. Úlomky ojed-

nele dosahujú veľkosť až 1 cm. Obsah klastickej prímеси je miestami až 20 %. Na jv. svahu Prístodolka tieto vápence smerom do nadložia prechádzajú do ružových, žltkavých a zelenosivých rádioláriových, výrazne lavicovitých (10 – 30 cm) vápencov s hojnými hľuzami a polohami svetlosivých a medovožltých rádiolaritov. V ich nadloží vystupujú klasické béžové a ružové vápence *jaseninského súvrstvia*.

155 ždiarske súvrstvie: doskovité a lavicovité pestré (zelené, sivé, fialové, červené) rádioláriové vápence, rádiolarity, vložky bridlíc (vrchný bat – oxford)

Je to jedno z najvýraznejších súvrství fatrika v Západných Karpatoch. Vo vysokom príkrove v Malých Karpatoch vystupuje v masíve Prístodolka v priamom nadloží červených krinoidových vápencov (*vilské súvrstvie*). Litologicky ho tvoria pestré, zelené, sivé, fialové a červené rádioláriové vápence s hľuzami a polohami medovožltých rádiolaritov. Vápence sú obyčajne výrazne lavicovité, s hrúbkou vrstiev 10 – 25 cm. Povrch lavíc vápencov je prevažne zvlnený, nerovný, často obsahujú polohy a vrstvičky ílovitých bridlíc. Mikrofaciálne sú vápence zložené z biomikritov s pomerne monotónnou náplňou. Prevládajúcou organickou zložkou sú predovšetkým kalcifikované rádiolárie spumeláriového typu, ostrakódy, ojedinele ihlice hubiek. Vo vrchných častiach sa objavujú filameny. Veľmi zriedkavo je prítomný hrubší detrit, zastúpený najmä úlomkami krinoidových článkov, ojedinele aj úlomkami belemnitov. Rádiolarity tvorí jemnokryštalická chalcedónová hmota, rádiolárie a iný drobný detrit. Veľmi často sú prítomné autigénne klenca kalcitu. Maximálna hrúbka súvrstvia je 20 m. Vek súvrstvia vrchný bat – oxford je stanovený nepriamo, na základe postavenia vo vrstvom slede v nadloží *vilského súvrstvia* a v podloží *jaseninského súvrstvia*, ako aj na základe paleontologických analýz identických súvrství vo fatriku ostatných jadrových pohorí Západných Karpát.

154 jaseninské súvrstvie: červené, ružové a béžové hľuznaté lavicovité sakokómovo-apterchové vápence (kimeridž – titón)

Jaseninské súvrstvie vystupuje spravidla v priamom nadloží rádioláriových vápencov a rádiolaritov *ždiarskeho súvrstvia*. Súvrstvie je pomerne dobre odkryté na svahoch kóty Bartalová a Prístodolok. Spodnú časť *jaseninského súvrstvia* reprezentujú ružové lavicovité (10 – 20 cm), často pseudohľuznaté a rohovcové vápence prechádzajúce do červených, výrazne hľuznatých vápencov so zriedkavými vložkami červených bridlíc. Vo vyššej časti súvrstvia tieto sedimenty prechádzajú do ružových a sivoružových lavicovitých vápencov, v najvyšších častiach do sivých slienitých lavicovitých, miestami tenkolavicovitých rohovcových vápencov.

Mikrofaciálne sú to najmä biomikrity s veľmi hojnou organogénnou drvinou. Prevládajú úlomky planktonických krinoidov rodu *Saccocoma* sp. Okrem nich sa vyskytujú rádiolárie, globochéty, filameny, aptychy, lamelibranchiáty a foraminifery. Klastickú zložku zastupujú úlomky kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. Detailná biostratigrafická analýza tohto komplexu (Michalík et al., 1990) dokladá vek súvrstvia kimeridž – titón.

153 súvrstvie Padlej vody: lavicovité a doskovité sivé slienité rohovcové a bioklastické vápence (titón – berias)

Do tohto sledu zahrňame aj sedimenty najvyššej jury, ktoré spolu so spodnokriedovými sedimentmi tvoria jednotný vrstvom sled vytvárajúci výrazné morfológické útvary v oblasti západných svahov Vysokej. Súvrstvie vystupuje, resp. postupne prechádza z podložného komplexu *jaseninských vápencov*. Spodnú časť tohto komplexu tvoria sivé a svetlosivé slienité hrubolavicovité vápence s výrazne nižším podielom silicitov ako vo vrchnej časti súboru. Tieto vápence aj svojím lomom a charakterom pripomínajú skôr kalcionelové vápence, ale s tým rozdielom, že aj v tejto časti je ich väčšia časť postihnutá metamorfózou.

Litologicky *súvrstvie Padlej vody* tvoria sivé a tmavosivé slienité vápence. V spodnej časti sú výrazne hrubolavicovité (2 – 3 m), miestami nadobúdajú až masívny charakter. V strednej časti sú obyčajne vrstvomité (10 – 25 cm), v najvyšších častiach nadobúdajú až doskovitú podobu. Vápence obsahujú veľké množstvo silicitov, ktoré sú tmavosivej až čiernej farby a vystupujú vo forme eliptických hľúz, častejšie však vytvárajú súvislejšie polohy. Obsahujú tenké polohy a vložky slienitých bridlíc.

Mikrofaciálne spodnú časť vápencov tvoria biomikrosparity, zriedkavo aj mikritické typy vápencov. Klastickú zložku tvoria úlomky kremeňa aleuritovej veľkosti. Vyšší komplex je postihnutý dynamometamorfózou silnejšie ako rigidnejšie spodné časti. Prejavuje sa to aj výraznejším zbridličnatením súvrstvia, ktoré sa odrazilo aj na mikroštruktúrnej úrovni. Základná hmota vápencov je prevažne sparitická, resp. mikrosparitická. Organizmy zastupujú rádiolárie, ostrakódy, úlomky krinoidových článkov, belemnitov, aptychov a rozličné iné, bližšie neurčiteľné úlomky. Všetky stavebné zložky majú výrazné lineárne usporiadanie. Ojedinelé sú úlomky kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. Rohovce sú tvorené kryptogénnymi silicitmi s ojedinelými zvyškami rádiolárií a idiomorfnými zrnami kalcitu. *Súvrstvie Padlej vody* na základe biostratigrafických výsledkov Borzu a Michalíka (1987) stratigraficky zaraďujeme do titónu – beriasu.

152 Hlbočské súvrstvie: sivé slienité rohovcové vápence a bridlice (valangin – barém)

Hlbočské súvrstvie sa vyvíja nepreerušene z podložného súvrstvia *Padlej vody*. Tvoria ho sivé a tmavosivé slienité doskovité až bridličnaté vápence s pomerne veľkým množstvom tmavých až čiernych rohovcov vystupujúcich vo forme hľúz, často však tvoria súvislé pruhy s hrúbkou do 10 – 15 cm. V najvyšších častiach tohto komplexu pribúdajú tmavosivé slienité vápence, obsahujúce častejšie polohy a hniezda tmavosivých až čiernych škvŕn. Celý tento komplex býva veľmi často dynamometamorfovaný.

Mikrofaciálne sú to biomikrity až biomikrosparity s pomerne bohatou škálou organických zvyškov. Podstatnú časť organických zvyškov tvorí tintinoidná mikrofauna, ostrakódy a foraminifery, zriedkavejší je detrit schránok lamelibranchiátov a krinoidov. Klastickú zložku zastupujú úlomky kremeňa, autigénne zrná kremeňa a pyritu a vo vyššej časti zhluky fosfátov.

Hlbočské súvrstvie vysokého príkrovu Malých Karpát je na základe biostratigrafických údajov Borzu a Michalíka (1987) vekovo zaradené do valanginu – barému.

HRONIKUM

V Malých Karpatoch hronikum zastupuje veterlínsky príkrov a havranická a jablonická kryha považského príkrovu (obr. 11).

Veterlínsky príkrov

Časť veterlínskeho príkrovu nachádzajúcu sa na západnom okraji Malých Karpát tvoria sedimentárne a vulkanické horniny ipoltickej skupiny so stratigrafickým rozpätím vrchný karbón – trias. Jeho spodnú časť buduje detritická formácia *nižnobocianskeho súvrstvia*, vulkanicko-sedimentárna formácia *malužinského súvrstvia*, klastická formácia *benkovského súvrstvia* a klasticko-karbonátová formácia *šuňavského súvrstvia*. Vyššie nasleduje veterlínska sukcesia tvorená karbonátovými horninami stredného až vrchného triasu.

Ipoltická skupina

Ipoltická skupina prekrýva vysokú jednotku fatrika a vystupuje v širokom pruhu od Kuchyne až po Smolenice. V jej spodnej časti sa nachádza v rôznom stupni zachované vrchnokarbónske *nižnobocianske súvrstvie* (nevystupuje na území regiónu). V ipoltickej skupine dominujú permské pestré kontinentálne sedimenty *malužinského súvrstvia*, v ktorého vrchných častiach je komplex bázických a intermediárnych vulkanitov (pôvodne označovaných ako „melafýry“) a vulkanoklastík.

Malužinské súvrstvie (perm)

Pri geologickom mapovaní regiónu Malých Karpát bolo toto súvrstvie rozčlenené na 5 litostratigrafických členov (Olšavský in Polák et al., 2012). Toto členenie vychádza z predchádzajúcich litostratigrafických poznatkov z Nízkych Tatier (Tulis a Novotný, 1998), kde bolo podobne rozčlenené na viacero nižších litostratigrafických jednotiek – členov (Olšavský, 2008).

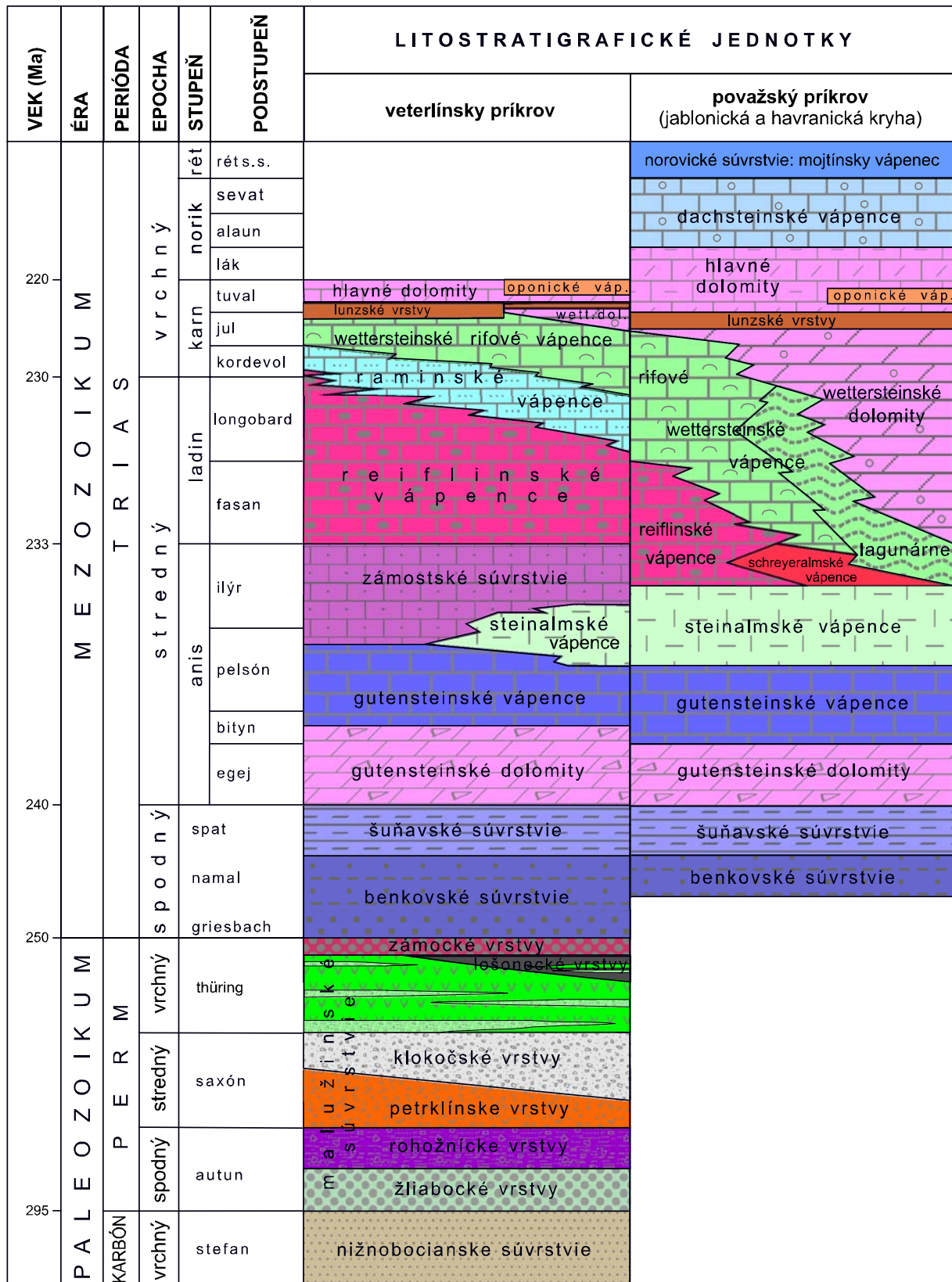
151 Žliabocké vrstvy: sivé a okrové drobnozrnné zlepenice, piesčité zlepenice, sivozelené arkózy až subarkózy (autun)

Žliabocké vrstvy reprezentujú najstaršie permské horniny v hroniku Malých Karpát (Olšavský in Polák et al., 2012). Obsahujú dva charakteristické litotypy.

Prvý litotyp tvoria drobnozrnné zlepenice, piesčité zlepenice až hrubozrnné arkózy prevažne svetlosivej až béžovej farby. Béžovookrové odtiene sú spôsobené oxidmi Fe. Pre arkózy je charakteristický vyšší obsah (?kaolinizovaného) živcového detritu. Pomer kremeňa a živcov je niekedy až 50 : 50. Na viacerých lokalitách sú tieto hrubozrnné sedimenty evidentne nesúdržné. Je to zrejme spôsobené kombináciou tektonického postihnutia a špecifického litologického zloženia (chýbanie kremeňového cementu). Takto postihnuté horniny veľmi ľahko zvetrávajú na piesčitú hmotu.

Druhý typ predstavujú stredno- až jemnozrnné subarkózy (niekedy obsahujú klastickú sľudu), makroskopicky pripomínajúce kremence. Vyznačujú sa sivozelenkavým až zelenosivým zafarbením. Nachádzajú sa najmä vo vrchnej časti *žliabockých vrstiev*. V *žliabockých vrstvách* sa nezaregistrovali väčšie odkryvy, čo značne sťažuje pokusy o interpretáciu pôvodu týchto sedimentov. Východy sa obmedzujú na rozsutinené podložie s kamenitou sutinou na povrchu. Okrem masívneho zvrstvenia sa v nich nezistili žiadne špecifické sedimentárne štruktúry. Tieto sedimenty možno korelovať s podobnou sekvenciou v Nízkych Tatrách, kde

bola nazvaná *bystrianske vrstvy* (Olšavský, 2008). Za hlavný dôvod korelácie možno považovať litologické paralely, ako je vyšší obsah živcového detritu v niektorých vrstvách a výskyt charakteristických hornín subarkózového radu až kremencov.



Obr. 11. Litostratigrafická tabuľka hronika Malých Karpát [zostavili: M. Havrila (stredný až vrchný trias veterlínskeho príkrovu), S. Buček (stredný až vrchný trias považského príkrovu) a M. Olšavský (paleozoikum – spodný trias)].

150 rohožnicke vrstvy: hnedočervené arkózy, bioturbované droby, prachovce (autun)

Rohožnicke vrstvy sú vyvinuté v spodnej časti *malužinského súvrstvia* v nadloží *žliabockých vrstiev*. Vyznačujú sa pestrým hnedočerveným zafarbením a zastúpením prevažne piesčitej frakcie (prachovce až hrubozrnné pieskovce). V spodnej časti *rohožnických vrstiev* sa zaznamenalo striedanie svetlejších pieskovcov, ojedinele aj drobnozrnných zlepcov s pieskovcami s enormne zvýšeným obsahom ílovitého matrixu. Zo sedimentárnych znakov možno spomenúť masívne zvrstvenia, laminácie, heterolitické zvrstvenie, prachovcové intraklasty a diagenetické konkrécie, resp. dutinky po ich vylúhovaní a bližšie neurčené ichnofosílie. Sedimentácia prebiehala v prostredí aluviálnej nížiny, kde dochádzalo k povodňovým udalostiam. Evidentne korytové sedimenty sú prekryté polohami pestrých drôb s extenzívnou bioturbáciou. Nedostatok odkrytov však nedovoľuje bližšie definovať sedimentačné prostredie. Vzhľadom na výskyt bioturbovaných polôh v špecifickom litologickom zložení je tu istý predpoklad existencie dočasných vodných nádrží bezprostredne po povodňových udalostiach. Uvedené znaky a pozícia tejto sekvencie dovoľujú koreláciu s tzv. *červenec-kými vrstvami* v Nízkych Tatrách (Tulis a Novotný, 1998; Olšavský, 2008).

149 peterklinské vrstvy: sivé až hnedočervené drobnozrnné piesčité zlepenice, hrubozrnné zlepenice s polymiktným materiálom (saxón)

Peterklinské vrstvy sú reprezentované zlepenicami s klastami (obliakmi) s veľkosťou ojedinele až do 30 cm. Väčšie klasty sú spravidla veľmi dobre opracované, priestor medzi nimi je vyplnený drobnozlepenicovitým materiálom. Charakteristická je ich mineralogická a štruktúrna nezrelosť. Z litologického hľadiska ide najmä o hrubozrnné arkózy/droby sivej až hnedočervenej farby, hnedočervené piesčité zlepenice a polymiktné zlepenice s extraformačným materiálom (ruly, granity, ryolity, čierne kremité úlomky). Zlepenice často podliehajú rozvetraniu a obliakový materiál možno vyzbierať bez veľkého úsilia na viacerých lokalitách. Hrubozrnné zlepenice nie sú vyvinuté stabilne v celom objeme *peterklinských vrstiev*. Laterálne sa zamieňajú s hrubozrnnými arkózami, prípadne drobnozrnnými zlepenicami. Sedimenty *peterklinských vrstiev* vznikali pravdepodobne v oblasti širokého aluviálneho vejára s epizodickou sedimentáciou v režime občasných tokov. Svedčia o tom sedimentárne znaky (erozívne kontakty), absencia migrácie dnových foriem, ako aj chýbanie fluvialných cyklov, najmä však litologický charakter (štruktúrna nezrelosť).

148b vulkanoklastiká: pestré laminované tufitické pieskovce, drobnozrnné zlepenice s obsahom vulkanického materiálu, peperitové brekcie (thüning)

Vulkanoklastiká reprezentujú charakteristický litologický fenomén, nachádzajúci sa najmä v tesnom podloží hlavnej masy bazaltových efúzií (II. erupčná fáza sensu Vozár, 1971), ale aj uprostred nej. Ide o tufitické horniny tmavohnedočervenej, sivej a sivozelenkavej farby s chloritizovanými úlomkami bazaltov. Napriek tomu, že je možné makroskopicky ich pomerne ľahko identifikovať, ide o horniny s variabilitou pomeru klastickej a vulkanickej zložky. V niektorých prípadoch ide o arkózy s pyroklastickou prímесou bazaltového detritu alebo až kontaktné peperitové brekcie bazaltu a sedimentu. Úplne identické horniny sa nachádzajú vo vrchnej časti *malužinského súvrstvia* na Horehroní a na sv. svahoch Nízkych Tatier. Je celkom zrejmé, že tieto horniny reprezentujú systematicky dezintegrovaný lávový prúd jednak pri interakcii ešte horúcej lávy s vodným prostredím, jednak po jeho vychladnutí. Pri týchto procesoch opätovného obnovenia sedimentačných procesov sa premiešavala klastická zložka (extraformačný materiál) s materiálom z erupovaných bazaltov. Pri uvedených udalostiach vznikajú charakteristické pestré vulkanoklastické sedimenty s piesčitou zrnitosťou. Je pre ne charakteristická výrazná laminácia, zvýraznená vyšším obsahom jemnozrnejšej zložky v cemente, pravdepodobne aj obohatenej o Fe. Počas diagenézy boli tieto sedimenty vystavené účinkom fluíd. Niektoré z výskytov týchto hornín neboli cementované kremeňom. Diagenetické procesy spôsobili, že sa vytvárala koncentrická cementácia a tvorili sa guľovité útvary – konkrécie. Vozár (1966) tieto útvary pokladal za pyroklastiká – lapily, čiže produkty vzniknuté pri explozívnej vulkanickej činnosti. Špeciálne tieto guľôčkovité útvary novšie opísal Hovorka (2004) a pokladá ich za produkt diagenézy, čo možno plne akceptovať.

148a efúzie a žilné telesá tholeiitických bazaltov, bazaltických andezitov až bazaltických trachyandezitov (thüning)

Bazalty a bazaltické andezity sa nachádzajú vo vrchnej časti *malužinského súvrstvia*. Reprezentujú II. erupčnú fázu (sensu Vozár, 1971) v podobe mnohonásobne navrstvených efúzií. I. erupčná fáza v takej podobe, v akej je známa z Nízkych Tatier, tu nie je prítomná. Menšie telesá bazaltov sa nachádzajú v spodných častiach *malužinského súvrstvia* v rôznej stratigrafickej úrovni. Tieto mladšie vulkanické produkty sú všeobecne reprezentované bázickými efúziami v podobe jemnozrnných – afanitických – variet, póroviťých – amygdaloidných – bazaltov, ktoré môžu obsahovať veľké agregáty plagioklasov (pozri Vozár, 1967).

Amygdaloidné porfýrické bazalty obsahujú výrastlice plagioklasu, pyroxénu, olivínu a z akcesorických minerálov je to najmä ilmenit. V bazaltoch sú rozvinuté rozmanité typy alterácií (hematizácia, chloritizácia, silicifikácia, karbonatizácia).

147 zámocké vrstvy: hnedočervené drobnozrné zlepence, svetlosivé arkózy (thuring)

Zámocké vrstvy sa nachádzajú v nadloží vrchnopermských bazaltov jv. od Rohožníka (sz. od k. Bučková). Prítomné sú v jednej zo šupín vo vejárovitej štruktúre. Najlepšie východy v podobe rozsutineného podložía (blokové sutiny) sa nachádzajú na severných svahoch kóty Zámok (mimo regiónu). Ich výskyt pokračuje jz. smerom až zhruba 350 m na S od hájovne Vývrat, resp. na V od k. 303. Reprezentujú ich hnedočervené, štruktúrne nevytriedené drobnozrné zlepence. Na vrstvových plochách zlepencových lavíc sa nachádzajú prachovcové závalky do 1 – 4 cm. Klasy v zlepencoch pozostávajú z červených úlomkov (veľmi pravdepodobne ide o ryolity), svetlých úlomkov z kryštalinika (granitoidy) a ojedinele aj čiernych bridličiek (bazalty?). Zlepence majú v niektorých častiach vyšší obsah ílovitej zložky. Značný je podiel živcového detritu, pochádzajúceho pravdepodobne najmä z granitoidných hornín. V týchto najmladších permských horninách bolo možné pozorovať gradačné, ale najmä masívne zvrstvenia. To poukazuje na sedimentáciu v prostredí epizodických aluviálnych tokov, teda charakteristickú sedimentáciu obnovenú po mohutnej vulkanickej činnosti vo vrchnom perme.

Mezozoikum

Spodný trias

Najstaršie sekvencie mezozoika (spodný trias) veterlínskeho príkrovu vystupujú pravdepodobne len v zdanlivom kontinuálnom slede v nadloží ipoltickej skupiny. Tektonický – subautochtónny – vzťah sa predpokladá na základe evidencie zdvojenia spodnotriasového sledu, ako aj evidentnej redukcie spodnotriasovej sekvencie spolu s vrchnou časťou *malužinského súvrstvia* (sedimenty + vulkanity) jz. smerom (jv. od Sološnice). Nateraz sa nedá vylúčiť ani alternatíva, že môže ísť o normálny sled, pričom duplicitné vystupovanie slienitého súvrstvia, z hľadiska litologického zloženia zodpovedajúceho *šuňavskému súvrstviu*, zodpovedá dvojnásobnej transgresii. Hrúbka súvrstvia by však bola enormná (okolo 800 m), navyše, podobný prípad v hroniku nie je známy. Zistila sa aj (v bazálnej časti *benkovského súvrstvia*) absencia charakteristických litologických variet v podobe hrubozrnnejších lavicovitých kremenných arenitov, aké poznáme napr. z nízkotatranskej doliny Benkovo či Ipoltica. V slede vystupujú len v obmedzenej miere (lokality na Z od k. Starý Plášť – Na Kamennom jarku, Pri Ámonovi). Aj vzhľadom na tento fakt je vhodné hovoriť o *benkovskom súvrstvi* s. l.

Redukované výskytu spodnotriasových sekvencií sa nachádzajú aj v podloží ipoltickej skupiny na kontakte s vysokou jednotkou fatrika. Ide o zvyšok jednej zo šupín vyklinujúcich sa sv. smerom. V Malých Karpatoch sú v hroniku prítomné dve súvrstvia zodpovedajúce spodnotriasovému veku – *benkovské súvrstvie s. l.* zložené z kremenných arkóz, kremenných pieskovcov, pestrých drôb a prachovcov a *šuňavské súvrstvie* z pestrých piesčitých a slienitých bridlíc s lavičkami karbonátov. Obidve súvrstvia reprezentujú neformálne stratigrafické jednotky.

146 benkovské súvrstvie: svetločervené arkózy, subarkózy, svetlé kremence, pestré jemnozrné droby (griesbach – namal)

Benkovské súvrstvie nie je vo veterlínskom príkrove sústredené na jeden výskyt, ktorý by zapadal do jeho stratigraficky vymedzenej polohy. V dôsledku mladších tektonických udalostí ho nachádzame vo viacerých pozíciách. Juhovýchodne od Rohožníka sa nachádza v troch šupinách orientovaných v smere JZ – SV. V úseku medzi kótami Vápenná a Veterlín sa nachádza v komplikovanej ?duplikovanej zóne. V úseku Starý Plášť – Veterlín je hrúbka spodnotriasových súvrstvia oveľa väčšia, zrejme v dôsledku tektonického opakovania. Tu je nutné poznamenať fakt, že *benkovské súvrstvie* v takom litologickom zložení, ako ho poznáme z Nízkych Tatier, je v Malých Karpatoch zastúpené len nepatrne (napr. jv. od Rohožníka, jv. od Plaveckého Mikuláša). Väčšinu jeho výskytov na povrchu reprezentujú jemnozrnnejšie a farebne pestrejšie litologické variety. Ide o svetlé strednozrné arkózy v striedaní s ružovkastými až hnedočervenými laminovanými arkózami, resp. striedanie pestrých arkóz a hnedočervených prachovcov, prípadne jemnozrnnejších pestrých drôb. Na základe poznatkov o litologickom zložení v priestore jv. od Rohožníka možno vysloviť predpoklad, že *benkovské súvrstvie* je vyvinuté z viacerých sekvencií. V spodnej časti prevažujú hrubozrnnejšie variety a výrazne hrubšia lavicovitost' (asi 30 cm) a sú tu prítomné korytovo-krížové, šikmé a planparalelné sedimentárne štruktúry a masívne zvrstvenia. Táto sekvencia najviac pripomína *benkovské súvrstvie* s. s. Smerom

do nadložja je vrstvitost' tenkolavičkovitá (rádovo cm) a objavujú sa charakteristické sedimentárne znaky ako vertikálne akreované čeriny, resp. duny, polohy, prachovcové intraklasty, heterolitické zvrstvenie (striedanie arkóz s polohami hnedočervených bridlíc), čeriny či bioturbačné prejavy. V pestrejších arkózach sa zaznamenali aj prúdové stopy (*flute-casts*). V tomto heterolitickom litologickom zložení sa nachádza charakteristická ichnofácia so stopou *Diplocraterion parallelum* (Olšovský a Šimo, 2007). Ukázkové lokality s ichnofosíliami sú jv. od Rohožníka v okolí kót 545 Bučková a 559 Zámok a na ľavej strane Rohožníckeho potoka.

145 šuňavské súvrstvie: pestré jemnozrnné arkózy, droby, svetlosivé až béžové slienité bridlice a karbonáty (spat)

Šuňavské súvrstvie, podobne ako jeho stratigrafické podložie, sa nachádza vo viacerých šupinách. Aj v dôsledku tektonickej redukcie nie je na povrchu zachovaný jeho kompletný stratigrafický záznam. Navyše, *šuňavské súvrstvie* priamo (stratigraficky) neprechádza do stredotriasových karbonátov (stýka sa s nimi vrchná časť *benkovského súvrstvia*). Juhovýchodne od Rohožníka sa nachádza v dvoch úzkych pruhoch jz.-sv. smeru (na sz. svahoch kóty 545 Bučková, s. a sv. od kóty 550 Zámok a s. a sv. od kóty 481 Šimková) v priamom stratigrafickom nadloží *benkovského súvrstvia*. Obsahuje typické litologické členy, ako sú béžové slienité bridlice s karbonatickou prímесou a ojedinele aj polohy (lavičky) karbonátov. Odkryvy v ňom prakticky neexistujú. V tomto stratigrafickom horizonte z úpätia kóty 545 Bučková bola dávnejšie opísaná táto fauna: *Myacites fassaensis* (WISSM.), *Myophoria costata* (ZENK.), *Myophoria laevigata* (GOLDF.), *Gervillia* sp., *Anodontophora canalensis* (CAT.) a *Natiria costata* (MÜNST.) (Vetters, 1904). V súčasnosti presná lokalizácia a samotné vyzbieranie fauny sú problematické pre kvartérny pokryv. Napriek tomu sa v jednom vývrate stromu jz. od k. Bučková našla fauna v slienitých bridliciach patriaca k druhu *Myacites*, resp. *Anodontophora* sp.

Stredný až vrchný trias

Veterlínska sukcesia

Pre triasové sedimenty spodného príkrovového telesa hronika vystupujúceho v Bielych horách Malých Karpát (t. j. veterlínskeho príkrovu) sú charakteristické pelagické súvrstvia vrchného pelsónu až vrchného longobardu a proximálna časť karbonátových turbiditov *raminsko-göstlinského súvrstvia* vrchného longobardu až kordevolu (t. j. veterlínska skupina sedimentov). Smerom do nadložja prechádzajú do plytkvodných súvrství okraja karbonátovej platformy (t. j. do bebravskej skupiny sedimentov), ktoré sú od sedimentov skupiny hlavného dolomitu oddelené sedimentmi lunzskej skupiny. Výnimočnosť veterlínskeho sledu spočíva nielen v tom, že obsahuje pelagické fácie a fácie okraja karbonátovej plošiny, ale aj v tom, že nad rifovou faciou okraja karbonátovej plošiny vystupujú pomerne hrubé sedimenty *lunzských vrstiev*. Veterlínsky sled vystupuje medzi Sološnicou a Plaveckým Mikulášom.

144 gutensteinské dolomity: tmavosivé bituminózne vrstvovité dolomity (egee – ?bityn)

Gutensteinské dolomity tvoria šošovkovité telesá, ojedinele súvislé stratiformné telesá. Sú najspodnejším členom karbonátovej časti telesa veterlínskeho príkrovu.

Na báze karbonátovej časti veterlínskeho vrstvomého sledu vystupujú sivé, tmavosivé až čiernosivé bituminózne vrstvovité dolomity, ktoré sú často rekryštalizované. Mikrofaciálne ich možno charakterizovať ako dolosparity a dolomikrosparity a sú temer bez organodetritu. Ojedinele sú reliktné zachované pôvodné štruktúry. Charakteristické sú pseudomorfozy po evaporitoch. Vznikli pravdepodobne v hypersalinickom prostredí. Podľa Bučeka (1988) sú to plytkvodné sedimenty supralitorálu (supratidálu) usadené v prostredí prílivovej plošiny s minimálnou energiou.

143 gutensteinské vápence: sivé vrstvovité vápence (?bityn – spodný pelsón)

Gutensteinské vápence vo veterlínskom príkrove Malých Karpát dosahujú pomerne nápadnú litofaciálnu pestrosť. Sú v nich zastúpené pomerne typické tmavosivé až čiernosivé mikrokryštalické hrubovrstvovité vápence, v asociácii s ktorými sa zriedkavejšie vyskytujú aj bioturbované („červíkovité“) vápence. Táto tmavá litofácia je sterilná na organické zvyšky. Nemožno v nej pozorovať ani sedimentárne textúry. Okrem nich sa vyskytujú aj svetlosivé mikrokryštalické vápence. V porovnaní s tmavosivou litofáciou sa vyznačujú menšou hrúbkou vrstiev a nápadnou lamináciou. Boli v nich pozorované čeriny. Uvedené vápence vznikli v prostredí veľmi plochého nediferencovaného šelfu rampového typu bez stôp prílivových alebo iných prúdení, t. j. s nízkou dynamikou prostredia (Buček, 1988).

142 wettersteinské vápence: svetlosivobiele vápence rifovej fácie (vrchný longobard – jul)

Wettersteinské vápence vystupujú na západnej strane Malých Karpát j. od obce Plavecký Mikuláš z. a jz. od kóty 518 *Kršlenica*.

Vo vrstvovom slede vystupujú *wettersteinské vápence* nad *raminskými vápencami*. *Wettersteinské vápence* sú svetlosivé až sivobiele, mikrokryštalické a organoklastické, resp. organogénne. Často sú rekryštalizované. Ich masívny vývoj je prerušovaný vrstvami sedimentárnych brekcií. Tým tieto vápence nadobúdajú vrstvovitý charakter. Z rifotvorných organizmov sú v nich makroskopicky pozorovateľné klasty a trsy koralov, hubky, hydrozoá, machovky, veľké ostne ježoviek, lastúrniky, brachiopódy a gastropódy (na lokalite Plavecký Mikuláš-lom).

Veľkoste netriedené klasty uvedených sedimentárnych brekcií tvorí svetlosivý mikrokryštalický rekryštalizovaný *wettersteinský vápenec*. Ich základnú hmotu bielosivej farby tvoria klasty jemnozrnnejšej frakcie s rovnakým petrografickým zložením. Prevládajú v nej zrná veľkostnej kategórie piesku (dolomitová – dolomitizovaná „múčka“). Menšie percento objemu tvoria zrná drobnozrnného štrku. Klasty dosahujúce veľkosť od zlomkov mm do 15 cm (prevláda veľkosť 1 – 3 cm) sú ostrohranné a veľkoste netriedené. Litifikácia brekcií je veľmi nerovnorodá, v prípade prítomnosti dolomitovej „múčky“ je hornina rozpadavá. Je to možné pozorovať v lome pri Plaveckom Mikuláši.

Z *wettersteinských vápencov* sa študovali koralové (Kolosváry, 1958) a foraminifery (Jendrejáková in Michalík et al., 1986).

Buček (1988) charakterizoval veterlínsku jednotku ako „... biofáciálnu oblasť hubkovo-koralovú s problematikami, v ktorej dominujú organogénne vápence prechádzajúce do rôznych biofácií organodetrítických vápencov“. Na základe zriedkavého výskytu dasykladálnych rias v predrifových sedimentoch uvažuje (Buček, I. c.) o zastúpení aj lagunárnej fácie *wettersteinského vápenca* vo veterlínskom príkrove.

141 wettersteinské dolomity: svetlosivobiele dolomity lagunárnej fácie (jul)

Wettersteinské dolomity vystupujú na západných úpätiach Malých Karpát v širšom okolí obce Plavecký Mikuláš. Reprezentujú ich svetlosivé až bielosivé vrstvovité zrnité („cukrovité“) dolomity, ktoré sa rozpadajú na štrk až piesok („múčku“).

Považský príkrov (havranická a jablonická kryha)

Považský príkrov hronika na západnom okraji Malých Karpát tvorí havranická a jablonická kryha. Havranická kryha považského príkrovu vystupuje v regióne v okolí Rohožníka. Je pre ňu charakteristické spodnotriasové *šuňavské súvrstvie* so zachovanými plytkovodnými fáciami aniského veku – *gutensteinskými dolomitmi a vápencami a steinalmskými vápencami*. Rudimentárne sú v nej zachované *schreyeralmské vápence*. V nadloží *gutensteinských vápencov* vystupujú *reiflinské vápence* (jablonická kryha). V ich nadloží sú opäť plytkovodné fácie karbonátovej platformy, *wettersteinské vápence* a *wettersteinské dolomity*. V menšej miere sú zastúpené *lunzské vrstvy* a v nadloží *wettersteinských dolomitov* sú *oponické vápence*. Vrstvový sled vrchného triasu reprezentujú *dachsteinské vápence* a *mojtínsky vápenec norovického súvrstvia* (obr. 11).

Jablonická kryha sa v regióne nachádza v úzkom prerušovanom pruhu smerom z JZ (Plavecké Podhradie, Plavecký Mikuláš) na SV (Plavecký Peter, Prievaly a Rozbehy).

Mezozoikum**Spodný až vrchný trias****140 benkovské súvrstvie: svetločervené arkózy, subarkózy, svetlé kremence, pestré jemnozrné droby** (griesbach – namal)

Benkovské súvrstvie je v považskom príkrove zastúpené len v obmedzenej miere. Vzhľadom na neprítomnosť odkryvov bolo možné študovať litologické zloženie len z úlomkov. Prítomnosť jemnozrných sfudnatých arkóz červenohodej a sivohodej farby napovedá, že ide o jeho najvrchnejšiu časť, resp. o prechodnú časť medzi ním a *šuňavským súvrstvom*. Výskyt takýchto arkózových sedimentov sa zaznamenal po oboch stranách ústia doliny v Plaveckom Podhradí. V obci Plavecký Mikuláš jjv. od kóty 234 vo výkope na základy stavby sa zistili značne tektonicky porušené hnedočervené a fialové arkózy a sfudnaté bridličky. Ďalší výskyt je známy j. od obce Prievaly (jz. od kóty 405 Hrubý Kameneč), kde ide o úlomkovú sutinu v prevahe hnedočervených stredozrných až jemnozrných arkóz.

139 šuňavské súvrstvie: jemnozrnné arkózy, svetlosivé až béžové slienité bridlice a karbonáty (spat)

Výskyty *šuňavského súvrstvia* v považskom príkrove sú zastúpené len fragmentárne v menších izolovaných odkryvoch v blízkosti obcí Sološnica, Plavecké Podhradie (sz. od k. 288 Vřšky) a Plavecký Mikuláš (z. od k. 367 Končival) v podobe úlomkov zelenkavých a béžových arkóz a lavičiek karbonátov. Najrozsiahljší výskyt sa nachádza západne od Bukovej (jjz. od k. 405 Hrubý Kamenec). Na tejto lokalite vystupuje *šuňavské súvrstvie* v normálnom litostratigrafickom slede nad najvyššou časťou *benkovského súvrstvia* a pod strednotriasovými karbonátmi (celý sled je tu sklonený na VJV).

138 gutensteinské dolomity: tmavosivé bituminózne vrstvovité dolomity a brekcie (egej – ?bityn)

Gutensteinské dolomity vystupujú východne od obce Sološnica a v okolí Prieval sz. od kóty 405 Hrubý Kamenec. Túto litostratigrafickú jednotku tvoria tmavosivé a sivé dolomity, ktoré sú miestami brekciovitité, so stopami po vyvetrávaní evaporitov. Je možné pozorovať aj stromatolitickú a oolitickú štruktúru dolomitov. Z mikrofosílií sa ojedinele vyskytujú drobné, bližšie neurčiteľné fragmenty foraminifer rodov *Glomospira* a *Ammodiscus*.

Sedimentačným prostredím boli plytkovodné sedimenty supratidálnej zóny s minimálnou energiou prostredia a periodickým kolísaním morskej hladiny (Lintnerová et al., 1988; Michalík et al., 1989). Hrúbka *gutensteinských dolomitov* je od 10 až do ?100 m.

137 gutensteinské vápence: čierne a tmavosivé vrstvovité vápence, vápencové brekcie (?egej – pelsón)

Gutensteinské vápence sa nachádzajú pri Plaveckom Podhradí sz. od kopca Vřšky a jz. od kóty 485 Pohanská, v okolí Plaveckého Mikuláša a pri východnom okraji obce Prievaly. Reprezentujú ich tmavosivé a sivé hrubolavicovité vápence a dolomitické vápence s mikritickou štruktúrou s nepravidelnými polohami sivých a sivohnedých dolomitov. Vo všeobecnosti prevládajú bezfosílna monotónne mikrity so zriedkavými organodetrítickými polohami, v ktorých sa vyskytujú foraminifery, ostrakódy, platničky krinoidov, globochéty, zriedkavo malé ulitníky a dasykladálne riasy. Častá je stylolitizácia, nepravidelná dolomitizácia a polohy brekcií (Buček, 1988; Buček et al., 1991).

Z foraminifer boli v *gutensteinských vápencoch* identifikované *Tolypamma* sp., *Calcitonella* sp. a *Meandrosira deformata* SALAJ (Jendrejáková in Buček, 1988; in Buček et al., 1991). Okrem foraminifer sa v *gutensteinských vápencoch* našli konodonty *Neospathodus germanicus* KOZUR a *N. kockeli* TATGE (Puškárová in Buček, 1988; in Buček et al., 1991; in Michalík et al., 1986) a dasykladálne riasy (Bystrický, 1973; Peržel, 1964, 1965a, b, 1966a, b; Buček, 1988, 1989; Buček et al., 1991) prináležiace k zóne spoločenstva *Physoporella pauciforata* – *Oligoporella pilosa* (v zmysle Bystrického, 1986).

Gutensteinský vápenec sa usadzoval na veľmi plochom nediferencovanom šelfe (karbonátovej plošine) s nízkou dynamikou prostredia. Výskyt mikrofosílií v izolovaných horizontoch oddelených bezfosílnymi intervalmi poukazuje na epizodické striedanie období priaznivých na rozvoj foraminifer a dasykladálnych rias s nepriaznivými obdobiami. Hrúbka *gutensteinských vápencov* je 100 – 150 m.

136 svetlosivé a sivohnedé masívne a hrubovrstvovité organodetrítické vápence, steinalmské a wettersteinské vápence (nerozlíšené) (pelsón – spodný ilýr)

Uvedené vápence vystupujú východne od obce Plavecký Mikuláš. Reprezentujú ich organodetrítické masívne hrubolavicovité, miestami aj lavicovité svetlosivé až sivohnedé vápence. Zistili sa v nich bohaté a vysoko diverzifikované spoločenstvá foraminifer (Jendrejáková in Buček, 1988), ako aj mikroflóra dasykladálnych rias (Buček, 1988, 1989) reprezentovaná zónou spoločenstva *Physoporella pauciforata* – *Oligoporella pilosa* (v zmysle Bystrického, 1986), vekovo zodpovedajúca pelsónu až spodnému ilýru.

Vápence sa usadili v prostredí šelfových lagún a prílivovo-odlivových plošín. V takýchto prostrediach boli mimoriadne priaznivé ekologické podmienky na rast dasykladálnych rias a diverzifikáciu spoločenstva foraminifer. Tieto vápence dosahujú hrúbku zhruba 50 m.

135 reiflinské vápence: tmavosivé a sivohnedé vrstvovité vápence s rohovcami (?vrchný ilýr – spodný ladin; jablonická kryha)

Reiflinské vápence sa nachádzajú východne od obce Prievaly na západných svahoch kóty 474 Ambrove vřšky. Reprezentujú ich sivé a sivohnedé lavicovité vápence s tmavosivými až čiernymi (miestami tmavohnedými) rohovcami. Nachádzajú sa v nadloží *gutensteinských vápencov* a v podloží svetlosivých organodetrítických *wettersteinských vápencov* rifovej fácie. *Reiflinské vápence* dosahujú hrúbku 10 – 30 m.

134 wettersteinské vápence: svetlé, bielosivé a sivohnedé organodetrické vápence, najmä lagunárnej fácie (ladin – ?kordevol)

Wettersteinské vápence vystupujú v Bielych horách v okolí kóty 430 *Vajarská* pri Rohožníku, pri Plaveckom Podhradí, Plaveckom Mikuláši a Prievaloch (okolie kóty 474 *Ambrove vršky*). V tejto časti Bielych hôr sme použili spoločný index pre *steinalmské* a *wettersteinské vápence* (136) vzhľadom na to, že ich kartografické rozlíšenie nie je v danej oblasti možné.

Z litologického hľadiska ide o masívne svetlé, bielosivé a sivohnedé organodetrické vápence, v ktorých sa vyskytujú vápence tmavších variet iba ako nepravidelné šošovky alebo vrstvy sledovateľné na kratšiu vzdialenosť (napr. kameňolom *Vajarská*, západný svah zrúcaniny Plaveckého hradu pri Plaveckom Podhradí).

V okolí kóty *Vajarská* a pri Plaveckom Podhradí (nad cintorinom) sa v biodetrických vápencoch zistili riasy (Bystrický in Biely a Bystrický, 1964; in Peržel, 1966a, b; Buček, 1988, 1989; in Buček et al., 1991), ktoré sú charakteristické pre lagunárnu oblasť bližšie k rifovému jadrú. Okrem uvedených fosílií sa v organogénnych/organodetrických vápencoch v okolí kóty *Vajarská* našli vápnité hubky a porostromátne riasy *Rivularia?* sp. a *Tubiphytes obscurus* MASLOV (Jablonský, 1973).

Častým znakom *wettersteinských vápencov* v okolí kóty 430 *Vajarská* je značná dolomitizácia, ktorá postihuje najmä vápnité obaly dasykladálnych rias. Pre celú oblasť *Vajarskej* sú charakteristické brekcie dvoch typov – drobnozrnné brekcie s jemnozrnnou medzernou hmotou a ostrohrannými netriedenými úlomkami a hrubozrnné brekcie s medzernou hmotou tvorenou čiastočne čírym kalcitovým tmelom. Dolomity sú brekciovité a bezfosílné. Hrúbka *wettersteinských vápencov* je od 50 do 200 (300) m.

V okolí Prieval v jablonickej kryhe považského príkrovu sú *wettersteinské vápence* zastúpené v rifovej fáci. Často sú rekrystalizované. Zistili sa v nich foraminifery (Jendrejáková in Buček et al., 1991; in Jendrejáková a Papšová, 1989), vápnité hubky a pravdepodobne koralý.

133 wettersteinské dolomity: svetlosivé a sivohnedé masívne a vrstvitité dolomity (ladin – kordevol)

Wettersteinské dolomity sa vyskytujú v okolí Plaveckého Mikuláša, jv. a v. od Prieval a jv. od obce Rozbehy. Reprezentujú ich svetlosivé a sivohnedé masívne, ako aj vrstvitité dolomity, v ktorých sa na báze vrstvového sledu zistili dasykladálne riasy *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) SCHAFFH. var. *annulata* (PIA) BYSTRICKÝ a *D. annulata* (SCHAFFH.) SCHAFFH. var. *dolomitica* (PIA) HERAK (Buček, 1988, 1989; Buček et al., 1991). Vo vyšších častiach vrstvového sledu *wettersteinských dolomitov* sa zistil masový výskyt rias druhu *Diplopora nodosa* (SCHAFFH.) PIA spolu s vápnitými hubkami – *Solenolmia* cf. *manon manon* (MÜNST.) SENOWBARI-DARYAN et RIEDEL – a lastúrnikmi – *Daonella* (*Daonella*) *longobardica* MOJSIS. (Kochanová, 1982).

Tieto dolomity vznikli v lagúne v blízkosti rifového jadra a v centrálnej časti lagúny (Ott, 1967, 1972a, b). *Wettersteinské dolomity* majú hrúbku 300 až 400 m.

132 hlavné dolomity: vrstvitité sivé a sivohnedé bituminózne dolomity (?karn – norik)

Hlavné dolomity vystupujú medzi obcami Plavecký Mikuláš a Plavecký Peter. Túto litostratigrafickú jednotku tvoria sivé a sivohnedé, prevažne doskovité a lavicovité (hrubé 10 – 20 cm), miestami až hrubolavicovité (hrubé do 100 cm) dolomity. Ich charakteristickým znakom sú laminované a stromatolitické štruktúry. Mikroskopicky ide prevažne o dolosparity s hrubozrnnou kryštálovou mozaikou. V tmavších varieties dolomitov sa našli organické zvyšky tvorené cyanofytnými riasami. Podľa pozície vo vrstvom slede má hlavný dolomit norický a pravdepodobne už karnský vek.

Stromatolitické a laminované štruktúry a chýbanie fosílií poukazujú na supratidálne prostredie (Buček, 1988). Hrúbka hlavných dolomitov je 50 – 250 m.

131 norovické súvrstvie – mojtínsky vápenec: žltkastohnedé, hrdzavohnedé a hnedosivé organogénne a lumachelové vápence (rét); dachsteinské vápence: sivohnedé až ružovkasté vrstvitité oolitické a organodetrické vápence a dolomity, tmavosivé kalové vápence s rohovcami (alaun – sevat; havranická kryha)

Najmladšie litostratigrafické jednotky havranickej kryhy považského príkrovu sú *dachsteinské vápence* a v menšej miere aj *norovické súvrstvie* zastúpené *mojtínskym vápencom*.

Dachsteinské vápence sú reprezentované svetlohnedými, miestami ružovkastými doskovitými, lavicovitými aj masívnymi vápencami. Vápence sú prevažne mikritické (mikrity až intrasparity), s pozorovateľnou stromatolitickou štruktúrou, laminovanou fenestrálnou textúrou a gradačným zvrstvením. Najrozšírenejšie sú organodetrické vápence s bohatým zastúpením makro- a mikrofosílií – lastúrnikov, drobných ulitníkov,

foraminifer, ostrakódov, krinoidov a ostňov ježoviek. *Dachsteinské vápence* sa usadzovali v supratidálnej až subtídálnej oblasti platformy. Dosahujú hrúbku 50 až 100 m.

V nadloží *dachsteinských vápencov* na západnom okraji Malých Karpát sa nachádzajú žltkastohnedé, hrdzavohnedé, sivohnedé a svetlosivé oolitické, organogénne a lumachelové vápence, ktoré boli začlenené k *mojtínskemu vápencu norovického súvrstvia* (v zmysle Gaždzického a Michalíka, 1980).

Z litologického hľadiska sú najrozšírenejšie biodetritické až organogénne vápence s oolitickou štruktúrou a bohatým zastúpením makro- a mikrofosílií – lastúrnikov, ramenonožcov, krinoidov, ostrakódov, drobných ulitníkov, foraminifer a ostňov ježoviek.

K uvedenej litostratigrafickej jednotke patria aj sivohnedé vápence, v ktorých sa našli trsy koralov *Retiophyllia paraclathrata* RONIEWICZ (Roniewicz a Michalík, 2002).

Na základe makrofauny (Pevný, 1984; Michalík a Kochanová in Buček et al., 1991; Roniewicz a Michalík, 2002) aj mikrofauny (Kullmanová in Kullmanová a Kochanová, 1975) bol *mojtínsky vápenec* zaradený do rétu.

Mojtínsky vápenec sa usadil v oblasti otvorenej vonkajšej lagúny a jej okrajov.

PALEOGÉN

Malokarpatská skupina

Sedimenty malokarpatskej skupiny nachádzajúce sa na východnom okraji Záhorskej nížiny (Bukovská brázda) reprezentujú ich najzápadnejší výskyt v rámci Západných Karpát. Ležia transgresívne a diskordantne na litostratigrafických jednotkách hronika.

Paleogénne sedimenty vo výplni Bukovskej brázdny sú len zvyškom rozsiahlej panvy, ktorá prekryvala pravdepodobne celé Malé Karpaty. Po ústupe vrchnokriedového (kampán – ?mástricht) mora (Köhler a Borza, 1984) a následkom výzdvihu terajšieho územia Malých Karpát nastalo suchozemské obdobie. Pravdepodobne v najvyššej časti ?vrchnej kriedy až ?paleocénu nastala sedimentácia predtransgresívnych sedimentov (polymiktné brekcie – *bartalovská brekcia*, karbonátové brekcie a balvanovité až strednozrné karbonátové zlepence) typu svahových sutín so zvyškami rozličných foriem paleokrasu (skrasovatenie podložných karbonátov triasu, speleotémy, produkty lateritického zvetrávania a pod.), ktoré indikujú klimatické podmienky veľmi teplého (subtropického až tropického) pásma. Územie dnešných Malých Karpát začalo znovu poklesávať a výrazná transgresia mora sa prejavila na začiatku spodného eocénu (?spodný až stredný ilerd) – sedimentáciou *súvrstvia Jelenej hory* (?spodný až stredný ilerd – vrchný kuis). Preň sú charakteristické v spodnej časti klastické sedimenty – dolomitové pieskovce na báze s dolomitovými brekciami, karbonátovými brekciami a drobnozrnými zlepenkami. Na vhodných miestach paleoreliéfu sú zachované organodetritické pieskovce/piesčité vápence a organogénne vápence. Bazálne súvrstvie miestami vytvára neprerušenu obrubu Bukovskej brázdny. Nadložné *bukovské súvrstvie* pozostáva z prevažujúcich ílovcov a siltovcov, pieskovcov a karbonatických zlepenčov veku vrchný kuis – lutét. *Hrabnícke súvrstvie* kišcelského veku charakterizujú tmavé ílovce a ílovité siltovce s vrstvami gradačne zvrstvených pieskovcov a zlepenčov (obr. 12).

Vymenované litostratigrafické jednotky boli definované v rámci zostavovania mapy regiónu Malé Karpaty. Vzhľadom na odlišný vývoj sedimentov v porovnaní s podtatranskou a myjavsko-hričovskou skupinou bol pre ňu použitý nový názov **malokarpatská skupina** (Buček in Polák et al., 2012).

Predtransgresívne sedimenty

130 bartalovská brekcia: polymiktné brekcie; balvanovité karbonátové brekcie a zlepence (vrchná krieda? – paleocén?)

Termín *bartalovská brekcia* zaviedol Michalík (1984) a opísal ju zo svahov vrchu Bartalová medzi Kuchyňou a Vývratom. Najlepšie odkryvy v brekciách sa nachádzajú na severnom svahu kóty Janková a kóty 587 Veľký Peterklin. Brekcie vystupujú v nadloží spodnotriasových sedimentov *benkovského a šuňavského súvrstvia* veterlínskeho príkrovu. Smerom na SV *bartalovská brekcia* eroduje hlbšie horizonty veterlínskeho a považského príkrovu (*guttensteinské vápence, wettersteinské vápence a dolomity*). V nadloží *bartalovskej brekcie* vystupujú transgresívne plytkomorské sedimenty (pieskovce a piesčité vápence) *súvrstvia Jelenej hory*. Jej postavenie a prekryvanie príkrovových štruktúr svedčí o veku mladšom než vek presunu centrálno-karpatských príkrovov počas strednej kriedy (Michalík in Michalík et al., 1986).

Plytkomorské sedimenty

Súvrstvie Jelenej hory

Plytkomorské sedimenty *súvrstvia Jelenej hory* (Buček in Polák et al., 2012) môžeme rozdeliť najmä na základe bentických veľkých foraminifer na dve časti – ilerdskú a kuiskú. Na študovanom území sa nachádzajú len sedimenty kuiského veku, ktoré boli rozčlenené na tieto litotypy:

- brekcie, zlepenca a pieskovce,
- drobnozrnné zlepenca, piesčité vápence, organogénne a organodetrítické vápence.

129 brekcie, zlepenca a pieskovce

128 vápnné pieskovce a piesčité vápence

127 drobnozrnné zlepenca, piesčité vápence, organogénne a organodetrítické vápence

Súvrstvie Jelenej hory v Bukovskej brázde tvoria na báze karbonátové brekcie a drobn- až jemnozrnné zlepenca. Vyššie sú zastúpené vápnné pieskovce, piesčité vápence a organogénno-organodetrítické vápence. Na vhodných miestach paleoreliéfu vznikali vo vrchnej časti *súvrstvia Jelenej hory* organodetríticko-organogénne až biohermné vápence (korálovo-riasové). Časté je laterálne zastupovanie rozličných subfácií (Gross a Köhler, 1989). Hrúbka *súvrstvia* je od 41 m (vrt MKP-1) do 80 – 100 m. *Súvrstvie* má transgresívny charakter a leží diskordantne na rôznych litostratigrafických jednotkách hronika.

126 bukovské súvrstvie: ílovce > pieskovce a drobnozrnné zlepenca (vrchný kuis – lutét)

Pre *bukovské súvrstvie* je charakteristická absolútna prevaha vápnných ílovcov s ojedinelými lavicami pieskovcov, drobnozrnných zlepenecov alebo piesčitých vápenecov. Hrubé vrstvy sivomodrých až tmavosivých vápnných ílovcov majú často siltovcovú prímes a ostrohranný až hrubokusovitý rozpad. Vápnné pieskovce až drobové pieskovce sú homogénne zvrstvené, ojedinele na vrchnej strane s lamináciou. Sú stredno- až hrubozrnné (Gross a Köhler, 1989). Karbonátové zlepenca sú zložené z obliakov s veľkosťou od 2 do 20 mm s rôznym stupňom opracovania. Zloženie obliakov a zastúpenie organických zvyškov je obdobné ako v prípade opísaných pieskovcov (Gross a Köhler, l. c.). Vo vrstvách pieskovcov a zlepenecov sú okrem veľkých foraminifer zastúpené vápnné riasy, machovky, úlomky lastúrníkov a malé foraminifery.

125 hrabnícke súvrstvie: ílovce, siltovce a pieskovce (kišcel)

Hrabnícke súvrstvie sa nachádza pri obci Sološnica na lokalite Hrabník-hlinisko (Kováč et al., 1988b; Marko et al., 1990). Tvoria ho striedajúce sa tmavé ílovce a vápnné siltovce s gradačne zvrstvenými pieskovcami. Ílovce prevládajú nad pieskovcami. Flyšové *súvrstvie* má charakteristické znaky turbiditových sedimentov. Pieskovce dosahujúce hrúbku od niekoľko mm do maximálne 150 cm sú svetlosivé, drobn- až hrubozrnné. Na povrchu lavicovitých pieskovcov je možné pozorovať množstvo mechanoglyfov. V hrubozrnných nevytriedených pieskovcoch až drobnozrnných zlepenecoch prevládajú ostrohranné litoklasty karbonátov a zrná kremeňa. Prítomný je pyrit a glaukonit. Zastúpené sú aj vrstvy (hrubé do 30 cm) strednozrnného zlepenca s veľmi slabo opracovanými obliakmi s veľkosťou od 5 do 40 mm obsahujúce v tmeli faunu veľkých foraminifer. Pieskovce môžeme petrograficky zaradiť k jemnozrnným vápnným subarkózam (Siráňová in Polák et al., 2012). Sú zložené z monokryštalického kremeňa (47,1 %), silicitov (5,5 %), ortoklasu (1,9 %), plagioklasu (1,2 %), úlomkov metamorfítov (1,6 %), organickej zložky (1,2 %) a vysokého podielu kalcitového cementu (37,6 %).

Ílovce obsahujú redeponované (Marko et al., 1990) spoločenstvá vápnného nanoplanktónu, typické pre hranicu stredný/vrchný eocén, prislúchajúce k biochróne NP 16 – 17. Indikujú hlbšiu časť okrajového mora s normálnou salinitou a pomerne teplou klímou. Okrem toho sa vyskytujú redepozície kriedových druhov. V tanatocenózach foraminifer prevládajú planktonické druhy vrchnej časti stredného eocénu. Bentické foraminifery vyskytujúce sa v niektorých vzorkách indikujú tak hlbokovodné, ako aj plytšie prostredie a predpokladá sa ich redepozícia (Šútovská in Marko et al., 1990). Vek *súvrstvia* (spodný oligocén – kišcel) bol doložený na základe vápnného nanoplanktónu, ktorý sa vyskytuje v hemipelagickej medzivrstve Boumovej sekvencie. Okrem redepozícií sa tam sporadicky vyskytuje autochtónne chudobné spoločenstvo vápnného nanoplanktónu poukazujúce na biochrónu NP 22 – 23 (Šútovská a Nagymarosy, 1989, in Marko et al., 1990). *Hrabnícke súvrstvie* je zaradené do oligocénu – kišcelu (NP 22).

Zlinská (2011) z ílovcov *hrabníckeho súvrstvia* vyhodnotila spoločenstvá foraminifer obsahujúce druhy *Uvigerina hantkeni* CUSH.-EDW., *Valvulineria complanata* (ORB.), *Reussella spinulosa* (RSS.), *Bulimina schischkin-*

skayae SAMOYLOVA, *Bolivina* aff. *trunensis* HOFMANN, *Globigerina* postcretacea MJATLJUK, *Gl. Praebulloides leroyi* BLOW et BANNER a *Uvigerina* cf. *rudligensis* PAPP, ktoré poukazujú na kišcelský až egerský vek.

Napriek tomu, že *hrabnícke súvrstvie* sa považuje za súčasť Bukovskej brázdy, jeho genetická príslušnosť k sedimentom bukovského paleogénu je otázna (Marko et al., 1990), okrem iného, s ťažko vysvetliteľným stratigrafickým hiátom, ktorý bol podľa citovaných autorov medzi spodným eocénom bukovského paleogénu a kišcelom. Hranice a pozícia tejto oligocénnej litostratigrafickej jednotky, ktorá sa nenašla na inom mieste Bukovskej brázdy, zostávajú dosť záhadné (Marko in Kováč, et al., 1991b; Plašienka et al., 1991). Možno uvažovať o alternatíve, či *hrabnícke súvrstvie* nie je cudzorodou tektonickou šupinou, včlenenou do Bukovskej depresie pozdĺž poruchovej zóny (Marko et al., 1990).

VIEDENSKÁ PANVA

Neogén

Miocén

Neogénne sedimenty sa v regióne nachádzajú na západnom okraji Malých Karpát a vo výplni severného okraja slovenskej časti Viedenskej panvy. Reprezentujú ich morské až terestrické usadeniny (obr. 13).

124 neogénne sedimenty, nerozlíšené (len v reze)

Vzhľadom na neidentifikované litostratigrafické jednotky, zastihnuté niektorými vrtmi v podloží usadenín kvartérneho veku, sme ich v reze začlenili len všeobecne do neogénu.

Spodný miocén

Egenburg – otnang

Lužické súvrstvie

Lužické súvrstvie (Buday a Cicha, 1956) na študovanom území reprezentuje okrajový *podbrančský zlepenec*, ktorý sa usadzoval v priebehu egenburgu a nachádza sa na povrchu v severnej časti Malých Karpát. Panvovú faciú reprezentujú pelitické sedimenty, ktoré vznikli počas egenburgu až otnangu.

Pelity *lužického súvrstvia* pozostávajú zo sivých a tmavosivých vápnitých siltovcov a ílovcov s bridličnatým rozpadom, jemnou vrstvitosťou a ojedinelými vrstvami vápnitých pieskovcov. Na rozhraní pelitických sedimentov egenburského a otnanského veku ležia *hodonínske piesky*.

Sedimenty *lužického súvrstvia* otnanského veku obsahujú spoločenstvá vápnitého nanoplanktónu zóny NN 3, v ktorých sú v najväčšom množstve zastúpené druhy *Sphenolithus belemnus* BRAMLETTE et WILCOXON, *S. disbelemnus* FORNACIARI et RIO, *S. dissimilis* BUKRY et PERCIVAL, *S. compactus* BACKMAN, *Orthorhabdus serratus* BRAMLETTE et WILCOXON, *Helicosphaera ampliaperta* BRAMLETTE et WILCOXON, *H. scissura* MILLER, *H. intermedia* MARTINI, *H. mediterranea* MILLER, *Reticulofenestra hagii* BACKMAN, *R. minuta* ROTH, *Ponthosphaera multipora* KAMPTNER a *Triquetrorhabdulus milowii* BUKRY (Grigorovič et al., 2001).

123 podbrančský zlepenec: karbonatické zlepenca, pieskovce (egenburg)

Podbrančský zlepenec (Kodym a Matějka, 1923) vystupuje na povrch v severnej časti Malých Karpát v okolí obce Prievaly a Rozbehov, miestnej časti obce Cerová. Nachádza sa v nadloží triasových karbonátov jablonickej a havranickej kryhy považského príkrovu hronika (*hlavný dolomit a reiflinské vápence*). Bázu *podbrančského zlepenca* tvoria dolomitické brekcie, balvanovité (obliaky veľké 30 – 40 cm) a drobnozrnné zlepenca, ktoré vertikálne, miestami aj laterálne, prechádzajú do hrubo- a strednozrnných pieskovcov. Zlepenca tvoria buď súvislé vrstvy striedajúce sa s pieskovcami, alebo nepravidelné šošovky v pieskovcoch. Pieskovce prechádzajú do klastických piesčitých vápencov a klastických piesčitých dolomitických vápencov. Zlepenca a pieskovce sú prevažne masívne, ojedinele tvoria lavice. Farba zlepenecov a pieskovcov je väčšinou svetlosivá alebo svetlobielosivá, niekedy žltkastá, v prípade pevných strednozrnných vápnitých pieskovcov a piesčitých vápencov miestami modrosivá (Buday, 1955a; Buday a Cicha, 1956; Buday et al., 1963a).

Na lokalite Rozbehy (defilé od zrúcaniny hradu Korlátka až po chatovú osadu Trnávka) sa nachádza bazálna časť *podbrančského zlepenca*. Reprezentujú ju chaoticky rozmiestnené úlomky zle opracovaných kar-

bonátov v hrubopiesčitej základnej hmote. Úlomky dosahujú veľkosť v prevažnej miere 1 – 3 cm, ojedinele sa vyskytujú úlomky s priemerom až 30 cm. Tieto sedimenty boli transportované sutinovými prúdmi (*talus flow*). Tieto sedimenty smerom do nadložia prechádzajú do hrubolavicovitých masívnych zlepenčov a pieskovcov s dobre opracovanými obliakmi (fototab. I, obr. 1 – 2). Túto časť vrstvového sledu môžeme považovať za proximálnu časť formujúceho sa morského náplavového kužeľa. V terminálnej časti vrstvového sledu nachádzajúceho sa v širšom okolí Rozbehov (Cerová) sa vyskytujú lavicovité a doskovité vrstvitité, gradačne zvrstvené zlepence, ktoré pravdepodobne reprezentujú usadeniny proximálnej až strednej časti náplavového kužeľa (Kováč et al., 1988a). Z analýzy zlepenčov z oblasti lokality Rozbehy vyplýva, že podstatnú časť obliakov v zlepencoch tvoria vápence (78 %), v menšej miere dolomity (22 %). Miestami sa v zlepencoch vyskytujú obliaky alkalicko-živcového leukogranitu, kremenného porfýru, bazických vulkanitov, pieskovcov, zlepenčov, kremencov, rohovcov, žilného kremeňa a bridlíc. V obliakovom materiáli sú z vápencov zastúpené najmä *wettersteinské*, *reiflinské* a *gutensteinské vápence*, z dolomitov *wettersteinské dolomity* a *hauptdolomity*. Veľkosť obliakov sa pohybuje väčšinou od niekoľko milimetrov do 5 cm, miestami, najmä v spodných častiach vrstiev, sú obliaky do 8 – 15 cm, vzácné sú aj obliaky zlepenčov (ojedinele až do 25 cm). V obliakoch prevládajú diskovité tvary nad sférickými. Vo väčšine prípadov prevládajú obliaky nad matrixom v pomere 60 : 40 až 80 : 20 %. Tmel je karbonatický, resp. karbonaticko-piesčitý. Častá je intenzívna dedolomitizácia obliakov (Baráth, 1993a; Baráth a Kováč, 1989).

Vo výplni Viedenskej panvy (v oblasti obce Štefanov) *podbrančský zlepenec* tvoria bezfosílné zlepence s vrstvami pieskovcov, ktoré prechádzajú do drobných až strednozrnných polymiktných sľudnatých pieskov s preplástkami sivých vápnných ílov. V piesčitých i pelitických sedimentoch sa zistila mikrofauna (foraminifery, ostrakódy). Z foraminifer sa zistili druhy *Cibicides budayi* CICHA et ZAPLETALOVÁ, *Ammonia beccarii* (L.), *Asterigerina planorbis* (ORB.), *Nonion granosum* (ORB.), *Elphidium macellum* (FICHT. et MOLL.), *Bolivina* cf. *tumida* CUSHMAN, *Lagena striata* (ORB.), *Robulus meznericsae* CICHA, *Bulimina elongata* ORB. a *Chilostomella oolina* SCHWAGER. Ostrakódy (zle zachované) sa našli prevažne v piesčitých sedimentoch. Boli identifikované druhy *Cythere elegantissima* LNK., *Loxococoncha* cf. *carinata* LNK., *Cytheretta* sp. a *Trachyleberis* sp.

Makrofauna reprezentovaná mäkkýšmi bola veľmi zriedkavá. Boli identifikované bivalvie *Dreissena* aff. *basteroti* TOURN., *Nucula* sp., *Cardium* sp. a *Ervilia* sp. a gastropódy rodu *Valvata* a *Neritina* (Cicha a Zapletalová, 1958).

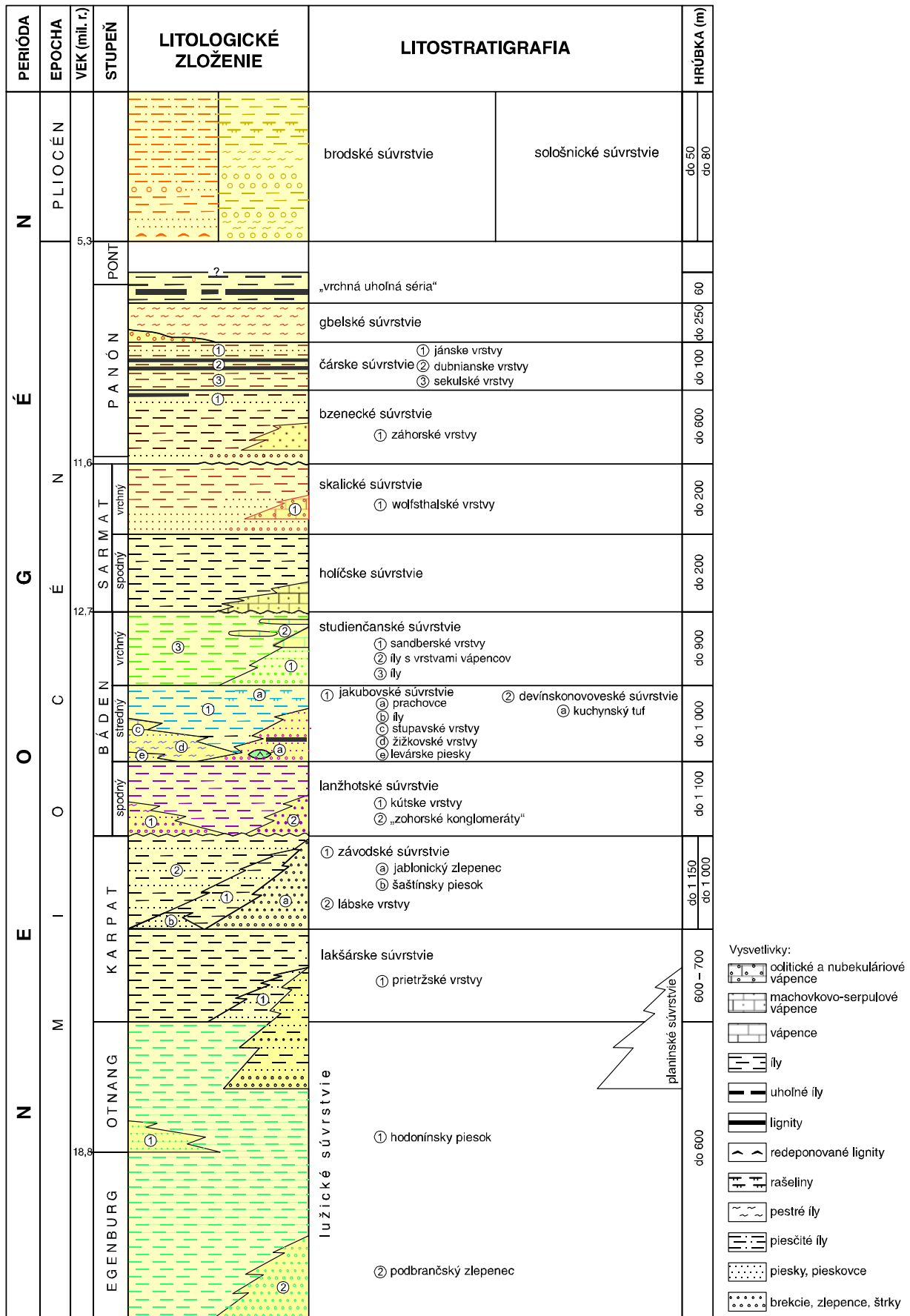
Podbrančský zlepenec sa usadil v litorálnom prostredí systémom náplavových kužeľov, ktorých materiál bol derivovaný z okrajov panvy, z prostredia piesčito-kamenistých pláží (Baráth a Kováč, 1989). Zlepenec dosahujú hrúbku 50 m.

Otnang – karpát

122 planinské súvrstvie: íly/ílovce, prachy/prachovce, pieskovce a polymiktné zlepence (otnang – spodný karpát)

Planinské súvrstvie (Kováč et al., 1992) sa nachádza na severnom okraji Malých Karpát v širšom okolí obcí Prievaly, Cerová a Trstín. Tvoria ho najmä ílovce a prachovce striedajúce sa s pieskovcami a zlepencami.

Bázu vrstvového sledu *planinského súvrstvia* tvoria zlepence s ílovitým tmelom a vrstvy „pebbly mudstone“ (sklzové teleso) tmavosivej farby. V ich nadloží sa nachádzajú ílovce s laminami a popraškami siltu, v ktorých je časté prúdovo-čerínové, šikmé a flaserové zvrstvenie a stopy po bioturbácii. V uvedených sedimentoch sa zistila vápnná nanoflóra zóny NN 3 s indexovým druhom *Sphenolithus belemnus*. Vo vrchnej časti tohto súvrstvia prevládajú ílovce a ílovce s popraškami siltu na vrstvových plochách striedajúce sa s polohami prachovcov a pieskovcov, ktorých smerom do nadložia ubúda. Charakteristické je šikmé zvrstvenie, prítomnosť zuhoľnatených zvyškov rastlín, stopy po bioturbácii, zriedkavo sa vyskytujúce šupiny rýb a schránky bivalvií rodov *Macra*, *Tellina*, *Phacooides*, *Chlamys*, *Pseudoamysium* a druhu *Macoma elliptica* cf. *otnangensis* (HOERNES). Medzi otnanskými a spodnokarpatskými sedimentmi nebolo pozorované žiadne litologické rozhranie, čo poukazuje na neprerušenu sedimentáciu. Prechod medzi otnangom a karpátom z biostratigrafického hľadiska charakterizujú chudobné plytkovodné spoločenstvá foraminifer znášajúce zníženie salinity s prevahou druhov *Ammonia beccarii* (L.), ktoré sú sprevádzané spoločenstvom vápnného nanoplanktónu s výraznou prevahou druhu *Coccolithus pelagicus*. Smerom do nadložia sa objavujú spoločenstvá bentických foraminifer s prevahou rodov *Heterolepa*, *Cibicoides*, *Lenticulina*, *Stilostomella* a v najvyššej časti aj *Bolivina*. Sprevádza ich asociácia vápnného nanoplanktónu zóny NN 4 so stratigraficky významnými druhmi *Helicosphaera ampliaperta* BRAM. et WILC., *Reticulofenestra pseudumbilica* (GARTNER) GARTNER, *R. excavata* LEHOTAYOVÁ a *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE (štíhle morfológie) (Kováč et al., 1992).



Obr. 13. Litostratigrafická tabuľka neogénnej výplne slovenskej časti Viedenskej panvy (K. Fordinál, 2012).

Marginálne vývoje *planinského súvrstvia* sú tvorené striedajúcimi sa zlepenkami a pieskovcami. Obliaky zlepenčov majú priemernú veľkosť 0,5 – 2,0 cm, maximálne 10 – 15 cm. Zaoblenie je rôzne, od nedokonalého až po dobré. Sú zložené najmä z triasových vápencov a dolomitov, menej je jurských, prevažne rádiolárových a kriedových kalpionelových vápencov. Pritomné sú aj pieskovce, arkózy, kremence, rohovce a žilný kremeň. Spodnokarpatský vrstvomý sled sa vyznačuje množstvom gradačných cyklov, ktoré sa začínajú zlepenkami až brekciami a smerom do nadložia prechádzajú do pieskovcov, siltovcov a ílovcov. Prevládajúca farba je zelenosivá a sivá. Charakteristické sú preplástky zuhoľnatenej organickej hmoty a vysoký obsah autigénneho pyritu (Kováč et al., l. c.). *Planinské súvrstvie* dosahuje hrúbku 150 až 200 m.

Karpat

Sedimenty karpatského veku v severnej časti Viedenskej panvy zastupuje *lakšárske a závodské súvrstvie* a na juhu slovenskej časti Viedenskej panvy *lábske vrstvy závodského súvrstvia*.

Lakšárske súvrstvie

Lakšárske súvrstvie (Špička a Zapletalová, 1964) v regióne reprezentujú *prietržské vrstvy* a panvové usadeniny, tvorené prevažne ílmi a siltmi s vrstvičkami pieskovcov.

121 prietržské vrstvy: pieskovce, ílovce a siltovce (karpat)

Sedimenty *prietržských vrstiev* (Elečko a Vass in Baňacký et al., 1996b) vystupujú na povrch severne od obce Osuské (Baňacký et al., 1996a). Je pre ne charakteristické striedanie vrstiev pieskovcov, ílovcov a siltovcov. Pieskovce sú drobné- a strednozrnité, svetlosivej a hnedosivej farby, pozitívne gradačne zvrstvené. Pieskovcové vrstvy dosahujú hrúbku 10 – 50 cm. Ílovce a siltovce majú zelenkavosivú a žltkavosivú farbu. Vyznačujú sa často nápadným nahromadením muskovitu na vrstvomých plochách. Pomer pieskovcov a pelitov je premenlivý. Fauna je v týchto vrstvách chudobná. Našli sa len ojedinelé úlomky tenkostenných schránok mäkkýšov (Baňacký et al., 1996b; Buday, 1955a). Z mikrofauny sa zistili foraminifery *Amphimorphina hauerina* NEUGEBO., *Bulimina striata striata* ORB., *Lenticulina inornata* (ORB.), *Uvigerina acuminata* HOSIUS, *Bathysiphon tauerinensis* SACCO a iné (Zlinská in Baňacký et al., 1996b). Svojou litologickou náplňou tieto vrstvy pripomínajú flyšovú sedimentáciu. V minulosti sa označovali ako „flyšové vrstvy vrchného helvéty“ (Buday, 1955a), resp. „flyšoidný vývoj vrchného helvéty“ (Buday in Buday et al., 1962).

Prietržské vrstvy reprezentujú sedimenty neúplne rozvinutých turbiditných prúdov. Hrúbka vrstiev je desiatky metrov (Elečko a Vass in Baňacký et al., 1996b).

120 vápnené íly (šlíry), piesky, pieskovce (karpat)

Panvové sedimenty *lakšárskeho súvrstvia* (Špička a Zapletalová, 1964) vystupujú na povrch v okolí obcí Cerová a Senica. Východne od obce Cerová v starom ílovisku (fototab. I, obr. 5) sú sedimenty *lakšárskeho súvrstvia* zložené zo sivých laminovaných ílov a siltov s tenkými vrstvičkami pieskovcov. Obsahujú faunu mäkkýšov (gastropódov, bivalvií a skaľopódov), reprezentovanú taxónmi *Amalda glandiformis* (LAMARCK), *Balantium collina* (JANSEN et ZORN), *Mitrella hilberii* (COSSMANN), *Parvamussium felsineum* (FORESTI), *Macoma elliptica* (BROCCHI), *Gadila gracilina* SACCO atď. (Harzhauser et al., 2011), a otolítov *Myctophum pulchrum* (PROCHÁZKA), *Symbolophorus meridionalis* (STEURBAUT), *Notoscopelus mediterraneus* (KOKEN), *Lampichtys schwarzhansi* (BRZOBHATÝ) a *Diaphus debilis* (KOKEN) (Chalupová a Ledvák, 2007).

Vo výplni slovenskej časti Viedenskej panvy má *lakšárske súvrstvie* dva faciálne odlišné vývoje, a to v jv. a sz. časti panvy.

V juhovýchodnej časti sa toto súvrstvie vyznačuje monotónnym pelitickým vývojom, ktorý reprezentujú sivé, dokonale vrstvomité, jemne piesčité vápnené íly šlírového charakteru. Tieto sedimenty sa usadzovali v pokojných podmienkach neritickej zóny. Vyznačujú sa málo premenlivou mikrofaunou, tvorenou prevažne aglutinovanými foraminiferami. Dominantné postavenie v spoločenstve majú zástupcovia čeľade Lituolidae, Astorhizidae a druh *Gaudryina scabra* BRADY.

V severozápadnej časti panvy je litologický a faunistický vývoj súvrstvia rozčlenený vertikálne. Súvrstvie tvoria prevažne sivozelené až zelenosivé piesčité vápnené íly, silne sľudnaté, ktoré sú nevrstvomité alebo len nedokonale vrstvomité (Špička a Zapletalová, 1964). V bazálnej a strednej časti súvrstvia sa zistili (vrť Kuklov-3; Ostrolúcky a Jiříček, 1986) vrstvy pieskov a pieskovcov hrubé 1 – 3 m. Piesky v strednej časti súvrstvia boli v minulosti neformálne nazvané ako závodské piesky, neskôr ako kuklovské piesky (Ostrolúcky a Jiříček, l. c.).

Sedimenty *lakšárskeho súvrstvia* sa usadzovali v hlbokomorskom batyálnom prostredí (Kováč a Hudáčková, 1997). Súvrstvie dosahuje hrúbku až 1 000 m.

Závodské súvrstvie

Závodské súvrstvie (Špička a Zapletalová, 1963) je zložené z bazálneho *šaštínskeho piesku*, deltovo-aluviálnych sedimentov *jablonických zlepenčov* a morských až brakických panvových usadení.

119 jablonický zlepenec: polymiktné zlepence, pieskovce (karpat)

Jablonický zlepenec (Buday, 1955c) sa v regióne nachádza na západnom okraji Malých Karpát medzi obcami Prievaly a Osuské. Reprezentujú ho polymiktné zlepence, smerom do nadložia prechádzajúce do pieskovcov (fototab. I, obr. 3 – 4). Zlepence sú zložené z obliakov mezozoických vápencov, kremencov, kremeňa, rohovcov, kriedových a paleogénnych pieskovcov, granitoidov, fylitov a bazických efuzív. Opracovanie obliakov v zlepencoch je veľmi dobré až dokonalé, vytriedenie je zlé. Miestami sa striedajú vrstvy s rôznou zrnitosťou s pomerne dobre vytriedeným materiálom. Najviac rozšíreným typom sú drobné až strednozrnné zlepence s veľkosťou obliakov od 2 do 10 cm. Tmel v zlepencoch je vápnito-piesčitý, miestami len vápnitý. Pieskovce sú hnedosivej a modrosivej farby.

Jablonický zlepenec sa považoval za bazálny člen *lakšárskeho súvrstvia* (Cicha in Buday et al., 1963a). Novšie Kováč et al. (1991a, 2001) zastávajú názor, že zlepenec predstavuje regresívnu fáciu stratigrafického rozsahu neskorý karpat – raný báden. Na základe faciálneho vývoja a superpozičných vzťahov sme *jablonický zlepenec* stratigraficky začlenili do vrchného karpátu a z litostratigrafického hľadiska ako člen *závodského súvrstvia*.

Sedimenty *jablonických zlepenčov* reprezentujú usadeniny deltovo-aluviálnych kuželov (Baráth, 1993a; Kováč, 1985, 1986). Ich hrúbka je od niekoľko metrov až do prvých desiatok metrov.

118 lábske vrstvy: šlíry a piesky (vrchný karpat) (len v reze)

Lábske vrstvy (pôvodne lábske ostrakódové vrstvy; Buday, 1955a, b) pozostávajú z pestrých, väčšinou zelenkavých, sivých a tmavosivých muskovitických „šlírov“ s polohami pieskov (Jiříček, 1988b). V terminálnej časti týchto vrstiev sa nachádzajú tzv. malacké piesky, ktoré dosahujú hrúbku až 200 m (Jiříček in Gaža et al., 1983). Sklony vrstiev „malackých pieskov“ sú 20 až 30° (Bílek, 1956).

V *lábskych vrstvách* sa zistili dve biofácie: brakická a sladkovodná (Buday a Cicha, 1956; Jiříček in Gaža et al., 1983). Pre brakickú biofáciu je charakteristický výskyt zakrpatených foraminifer *Elphidium macellum*, *Florilus boueanus*, *Stanforthia schreibersiana*, *Protoelphidium granosum*, *Cibicides* sp. a i. Spolu s uvedenými foraminiferami sa vyskytujú bivalvie *Congeria basteroti* a gastropódy rodu *Hydrobia* (Jiříček in Gaža et al., 1983). Sladkovodná biofácia sa vyznačuje výskytom tenkostenných ostrakódov podčeľade Candoninae a charofytmi (Buday a Cicha, 1956; Jiříček in Gaža et al., 1983). *Lábske vrstvy* sú vyvinuté na juhu slovenskej časti Viedenskej panvy v okolí Malaciek, Lábu, Jakubova, Suchohradu, Vysokej pri Morave a Lozorna (Jiříček in Gaža et al., 1983). *Lábske vrstvy* dosahujú hrúbku až 1 147 m (vrt Malacky-20; Biela, 1978).

117 íly, ílovce, pieskovce, vápence (vrchný karpat)

Panvové sedimenty *závodského súvrstvia* (Špička a Zapletalová, 1963) vychádzajú na povrch v širšom okolí obce Lakšárska Nová Ves. Tvoria ich sivé, dokonale vrstvomité vápnité íly a ílovce, miestami s častými vrstvičkami bielosivého vápenca, ktoré sa nepravidelne striedajú s rôzne hrubými vrstvami svetlosivých vápnitých pieskovcov. Na báze súvrstvia je *šaštínsky piesok*. Pelitické sedimenty *závodského súvrstvia* sú faunisticky takmer sterilné alebo obsahujú netypické a málo charakteristické spoločenstvá mikrofauny. Vrstvy obsahujúce typickú morskú mikrofaunu sa vzhľadom na celkovú hrúbku súvrstvia vyskytujú len v nepatrných miestach. V sedimentoch *závodského súvrstvia* sa vyskytujú vrstvy s redeponovanými foraminiferami, ktoré boli diverzifikované a veľkostne vytriedené. Okrem nich sa v týchto sedimentoch našli zvyšky rýb, ihlice hubiek, rozsievky, rádiolárie a úlomky ostrakódov a makrofauny. Toto súvrstvie sa najpravdepodobnejšie usadzovalo v plytkovodnom brakickom až sladkovodnom prostredí s prevažne nepriaznivými podmienkami na rozvoj mikrofauny. Len v širšom okolí lakšárskej elevácie a v oblasti Šaštína v tesnom nadloží *šaštínskych pieskov* a v jednej polohe vo vyššej časti súvrstvia sa zistili bohaté asociácie morskej mikrofauny (Špička a Zapletalová, 1964).

Závodské súvrstvie je vyvinuté najmä v hlavných depresiách v sv. časti panvy približne južne od línie Smolinské – Štefanov – Šajdíkové Humence – Jablonica (Špička a Zapletalová, 1963).

Šaštínsky piesok: piesky s vrstvami ílov/ílovcov (vrchný karpát)

Šaštínsky piesok (Špička a Zapletalová, 1963) sa nachádza na báze *závodského súvrstvia*. Reprezentujú ho piesky s vrstvami pelitických hornín (ílov a ílovcov), ktoré obsahujú brakické foraminifery *Protoelphidium subgranosum* (EGGER) a rozsievky rodu *Coscinodiscus* (Jiříček, 1983). Bazálna časť *šaštínskych pieskov* je prevažne sterilná. Veľmi zriedka sa v nich zistili úlomky ostňov ježoviek a pyritizované embryonálne schránky mäkkýšov. Vo vyššej časti sa zistila zakrpatená globigerínová mikrofauna s charakteristickým druhom *Globigerina aff. dubia* EGGER, sprevádzaná kvantitatívne chudobným, ale kvalitatívne rôznorodým spoločenstvom drobných bentických foraminifer (*Bolivina*, *Caucasina*, *Gyroidina* a iné) (Špička a Zapletalová, 1964).

Pri Lakšárskej Novej Vsi sa v *šaštínskych pieskoch* nachádzajú pelitické polohy, v ktorých sa našli zvyšky rýb a diatomaceá (Jiříček in Gaža et al., 1983).

Šaštínsky piesok na základe fauny, ako aj morfológie telies má deltový pôvod (Jiříček, 1983).

Hrúbka *šaštínskych pieskov* je veľmi premenlivá. Kolíše od 100 m na vrtoch pri Smolinskom cez 220 m vo vrte Borský Jur-15, 260 m vo vrte Borský Jur-14 až do 400 m vo vrte Borský Jur-3.

Stredný miocén

Báden

116 brekcie (spodný? báden)

Na severných svahoch Devínskej Kobyly sa nachádzajú brekcie stmelené sintrom (fototab. IV, obr. 2). Ide o terestrické sedimenty, ktoré vznikli pravdepodobne v obdobiach, keď svahy Devínskej Kobyly boli súšou. Svedčiť o tom môžu sintrové obliaky navŕtané morskými organizmami (Mišík, 1980). Brekcie sú zložené z chaoticky usporiadaných úlomkov karbonátov bezprostredného predterciérneho podložja (fototab. IV, obr. 2). Dosahujú hrúbku do prvej desiatky metrov.

Za Technickým sklom sa nachádzajú brekcie zložené z ostrohranných úlomkov spodnotriasových kremencov bez viditeľného stmelenia sintrami (fototab. IV, obr. 1). Nachádza sa v nich skalné okno s priemerom asi 1 m. Podľa Lehotského (1992), ktorý sa vo svojej práci venoval javom krasu a pseudokrasu Devínskych Karpát, môže ísť o sedimenty nie mladšie ako spodný báden.

Lanžhotské súvrstvie (spodný báden)

Lanžhotské súvrstvie (Špička, 1966a) reprezentuje spodnobádenské sedimenty Viedenskej panvy, na báze ktorých sa nachádzajú transgresívne *kútske vrstvy* tvorené variabilným zastúpením zlepcov, pieskovcov rôznej zrnitosti a pestrých pelitov. Okrajové sedimenty tohto súvrstvia reprezentuje zohorský konglomerát nachádzajúci sa pri západnom okraji Malých Karpát (Gaża et al., 1983). Panvové sedimenty *lanžhotského súvrstvia* reprezentujú zelenkavé sivé vápnité íly, ktoré v oblasti Malacky – Kúty dosahujú hrúbku až 600 m. V nich sa nachádzajú len ojedinelé vrstvy pieskov prevažne vo forme šošoviek. V termínálnej časti *lanžhotského súvrstvia* sú tzv. gajarské piesky (Jiříček in Gaža et al., 1983).

115 kútske vrstvy: zlepenec, štrky, pieskovce, pestré íly (len v reze)

Sedimenty *kútskych vrstiev* (Špička, 1966b) sa zistili len vo výplni Viedenskej panvy. Zastupujú ich zlepenec, štrky a pieskovce, v ktorých sa nachádzajú pestré íly, alebo uvedené klastické sedimenty prechádzajú do pestrých ílov. Pomerné zastúpenie jednotlivých litologických typov sa v jednotlivých častiach panvy mení. Severne od Malaciek (vrť Malacky-47) *kútske vrstvy* pozostávajú z vápnitých pieskovcov, zlepcov a zelenosivých a pestrých vápnitých ílovcov, ktoré dosahujú hrúbku 250 m. Juhozápadne, južne a východne od Malaciek sú vyvinuté zlepenec, ktoré ležia diskordantne na *lábskych vrstvách* karpatského veku. Reprezentujú ich hrubozrnné až drobnozrnné zlepenec prechádzajúce do pieskovcov. Vo vrte Vysoká-4 zlepenec dosahujú hrúbku 130 m. V pelitických vrstvičkách v *kútskych vrstvách* vo vrte Vysoká-5 (1 873 m) sa našla mikrofauna korelovateľná so spodnobádenskou. Zistili sa taxóny *Orbulina suturalis* BRONN., *Globorotalia aff. scitula* (BRADY), *Planulina wuellerstorfi* (SCHWAGER) a *Bolivina vienensis* MARKS (Špička a Zapletalová, 1965). V oblasti obcí Studienka a Veľké Leváre sú *kútske vrstvy* zložené prevažne z usadenín, ktoré sa vyznačujú častým striedaním rôznych facií, zvlášť sivých a pestrých, červenohnedo škrvnitých vápnitých ílov a ílovcov, vápnitých pieskovcov, pieskov a nepravidelne zvrstvených zlepcov a štrkov (Špička, 1966b).

Vo vrtoch v okolí obce Závod netvorí pestré íly súvislé súvrstvie, ale striedajú sa v ňom vrstvy pestrej a sivej farby. Litologický charakter pestrých ílov je vo všeobecnosti rovnaký, ale v zastúpení pieskov (pieskovcov) sa prejavuje väčšia faciálna nestálosť. Uvedené sedimenty sa vyznačujú výskytom netypickej alebo redeponovanej mikrofauny (Bílek, 1966).

V oblasti mesta Břeclav a obce Lanžhot (mimo zmapovaného územia) sa v bazálnych spodnobáden-
ských sedimentoch zistili kryštáliky anhydritu (Špička, 1959).

Obliaky v zlepenoch *kútskych vrstiev* v oblasti Lozorna a Vysokej pri Morave sú zložené prevažne z me-
tamorfítov (svorov, fylitov) a kremencov, v okolí Lábu z dolomitov. V oblasti Malaciek sa v zlepenoch na-
chádzajú vápence, dolomity, kremence, svory, fylity a porfýrické horniny. V okolí obcí Závod, Studienka
a Kúty prevažujú v zlepenoch obliaky vápencov a kremencov. V malej miere sú v nich zastúpené svory,
fylity, porfýrické horniny, pieskovce a rohovce (Starobová ex Špička, 1966b).

V terminálnej časti *kútskych vrstiev* (vrty Leváre-1 a -4) sa zistili sivé íly so spodnobádenskou mikrofau-
nou (Špička a Zapletalová, 1965). Tieto sedimenty postupne prechádzajú do nadložných pelitov *lanžhotské-
ho súvrstvia*.

114 „zohorský konglomerát“: zlepenec s medzivrstvami ílov (spodný báden) (len v reze)

„Zohorský konglomerát“ sa zistil vo vrte DNV-1 (440 – 587 m) pri Devínskej Novej Vsi (Vass et al.,
1988b). Tvoria ho zlepenec, v ktorých prevažnú časť obliakov reprezentujú mezozoické karbonáty. V zle-
penoch sa zistili bivalvie rodu *Ostrea* (Ondrejčíčková, 1987). V tenkých vrstvách ílov v zlepenoch sa našla
vápnitá nanoflóra zóny NN 5 s druhmi *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE, *Discoaster variabilis*
MARTINI et BRAMLETE a *Coronosphaera* sp. (Lehotayová, 1989) a foraminifery *Uvigerina macrocarinata* PAPP
et TURNOVSKY, *Planularia antillea ostraviensis* VAŠIČEK a *Praeorbulina glomerosa* (BLOW) (Zlinská, 1992).

113 íly, ílovce s vrstvami pieskov (spodný báden) (len v reze)

Pelitické sedimenty *lanžhotského súvrstvia* v tesnom nadloží klastických *kútskych vrstiev* obsahujú boha-
té spoločenstvá vápnitých, miestami aj zmiešaných vápnitých a aglutinovaných foraminifer. Najvýznamnejšie
z nich sú veľké ornamentované „lagenidy“, napr. *Robulus echinatus* (ORB.), *R. imperatorius* (ORB.) a *Planu-
laria antillea ostraviensis* VAŠIČEK. Okrem nich sa v týchto spoločenstvách vyskytovali *Bolivina antiqua* ORB.,
Uvigerina pygmaea PAPP et TURNOVSKY, *Planulina wuellerstorfi* (SCHWAGER) atď. Tieto spoločenstvá patria
v zmysle Grilla (1943) do spodnej časti lagenidovej zóny.

Vo výplni Viedenskej panvy na báze *lanžhotského súvrstvia* sa nachádzajú väčšinou drobnozrnné pie-
sky, v ktorých sa vo vrte Leváre-4 našla bohatá mikrofauna s *Globigerinoides trilobus* (Jiříček in Gaža et al.,
1983).

Stredný báden

Strednobádenské sedimenty v regióne zastupuje terestrické *devínskonovoveské súvrstvie* (Vass et al.,
1988b; Fordinál in Kohút et al., 2007; Fordinál et al., 2010) a morské usadeniny *jakubovského súvrstvia*
(Špička, 1966b; Vass, 2002).

Devínskonovoveské súvrstvie (stredný báden)

Devínskonovoveské súvrstvie (pôvodne *devínskonovoveské vrstvy*; Vass et al., 1988b) reprezentujú via-
ceré litofácie. V najväčšej miere sú zastúpené brekcie, štrky (111) a nevápnité piesky (110). V menšej miere
sa v tomto súvrství vyskytujú aj íly, uhoľné íly a lignity (109) a na jednej lokalite aj rhyolitové tufy (108).

Devínskonovoveské vrstvy sme začlenili do hierarchicky vyššej jednotky – súvrstvia (Fordinál in Kohút et
al., 2007; Fordinál et al., 2010) – vzhľadom na jeho genézu (aluviálne, aluviálno-deltové terestrické sedimen-
ty, čiastočne litorálne sedimenty), rôznorodú litologickú náplň (štrky, brekcie, piesky, íly, uhoľné íly a lignity,
tufy), ako aj hrúbku (zistená maximálna hrúbka vo vrte DNV-1 je až 330 m). *Devínskonovoveské vrstvy* sa
doteraz začleňovali do *jakubovského súvrstvia* (Vass et al., 1988b; Vass, 2002), ktoré reprezentuje morské
sedimenty.

112 devínskonovoveské súvrstvie, nečlenené (len v reze)

Vzhľadom na malú hrúbku jednotlivých litologickým členov sme sedimenty *devínskonovoveského súvr-
stvia* znázornili v reze v celku.

111 brekcie a štrky

Štrky a brekcie *devínskonovoveského súvrstvia* sa nachádzajú na svahoch Malých Karpát medzi Brati-
slavou-Devínskou Novou Vsou a obcou Kuchyňa. Na území sa nachádza stratotyp (vrt DNV-1) aj čiastkový
stratotyp (zárez lesnej cesty s. od obce Borinka) *devínskonovoveského súvrstvia*.

Čiastkový stratotyp *devínskonovoveského súvrstvia* sa nachádza na severnom okraji obce Borinka v záreze lesnej cesty vedúcej na hrad Pajštún. V stenách tohto zárezu dlhého okolo 70 m a vysokého až 8 m vystupujú takmer monomiktné žulové brekcie zložené z chaoticky uložených ostrohranných blokov granitoidov (do 40 cm). Ich podiel v hornine je až 95 %. V brekciách sa ojedinele nachádzajú slabo opracované úlomky kremeňov a silne zvetrané úlomky kryštalických bridlíc (do 2 cm). V týchto brekciách sa zistila 20 až 60 cm hrubá poloha štrkov tvorená dobre opracovanými obliakmi granitoidov do 10 cm a ojedinele kremeňa do 3 cm. Matrix je prachovo-piesčitý, s vysokým obsahom muskovitu, nevápnitý, resp. slabo vápnitý. Reprezentuje materiál fosílnych kôr zvetrávania prevažne na granitoidných horninách. Tieto usadeniny z genetického hľadiska reprezentujú sedimenty sutinových a múrových kužeľov (Vass et al., 1988b).

V širšom okolí Lozorna sa vyskytujú brekcie, zložené prevažne z úlomkov granitoidov (fototab. II, obr. 1 – 2), ako aj balvanovité štrky, v ktorých sú okrem granitoidných obliakov a úlomkov zastúpené vo väčšej miere aj spodnotriasové kremence a metamorfity. Bloky kremencov dosahujú veľkosť až do 5 – 6 m a ojedinele aj viac (fototab. II, obr. 1). V minulosti sa považovali za primárne východy (kremencové útesy v mori blízko pobrežia) a zdroj kremencového materiálu (Buday, 1957).

V menšej miere sú v *devínskonovoveskom súvrství* zastúpené dobre opracované štrky s obliakmi granitoidov, kremencov a metamorfítov (fototab. II, obr. 3 – 4). Obliaky dosahujú veľkosť priemerne 10 cm, ojedinele až 20 cm.

Sedimenty *devínskonovoveského súvrstvia* boli zastihnuté vrtom MKZ-1 (3,3 – 181,0 m) sv. od Stupavy v údolí Vápeničného potoka. Vrt zastihol balvanovité brekcie, zlepenice, pieskovce, piesky a štrky. V spodnej časti vrtu (52 – 181 m) v obliakovom materiáli dominovali metamorfity (pararuly a amfibolity), ojedinele sa vyskytovali granitoidy, kremence a veľmi zriedkavo vápence. V strednej časti vrtu (18 – 52 m) v obliakovom materiáli prevládali metamorfity, ale hojne sa vyskytovali aj granitoidy, v menšej miere kremence. Klastický materiál vrchnej časti vrtu (3,3 – 18,0 m) tvorili výlučne zvetrané leukokratiné granitoidy (Baráth, 1993a).

110 nevápnité piesky

Piesky reprezentujú veľmi rozšírený litotyp v *devínskonovoveskom súvrství*, kde sa vo vertikálnom smere striedajú s brekciami, štrkami a ílmi. Vyskytujú sa v priestore od Stupavy až po obec Kuchyňa (fototab. II, obr. 5 – 6).

Piesky sú žltej a žltohnedej farby, nevápnité, stredno- až hrubozrnné, niekedy s tenkými vrstvičkami drobnozrnných štrkov a preplástkami (1 – 2 cm) ílov. Vo vrte PKH-2 (Borinka) boli tieto piesky na základe sedimentologického vyhodnotenia charakterizované ako strednozrnné, so štrkovou a prachovou prímiesou. Na základe hodnôt sigma Fi (1,4 – 2,6) boli začlenené k zle až veľmi zle triedeným sedimentom (Nagy in Polák a Nagy, 1993).

V pieskoch sa zistili ťažké minerály pochádzajúce z metamorfítov (svorov až pararúl, v menšej miere amfibolitických hornín) tatrika bratislavského masívu (granát a staurolit, často s inklúziami ilmenitu, fibrolitický sillimanit, zelený amfibol, ilmenit, časť apatitu), ako aj zo samotných granitických hornín najmä bratislavského, menej modranského masívu (zirkón s typologickými subtypmi S₂ – S₁₂, časť apatitu, granátu a ilmenitu). Prítomné boli aj rezistentné minerály, pravdepodobne viacnásobne preplavené, pochádzajúce zo starších mezozoických až neogénnych klastických sedimentov (tab. 1).

V pieskoch *devínskonovoveského súvrstvia* sa doteraz nezistili žiadne fosílné zvyšky.

Z genetického hľadiska zaraďujeme tieto piesky v prevažnej miere k distálnym aluviálnym náplavom. Distálna časť pieskových akumulácií s medzivrstvami štrkov sa usadila v litorálnej zóne, kde boli aluviálne sedimenty prepracované morským vlnením v procese regionálneho stúpania morskej hladiny (Baráth in Fordinál et al., 2010).

109 hrdzavo škvrnité íly, uhoľné íly, lignity

Ílová litofácia sa v *devínskonovoveskom súvrství* vyskytuje v porovnaní s ostatnými litofáciami v menšej miere. Najväčšie plošné rozšírenie tejto litofácie sa zistilo východne od Lozorna v časti Na vrškoch. V menšej miere sa zistila sv. od Červeného domčeka a vo veľmi malom rozsahu v záreze cesty v. od Lozorna v časti Bukovina a v okolí obce Kuchyňa (fototab. II, obr. 6). Túto litofáciu reprezentujú svetlosivozelené, hrdzavo škvrnité nevápnité íly s rôznym obsahom piesčitej frakcie. V íloch sa po prvýkrát zistili palynomorfy pochádzajúce z vlhkomilných a príbrežných rastlín rodov *Betula*, *Nuphar*, *Osmunda*, *Salix*, *Sphagnum*, čeľade Ranunculaceae, Selaginellaceae a zvyšky húb a spór machov (Vaněková, 2007). Na základe získaného paleofloristického spoločenstva Vaňeková (l. c.) predpokladá, že v čase usadzovania fosilonosných sedimentov bolo v ich okolí vlhké prostredie. Mohli to byť brehy vodných plôch alebo tokov.

Táto litofácia sa zistila aj vo vrtoch HGP-3 pri Stupave (Nagy in Kantor et al., 1992) a PKH-2 v Borinke (Nagy in Polák a Nagy, 1993), v ktorých ju reprezentovali vrstvy tmavo sfarbených ílov, uhoľných ílov a lignitov.

Íly devínskonovoveského súvrstvia predstavujú akumulácie aluviálnych medzitokových plošín a v distálnej časti prechádzajú do podobných facií deltových plošín (Baráth in Fordinál et al., 2010).

Tab. 1. Výskyt ťažkých a ľahkých minerálov v pieskoch devínskonovoveského súvrstvia (Uher, 2008).

	ZN-6	ZN-9a	ZN-9b	ZN-9c	ZN-12	ZN-15	ZN-16	ZN-17	ZN-19	ZN-20	ZN-21	ZN-22	ZN-23
granát	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
staurolit	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
sillimanit					X		X	X	X	X			
amfibol		X			X	X			X				
epidot		X		X	X	X	X	X		X			
apatit	X	X	X	X	X	X	X	X		X	X		
zirkón	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
turmalín	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
rutil	X	X		X	X	X	X	X		X	X	X	
ilmenit	X	X	X	X	X	X	X	X	X			X	X
anatas		X				X							
biotit	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
muskovit			X	X				X		X		X	X
chlorit	X								X		X		
limonit											X		

	ZN-25	ZN-26	ZN-28	ZN-29	ZN-34	ZN-35	ZN-36	ZN-37	ZN-39	ZN-40	ZN-42	ZN-43	ZN-52
granát	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
staurolit	X	X	X	X	X	X	X		X	X	X	X	X
sillimanit		X			X				X	X			
amfibol				X	X	X	X			X	X		
epidot		X	X	X	X	X	X	X	X	X			
apatit	X	X	X	X	X	X	X		X	X	X	X	X
zirkón	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
turmalín	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
rutil	X		X		X	X	X	X	X	X	X	X	X
ilmenit		X	X	X	X	X			X		X		X
anatas											X		
biotit	X	X	X	X	X			X	X	X	X	X	
muskovit	X	X			X			X	X	X	X		X
chlorit			X	X								X	X
limonit			X						X				

108 kuchynský tuf: ryolitové tufy

V nevápntých pieskoch devínskonovoveského súvrstvia sa zistil výskyt bielych a sivobielych tufov. Našli sa v prirodzenom aj umelom odkryve (vyvrátený strom) vo svahu veľkého výmoľa j. od obce Kuchyňa (fototab. II, obr. 7). Bol pomenovaný ako *kuchynský tuf* (Šimon et al., 2009). Tuf má podpornú stavbu matrixu a je zložený z klastov a úlomkov skla. Klasty majú strapaté okraje a úlomky skla sú charakteristicky vyduté dovnútra, čo poukazuje na to, že ide o uloženie napadaných tufov (*ash-fall*). Pre úlomky vulkanického skla sú charakteristické stopy po trhaní expandujúcimi plynmi. Prítomné výrastlice plagioklasu a biotitu sú produktom explozívne dezintegrovannej juvenilnej magmy. Sklo má ryolitové zloženie. Vystupujú tu aj drobné kryštaloklasty živcov, kremeňa a biotitov. Bol tu identifikovaný aj ortopyroxén, apatit, ilmenit a titanomagnetit. V medzizrnových priestoroch a póroch sa nachádza výplň typu illit-smektit a kaolinit. V základnej hmote sú kryštaloklasty tabuľkovitého plagioklasu, biotitu s tabuľkovitým, lištovitým a ihličkovitým habitom a kremeňa (Šimon et al., l. c.).

Na vrstvových plochách tufov sa vyskytovali prevažne zle zachované odtlačky listov a plodov. Boli identifikované listy patriace k druhu *Daphnogene polymorpha*, *Junglans* sp., *Dictylophyllum* sp., ?*Salix varians* (fototab. II, obr. 8), ?*Ampelopsis* sp. a ?*Quercus* sp. a zástupcom čelade Lauraceae (Kučerová in Fordinál et al., 2010).

Jakubovské súvrstvie (stredný bádén)

Jakubovské súvrstvie (Špička, 1966b) reprezentuje morské až brakické sedimenty strednobádenského veku. Jeho členmi sú *levárske piesky* (Jiříček, 2002), *žižkovské vrstvy* a *stupavské vrstvy*, v rámci ktorých sme vyčlenili dve litofácie (106, 105) (Fordinál in Fordinál et al., 2009). Panvové usadeniny *jakubovského súvrstvia* reprezentujú íly (104) a prachovce (103).

levárske piesky: piesky

Levárske piesky (Jiříček, 2002) sa zistili na báze *jakubovského súvrstvia* v kútskej depresii, v levárskej a studienskej priehlbine. Je pre ne charakteristický výskyt bivalvií rodu *Ostrea* a foraminifer rodu *Ammonia* (Jiříček, l. c.).

107 žižkovské vrstvy: zlepenec, pestré íly, piesky a pieskovce

Žižkovské vrstvy (Buday, 1946) sa v regióne zistili na povrchu lakšárskej elevácie v širšom okolí Lakšárskej Novej Vsi a Borského Mikuláša¹. Nachádzajú sa ako denudačné zvyšky na vyvýšeninách tvorených pelitickými sedimentmi *závodského súvrstvia* karpatského veku (fototab. I, obr. 6 – 8). Tieto sedimenty majú transgresívny charakter a ležia diskordantne na podložných sedimentoch (Rosenman a Zapletalová, 1956). *Žižkovské vrstvy* sú reprezentované polymiktnými štrkami, hrdzavohnedými pieskami a pestro sfarbenými ílmi. Obliaky v zlepencoch sú zložené z vápencov, dolomitov, kremencov, kremeňov a ojedinele aj granitoidov. V týchto sedimentoch sa zistili prevažne redeponované fosílie zo sedimentov karpatského veku. Ojedinele sa v nich našli bádenské mäkkýše a charakteristická mikrofauna stredného bádenu – zóny aglutinancií (Gabčo a Špička 1970).

Cez sedimenty *žižkovských vrstiev* prenikol vrt ZNV-27 realizovaný z. od kóty 281 Ruženica (j. od Borského Mikuláša). Tvoria ich hnedo sfarbené hrubozrnné štrky s dobre zaoblenými obliakmi vápencov a dolomitov s priemerom do 8 cm, ktoré sa striedajú s hnedo škvrnitými piesčitými ílmi (Fordinál et al., 2012).

Vo výplni Viedenskej panvy cez *žižkovské vrstvy* prenikli naftové vrty v typickom litologickom vývoji v oblasti Studienky a medzi Studienkou a Malackami. Nachádzajú sa v transgresívnej pozícii na *lanžhotskom súvrství* spodnobádenského veku. Na ich báze sa vyskytujú zlepenec prechádzajúce do pestrých ílov, pieskov a pieskovcov. Piesčité obzory majú šošovkovitú povahu. Ich prechod do nadložných pieskov *stupavských vrstiev* je litologicky a faunisticky pozvoľný. *Žižkovské vrstvy* dosahujú hrúbku až 150 m (Špička a Zapletalová, 1965).

Stupavské vrstvy

Stupavské vrstvy je nový názov namiesto názvu lábsky amfistegínový obzor (Buday, 1955b), neskôr lábsky obzor *hrušeckých vrstiev* (Špička, 1966b) a *lábcke piesky* (Baráth et al., 2001), pretože adjektívum lábsky už použil Buday (1955c) v publikovanej práci na pomenovanie karpatských sedimentov v brakickom až sladkovodnom vývoji.

Stupavské vrstvy sa vyskytujú na svahoch Vrchnej hory² (fototab. III, obr. 1), ako aj susednej nepomenovanej kóty jv. od Stupavy a v okolí kóty Rakytovec sv. od Stupavy (fototab. III, obr. 4). Sedimenty *stupavských vrstiev* pozostávajú z pieskov s tenkými vrstvami pieskovcov (106) a litotamniových vápencov (105).

¹ Na stratigrafické zaradenie pestrých vrstiev nachádzajúcich sa v nadloží šlírových sedimentov karpatského veku na lakšárskej elevácii existuje viacero názorov. Matějka (1937) ich začlenil k bazálnym bádenským (tortónskym) sedimentom. Neskôr boli priradené k regresívnym usadeninám karpatského veku (Cílek a Cícha, 1956) alebo k bazálnym sedimentom spodnobádenského (spodnotortónskeho) veku (Buday a Špička, 1959). Na základe mikrobiostratigrafického zhodnotenia sedimentov vrtov z radu Lv (napr. Lv-353, -354) a niektorých povrchových východov boli pestré vrstvy biostratigraficky začlenené do stredného bádenu, zóny aglutinancií, a litostratigraficky boli zaradené do pester žižkovskej fácie (Gabčo a Špička, 1970).

² V minulosti sa piesky a pieskovce s faunou a vrstvami litotamniových vápencov nachádzajúce sa na Vrchnej hore pri Stupave stratigraficky zaraďovali rôzne. Buday (in Buday et al., 1962) tieto sedimenty koreloval s tzv. lábckym amfistegínovým horizontom, ktorý sa začleňoval na bázu vrchného tortónu (stredný bádén). Na bázu vrchného tortónu tieto sedimenty zaradili aj Cícha a Seneš (in Buday et al., 1965). Na regionálnej geologickej mape Záhorskej nížiny v M 1 : 50 000 boli tieto sedimenty začlenené do devínskej série vrchnobádenského veku (Baňacký a Sabol, 1973). Na mape Bratislava a okolia v M 1 : 25 000 (Vaškovský et al., 1988), ako aj na mape Malých Karpát v M 1 : 50 000 (Plašienka et al., 1993a) boli zaradené do *studienkeho (studienčanského) súvrstvia* vrchnobádenského veku.

106 vápnité piesky a pieskovce

Vápnité piesky a pieskovce *stupavských vrstiev* sa vyskytujú na svahoch Vrchnej hory (fototab. III, obr. 1), ako aj susednej nepomenovanej kóty jv. od Stupavy, vo svahu kopca pri cintoríne v Stupave (fototab. III, obr. 2) a v okolí kóty Rakytovec (fototab. III, obr. 4). Piesky sú žlté a sivožlté sfarbené, drobné- až strednozrné. Nachádzajú sa v nich schránky morských mäkkýšov. Z presnejšie nelokalizovaného odkryvu na svahu Vrchnej hory opísal Buday (1939) bohaté spoločenstvo morských gastropódov a bivalvií. Zo stratigraficky významných druhov zistil bivalvie *Flabellipecten besseri* (ANDR.), *F. solarium* (LAM.), *Aequipecten elegans* (ANDR.), *A. malvinae* (DUB.) a i., ktoré sa stratigraficky viažu na báden. Morskú, bližšie nešpecifikovanú faunu mäkkýšov uvádzajú Vass a Špička (1970) zo zárezu cesty v. od kóty Rakytovec. Okrem mäkkýšov sa v pieskoch *stupavských vrstiev* našla aj fauna foraminifer. Zistila sa v pieskoch na svahoch Vrchnej hory a nepomenovanej kóty sv. od Vrchnej hory, v záreze lesnej cesty jv. od kóty Rakytovec a v odkryve vo svahu j. od uvedenej kóty. V pieskoch boli identifikované chudobné a málo diverzifikované spoločenstvá foraminifer, v ktorých mali najhojnejšie zastúpenie zástupcovia rodu *Elphidium* [*E. crispum* (L.), *E. macellum* (F.-M.), *E. fichtelianum* a *E. rugosum* (ORB.)] a druh *Ammonia beccarii* (L.). Okrem nich boli v získaných asociáciách prítomné taxóny *Asterigerinata planorbis* (ORB.) a *Uvigerina semiornata semiornata* ORB. (Zlinská, 2007).

V pieskoch *stupavských vrstiev* sa nachádzajú nesúvislé vrstvy a šošovky pieskovcov, ktoré boli na základe petrografického vyhodnotenia začlenené k jemnozrným vápniatým subarkózam (Siráňová, 2007).

Sedimenty *stupavských vrstiev* sa zistili v nadloží usadenín *devínskonovoveského súvrstvia* vo vrte DNV-1. Reprezentujú ich drobné- a strednozrné piesky až pieskovce. Zistila sa v nich bohatá fauna mäkkýšov, reprezentovaná najmä bivalviami *Chlamys flava* (DUBOIS), *Ch. multistriata* (POLI), *Parvilucina dentata* DEFANCE, *Cardides partschi* (GOLDFUSS) a i. (Ondrejčíková, 1987). *Stupavské vrstvy* boli identifikované aj v hydrogeologickom vrte HGP-3 situovanom pri diaľnici smerom do Brna jz. od Stupavy. Tvoria ich svetlosivé drobnnozrné piesky s tenkými vrstvami pieskovcov, v ktorých sa našla bohatá fauna reprezentovaná gastropódmi *Clithon pictus* (FÉR.), *Rissoa turricula* (EICHW.) a *Turritella bicarinata* EICHWALD, bivalviami *Parvilucina dentata* (DEFR.), foraminiferami *Asterigerinata planorbis* (ORB.), *Elphidium fichtelianum* (ORB.) a *Ammonia beccarii* (L.) a otolitmi rýb čeľade Gobiidae (Fordinál et al., 2003).

Piesky *stupavských vrstiev* sa nachádzajú aj vo výplni Viedenskej panvy na lábskej elevácii. Reprezentujú ich svetlosivé drobné- a strednozrné vápniaté piesky a pieskovce, v ktorých sa vyskytujú vrstvičky (do 10 cm) zelenosivých a sivých hrubozrných pieskov a drobnozrných štrkov. Obliaky štrkov sú väčšinou dobre zaoblené, len miestami sa v nich nachádzajú ostrohranné úlomky. Obliaky pochádzajú z kryštalickej (granodiority, kremité diority) aj sedimentárnych (tmavé bridlice, vápence, dolomity) hornín Malých Karpát. V pieskoch sa nachádzajú aj vrstvičky tvorené schránkami mäkkýšov rodov *Pecten*, *Pteromerys*, *Corbula*, *Leda* a *Anomia* (Dlabač, 1971). Zistili sa v nich aj foraminifery *Amphistegina* sp., *Elphidium crispum* (L.), *Ammonia beccarii* (L.) atď. (Špička a Zapletalová, 1965).

V pieskoch *stupavských vrstiev* na Vrchnej hore sa nezistila stratigraficky významná fauna. Ich stratigrafické zaradenie vychádza zo superpozičných vzťahov zistených v okolitých vrtoch (DNV-1 a HGP-3).

Vo vrte DNV-1 a HGP-3 v nadloží *devínskonovoveského súvrstvia* sa nachádzajú piesky s vrstvami pieskovcov s bohatou morskou faunou. Vzhľadom na stratigrafické zaradenie nadložných ílov do stredného bádenu sme ich zaradili do stredného bádenu. Podobne ani piesky v okolí kóty Rakytovec neobsahujú stratigraficky významnú mikrofaunu. Ich stratigrafické zaradenie vychádza z geologickej stavby okolia. V rovnakej morfopozícii neďaleko kóty Rakytovec v nadloží sedimentov *devínskonovoveského súvrstvia* ležia prachovce s obsahom morskej mikrofauny foraminifer poukazujúce na strednobádenský vek (Zlinská, 2007).

105 litotamniové vápence

Litotamniové vápence sa nachádzajú na vrchole Vrchnej hory (fototab. III, obr. 1), na jej jz. svahu, ako aj na svahu susednej nepomenovanej kóty jv. od Stupavy. Vápence sú svetlosivožltej farby a zvetrávajú do siva (fototab. III, obr. 5). Na povrchu zvetranej horniny sú stielky litotamnií, ojedinele aj odtlačky schránok mäkkýšov. Dominantné zastúpenie v hornine majú červené riasy, resp. ich fragmenty (fototab. III, obr. 6). Z rias boli identifikované druhy *Phymatolithon calcareum* (fototab. III, obr. 7), *Lithothamnion minervae* (fototab. III, obr. 8), *L. ramosissimum*, *L. valens*, *Sporolithon* sp., *Mesophyllum sancti-dionysii*, *Spongites* sp. a *Lithophyllum* sp. (Hrabovský a Fordinál, 2012). Okrem nich boli v hornine prítomné foraminifery (*Aphistegina* sp., *Borelis mello*, *Quinqueloculina* sp., *Triloculina* sp., *Anomalina* sp., *Planorbulina* sp. atď.), gastropódy, bivalvie a červy (*Serpula* sp.). Základná hmota bola rekryštalizovaná, spravidla mikritová/mikrosparitová, lokálne až sparitová. V hornine sa zistila prímes klastického nevytriedeného kremeňa do veľkosti až 1 mm. Vo vápencoch sa ojedinele vyskytovali úlomky granitoidov, metamorfítov a rohovcov (Boorová, 2007).

Z mikrofaciálneho hľadiska bolo možné vyčleniť riasovo-foraminiferovú, riasovo-gastropódovo-foraminiferovú a riasovo-machovkovo-foraminiferovú mikrofáciu (Boorová, l. c.)

Litotamniové vápence sme našli aj v okolí Borského Mikuláša³. Ich výskyt bol známy už v druhej polovici 19. storočia. Boli zobrazené na geologickej mape listu Šaštín (*Sassin*) v mierke 1 : 28 800 (Paul, 1863b) a spomínajú ich aj v článku Andrian a Paul (1864).

K litotamniovým vápencom *stupavských vrstiev* zaraďujeme aj horniny zastihnuté vo vrte HZ-1 (11,0 až 148,0 m) v Devínskej Novej Vsi (Polák et al., 1977). Švagrovský (1977) ich opisuje ako organodetrítické vápnité pieskovce s veľkým množstvom úlomkov litotamnií. V ich nadloží sa v uvedenom vrte nachádzali v hĺbkovom intervale 0,4 – 11,0 m zelené íly, ktoré boli začlenené do vrchného bádenu (Švagrovský, l. c.).

Litotamniové vápence boli preniknuté hlbokými naftovými vrtmi aj vo výplni Viedenskej panvy na lábskej elevácii. Zistili sa tri biohermy kuželovitého tvaru (Jiříček, 2002). Základným litotypom v biohermách boli riasové vápence, v ktorých boli tenké vrstvy (5 – 15 cm) ílovitých (amfistegínových) vápencov. Okrem týchto variet boli prítomné foraminiferovo-riasové a machovkovo-riasové vápence. Zo štruktúrneho hľadiska ide o biomikrudity a biomiksparudity. Lábske teleso možno charakterizovať ako biohermu, presnejšie ako akumuláciu vápenatého kalu s biodetrítom – kopu. Tenké vrstvičky ílovitých amfistegínových vápencov reprezentujú záznamy prestávok v raste kopy, vyvolané prínosom väčšieho množstva jemných klastík – zakalenie prostredia (Kysela, 1988b). Litotamniové vápence dosahujú hrúbku okolo 120 m (Dlabač, 1971).

104 íly

Panvové sedimenty *jakubovského súvrstvia* sú zložené zo sivozelených a modrosivých vápnitých ílov. Ich výskyt sa zistil na povrchu v základových jamách stavieb na západnom okraji Stupavy, na poliach a v záreze diaľnice z. od Stupavy. V uvedených sedimentoch sa našli bohaté spoločenstvá foraminifer, v ktorých boli identifikované druhy *Spiroplectinella carinata* (ORB.), *Uvigerina semiornata* ORB., *U. brunensis* KARRER, *Nonion commune* (ORB.), *Sphaeroidina bulloides* ORB. atď. (Zlinská, 2007). Okrem nich sa v týchto usadeninách našla aj vápnitá nanoflóra reprezentovaná taxónmi *Helicosphaera carteri* (WALLICH) KAMPTNER, *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER) ROTH, *Calcidus premacintyreii* THEODORIDIS a i. (Žecová, 2007).

Pelitické sedimenty *jakubovského súvrstvia* vo výplni Viedenskej panvy boli preniknuté naftovými aj hydrogeologickými vrtmi. Vo všeobecnosti ich tvoria sivé vápnité íly s vrstvami pieskov. Dosahujú hrúbku do 1 000 m.

103 prachovce

Severovýchodne od Stupavy na úpätí svahu pod zrúcaninou hradu Pajštún sa našiel denudačný zvyšok morských sedimentov. Reprezentujú ho svetložltého sfarbené prachovce, ktoré obsahujú chudobné spoločenstvá foraminifer. V nich boli zastúpené druhy *Bolivina dilatata dilatata* Rss., *Bulimina elongata elongata* ORB., *B. subulata* CUSH.-PARKER, *Globigerina tarchanensis* SUBB.-CHUTZ, *Amnodiscus miocenicus* KARRER, *Reophax pilulifer* BRADY a i. Posledná z uvedených foraminifer poukazuje na strednobádenský vek sedimentov (Zlinská, 2007).

Vrchný bádén

Vrchnobádenské sedimenty Viedenskej panvy reprezentuje *studienčanské súvrstvie* (Špička, 1966b), ktoré sa usadzovalo v morskom prostredí. Zastupujú ho okrajové plytkovodné sedimenty *sandberských vrstiev* a panvové pelitické usadeniny.

Studienčanské súvrstvie

Sandberské vrstvy (vrchný bádén)

Sandberské vrstvy (Baráth et al., 1994) sa vyskytujú na západnom okraji Malých Karpát, a to južne od Devínskej Novej Vsi (na Devínskej Kobyle), na území medzi Mariankou a Stupavou a v malej miere sú odkryté na úpätí Malých Karpát od Jablonového až po obec Rohožník. Na základe mapovacích prác v minulosti aj dnes bolo možné kartograficky zobraziť viacero litotypov (102, 101, 99, 98, 97).

³ V minulosti sa tieto vápence ťažili na stavebné účely. Použili sa na stavbu kostola v Borskom Petre (pričl. k Borskému Mikulášu) a na stavbu obytných domov (Katyk, 1951a).

102 brekcie a zlepence

Na báze *sandberských vrstiev*, ako to vidno na typovej lokalite Devínska Nová Ves-Sandberg (fototab. V, obr. 4), sa nachádzajú hrubozrnné až drobnozrnné brekcie, konglomeráty a piesčité konglomeráty, ktoré majú s predterciálnym podložím transgresívny styk (Baráth et al., 1994). Petrografické zloženie klastov kopíruje bezprostredné podložie, resp. okolie. Môžu tak mať prevahu dolomity, vápence, kremence alebo horniny kryštalinika. Úlomky klastov dosahujú veľkosť väčšinou do prvej desiatky cm, ale napr. v oblasti Záhorskej Bystrice dosahujú veľkosť až metrových blokov (fototab. IV, obr. 3 – 4). Rovnako ako na typovej lokalite sú zložené v prevažnej miere z karbonatických hornín tatrika (Koutek a Zoubek, 1936b, Baráth et al., 1994).

Kontakt s podložím je väčšinou erozívny. Predstavuje prostredie pobrežných zrubov, doložené tvorbou príbojových jaskýň (Mišík, 1976; Lehotský, 1992). Na typovej lokalite je však dobre viditeľný aj tektonický kontakt, kontrolovaný poklesovou štruktúrou s jz. sklonom. Znakom synsedimentárneho poklesávania tylovej časti slovinskeho brala môže byť aj výrazný (tiltovaný) sklon vrstiev piesčitých zlepenčov proti svahu paleopobrežia (až 28°), spojený s plastickými sklzovými deformáciami sedimentu. Synsedimentárne tiltovanie sa odzrkadľuje aj v diskordancii vnútri detritického sledu, kde nadložné vrstvy piesčitých brekcií majú už sklon 3° smerom do paleopanvy (Baráth et al., 1994). Postupné poklesávanie celej oblasti Devínskej Kobyly počas neogénu je doložené výskytom sedimentov bádenu a sarmatu s postupným vytváraním abrazných plošín, smerom do nadložia mladších.

Uvedené sedimenty vychádzajú na povrch aj v oblasti Záhorskej Bystrice, kde sú prítomné brekcie a konglomeráty s prevažne zle zaobleným nevytriedeným materiálom zloženým z karbonatických hornín borinskej sukcesie tatrika Malých Karpát. V menšej miere boli v obliakovej asociácii zastúpené aj fylity, amfibolity, granitoidy a kremene (Baráth, 1993a).

V miestach kontaktu neogénu s karbonatickým podložím (aj obnaženého spod neogénnych sedimentov), ale aj na povrchu klastov sú všeobecne viditeľné hojné stopy po vŕtavej činnosti morských hubiek rodu *Cliona*, lastúrnikov rodov *Lithophaga*, *Gastrochaena* a *Barnea* a červov rodov *Polydora* a *Potamilla* (Radwanski, 1968).

Brekcie tvorené prevažne úlomkami mezozoických karbonátov sa zistili aj v nadloží sedimentov *devínskonovoveského súvrstvia* s. od obce Kuchyňa, na sz. svahu kóty Bartalová (fototab. IV, obr. 5 – 6) a na kóte Chudý vrch (fototab. IV, obr. 7 – 8). V bazálnych častiach brekcií pri ich kontakte s hruboklastickými sedimentmi *devínskonovoveského súvrstvia* v nich nachádzame aj úlomky spodnotriasových kremencov. V brekciách sa veľmi zriedkavo vyskytujú aj dobre zaoblené obliaky mezozoických karbonátov, ktorých povrch je navŕtaný morskými organizmami. Klasty v brekciách majú rôznu stupeň opracovania. Sú nepravidelne rozmiestnené, niekedy sú husto usporiadané a neraz sa aj dotýkajú. Z mezozoických karbonátov sú v brekciách zastúpené horniny triasového a jursko-spodnokriedového veku (Boorová, 2008).

101 zlepenca a štrky

Zlepenca a štrky *sandberských vrstiev* sa vyskytujú na západnom okraji Malých Karpát v okolí obcí Jablonové, Pernek a Kuchyňa.

Južne od obce Jablonové sa zlepenca nachádzajú v malých odkryvoch, pravdepodobne v starom lome (fototab. V, obr. 1). Obliaky sú dobre opracované a v sedimente chaoticky rozptýlené (fototab. V, obr. 2). Tvoria ich prevažne karbonátové horniny tatrika jurského veku, menej kremeň a kremene. Povrch karbonátových obliakov je miestami navŕtaný morskými lastúrnikmi typu *Lithophaga*. V základnej hmote sa ojedinele našli aj schránky lastúrnikov rodu *Ostrea*. Ide o vlnovo prepracovaný klastický materiál v morskom plážovom prostredí. Zlepenca sú silno stmelené, čo bolo spôsobené vynorením a vystavením sedimentu účinkom meteorických vôd (Baráth, 2009). Z uvedených zlepenčov nachádzajúcich sa jz. od Jablonového uvádzajú aj Vass a Špička (1970) nálezy schránok rodu *Ostrea*. V sutine našli aj úlomky litotamniových vápencov a predpokladajú, že tvorili vrstvy v zlepencoch.

Zlepenca sú dobre odkryté aj v starom lome s. od obce Kuchyňa neďaleko horárne Vývrat. Reprezentujú ich nedokonale spevnené hrubozrnné zlepenca, piesčité štrky a strednozrnné zlepenca a štrky. Obliaky sú zložené prevažne z karbonátových hornín, pochádzajúcich predovšetkým z vysokého príkrovu a vyšších príkrovov Malých Karpát. Tieto sedimenty boli geneticky začlenené k plážovým štrkom (Baráth, 2009). Denudačný zvyšok štrkov s navŕtanými obliakmi sa zistil aj v okolí Perneka (fototab. V, obr. 3).

100 reziduálne štrky

Na sedimentoch *devínskonovoveského súvrstvia* a horninách perneckej skupiny tatrika Malých Karpát v širšom okolí obce Kuchyňa nachádzame rozptýlené balvany dosahujúce priemer 1 m, ojedinele aj viac. Tvoria ich spodnotriasové kremence a rozličné fácie vápencov jurského veku. Predpokladáme, že reprezentujú denudačné zvyšky bazálnych brekcií vrchnobádenského veku.

99 piesky s lavicami pieskocov a medzivrstvami štrkov

Piesky s medzivrstvami piesčitých štrkov sa vyskytujú na západnom okraji Malých Karpát od Bratislavy-Devínskej Novej Vsi až po obec Rohožník.

Na lokalite Sandberg (fototab. V, obr. 4) ležia piesky v nadloží bazálnych zlepenčov. V obliakoch štrkov v porovnaní s podložnými zlepencami je zvýšené zastúpenie rezistentných typov hornín (kremeň, kremeneč a rohovec) na úkor karbonátov. V šošovkovitej a doskovitej vrstvitosti je pozorovateľné dobré vytriedenie, tangenciálne šikmé zvrstvenie a pozitívna gradácia. Prevažuje sklon šikmého zvrstvenia na JZ (205 až 240°). Svojím charakterom naznačuje sedimentáciu v prostredí pobrežného čela (*shoreface*) s typickými zrezanými vlnovými čerinami. Ojedinele pozorujeme aj šošovky redukované eróziou so šikmým zvrstvením opačného sklonu, porovnateľné s produktmi spätného prúdenia. Prechod do prostredia pobrežných valov dokumentujú šošovky pieskov, husto bioturbovaných hrabavými krabmi *Ophiomorpha*. Vrstvitosť býva ne-zriedka porušená tenkolievikovými úniovými textúrami, produkovanými bentickými organizmami (Baráth et al., 1994).

V pieskoch sa zistili mäkkýše (bivalvie a gastropódy). Z biostratigraficky významných druhov sa zistili bivalvie *Striarca papillifera* (M. HOERN.), *Pecten aduncus* EICHW. a *Chlamys elegans* (ANDRZ.) a z gastropódov *Gibbula affinis pseudoangulata* BOETTG., *Rissoina decussata* (MONT.), *Astraea meynardi* (MICHEL.), *Turritella tricincta* BORS. a i. (Švagrovský, 1981a). Okrem mäkkýšov boli z uvedených vrstiev opísané foraminifery *Amphistegina hauerina* ORB., *Heterostegina politatesta* PAPP-KUEPPER a *Bolivina dilatata maxima* CICHÁ-ZAPL., zástupcovia rodov *Nonion*, *Elphidium* a *Quinqueloculina*, ostrakódy *Aurila cicatrosa* (REUSS), *Citherella dilatata* (REUSS), *Bairdia subdeltoidea* (MÜNST.) a i. (Jiříček in Švagrovský, 1978), zvyšky stavovcov (Thenius, 1952), zuby rýb a žralokov (Holec, 2001), pancier korytnačky *Trionyx rostratus* ARTH. (Holec a Schlögl, 2000) aj zuby miocénnych hominidov (Holec a Emry, 2003) a krokodílov (Holec a Schlögl, 2004).

Piesky a pieskovce *sandberských vrstiev* sa nachádzajú na svahoch kóty *Dievčí hrádok* (201,4) j. od obce Záhorská Bystrica a v záreze cesty s. od uvedenej obce. Našla sa v nich fauna foraminifer s druhmi *Globulina gibba* ORB., *Asterigerinata planorbis* (ORB.), *Ammonia beccarii* (LINNÉ), *Cribrononion notabilis* (PISHVANOVA) a *Vertebralina foveolata* FRANZENAU, ktorá poukázala na vrchnobádenský vek (Zlinská, 1987).

Výskyt žltých drobn- až strednozrných pieskov s polohami pieskocov a drobnozrných štrkov sa zistil v starom lome j. od obce Jablonové (fototab. V, obr. 5). Na základe petrografického vyhodnotenia boli pieskovce začlenené k strednozrným vápniťm biotitickým subarkózam (Siráňová, 2008). Našli sa v nich tenkostenné, silne odvápnené schránky lastúrníkov v autochtónnej životnej pozícii a fauna foraminifer reprezentovaná druhmi *Bolivina dilatata maxima* C.-Z. a *Lobatula lobatula* (ORB.), ktoré sú charakteristické pre vrchný báden (Zlinská, 2008). Okrem foraminifer sa v pieskoch našli stopy po hrabavej bioturbácii v podobe subvertikálnych kanálikov podobných *Ophiomorpha* (Baráth, 2009). Malé východy pieskov *sandberských vrstiev* sa zistili aj vo východnej časti obce v časti pri Gašparových mlynoch, v záreze svahu pri ceste a vo veľkom výmoli.

Sandberské vrstvy reprezentované pieskovcami a pieskami žltosivej farby boli odkryté v záreze cesty a vo výmoli j. od obce Pernek (fototab. V, obr. 6). Pieskovce boli na základe petrografického vyhodnotenia zaradené k strednozrným vápniťm subarkózam (Siráňová, 2008). V drobnozrných pieskoch vystupujúcich v záreze cesty sa našli úlomky schránok mäkkýšov a chudobné spoločenstvo foraminifer s druhmi *Elphidium crispum* (L.), *E. rugosum* (ORB.), *E. flexuosum* (ORB.), *Ammonia beccarii* (L.), *Asterigerinata planorbis* (ORB.) a *Globulina gibba* ORB. (Zlinská, 2008).

Pieskovce a piesky sa našli aj v starom lome (Katyk, 1951b) j. od obce Kuchyňa 350 m jv. od Kaplnky sv. Rochusa. Pieskovce boli začlenené k hrubozrným vápniťm subarkózam (Siráňová, 2008).

98 litotamniové vápence

Litotamniové vápence sa vyskytujú v oblasti Devínskej Kobyly, na Vajarskej pri Rohožníku a na svahu nepomenovanej kóty jz. od kóty Vajarská. Drobné výskyty vápencov sa zistili na sz. svahu kóty Vinohrady (fototab. V, obr. 7 – 8) a j. od vodnej nádrže Vývrat nachádzajúcej sa jv. od obce Rohožník.

Na Devínskej Kobyle túto litofáciu reprezentujú biele až krémovo sfarbené celistvé organogénne vápence, lokálne pórovité, plné dutín po vylúhovaných schránkach ulitníkov a lastúrníkov. Na mnohých miestach sú vápence preplnené zväpnenými stielkami červených rias taxónov *Lithothamnium ramosissimum* (GUEMB.), *L. floreabrassica* (MILLET), *Mesophyllum laffitei* LEMOINE, *Lithophyllum pseudoramossimum* (UNGER), *L. praelichenoides* LEMOINE a *L. expansum* PHIL. (Schaleková, 1969, 1978; Schaleková in Švagrovský, 1978).

Na lokalite Sandberg ležia litotamniové vápence v nadloží pieskov a pieskocov. Reprezentujú ich piesčité organodetrítické a biohermné vápence s častou ílovitou prímiesou. Dokumentujú prehĺbenie sedimentačného prostredia, spôsobené buď osciláciou morskej hladiny, alebo poklesovou tektonikou južnej časti bloku Malých Karpát. Tieto vápence nesledujú iba jeden výškový horizont. Na svahoch Devínskej Kobyly sa usa-

dzovali v rôznych výškových úrovniach podľa príhodných podmienok počas zaplavovania v celom období vrchného bádenu. Najvyššie sa nachádzajú v bývalom kameňolome Biele vody na severnom svahu Devínskej Kobyly (340 m n. m.).

Podobne ako na Devínskej Kobyle sa litotamniové vápence vyskytujú aj na svahoch kóty Vajarská (430) v rôznych výškových úrovniach. Tieto horniny tvoria na Vajarskej výraznú biohermu, zloženú z masívnych nevrvstovitých organogénnych vápencov s hojnými organickými zvyškami (Benejová, 1985). Ide o biolity s prevahou koralinných rias. Okrem rias sa vo vápencoch našli mäkkýše, foraminifery [*Gypsina globulus* (REUSS), *Borelis melo-curdiva* L.], rotalidy, textulárie a drobné globigeríny, machovky, rúrky červov *Ditrupea cornea* L. a úlomky echinodermát. Akumulácie organizmov sú v niektorých polohách také veľké, že vytvárajú celé lumachelové lavice (napr. ušticové lavice). Vo vápencoch boli identifikované mäkkýše *Pecten aduncus* EICHWALD, *Panopea meynardi*, *Glycimeris pilosus* (LINNÉ), *Chlamys multistriata* (POLI), *Ostrea digitalina* DUB. a i. (Benejová, l. c.), červené riasy *Lithothamnium florea-brassica* (MILLET) LEMOINE, *L. opperculatum* CONTI, *Paleothamnium arcaeotypum* CONTI, *Mesophyllum roveretoi* CONTI, *M. laffittei* LEMOINE, *Lithophyllum ramosissimum* (REUSS), *L. prelichenoides* LEMOINE, *L. capederi* LEMOINE, *L. (Dermatolithon) sp.*, *Melobesia sp.*, *Jania guamensis* JOHNSON a *Corallina* sp. a ojedinelé trsy koralov (Benejová, 1985; Schaleková, 1973).

Uvedené vápence reprezentujú typický rífový komplex viazaný na tektonicky aktívnu pobrežnú líniu, kde karbonátová sedimentácia prebiehala v úzkom pruhu pozdĺž pobrežia (Baráth, 1993b; Baráth et al., 1994).

97 aleurity a íly

Aleurity a íly tvoria na typovej lokalite *sandberských vrstiev* (na lokalite Sandberg) najpravdepodobnejšie jej terminálnu časť. Cez nerovné vrstvové kontakty sa v spodnej časti striedajú s opísanými vápencami litavského typu. Tvoria ich foraminiferové (amfistegínové) vápnité íly s premenlivým obsahom piesčitej frakcie, usadené v sedimentačnom prostredí s nízkou dynamikou. Prevládajú v nich ulitníky, z ktorých najčastejší je *Bolma meynardi* (MITSCH). Vo faune sa nenachádzajú stenohalinné formy organizmov (ježovky, pektény) vyskytujúce sa v podložných sedimentoch. Mišík (1976) predpokladá, že je to dôkaz oddelenia tejto oblasti od otvoreného mora so zvýšením vplyvu osladzovania vtedajšími riekami. Zároveň uvádza, že sa na nich v najvrchnejších častiach typového profilu vytvorili abrazné plošiny.

96 íly s vrstvami litotamniových vápencov

Uvedenú litofáciu *studienčanského súvrstvia* reprezentujú sivozelené, hnedé, sivohnedé a sivé vápnité íly, v ktorých sú vrstvy litotamniových vápencov. Na povrchu sa táto litofácia prejavuje výskytom ostrohranných úlomkov tenkolavicovitých vápencov.

Sedimenty tejto litofácie vystupujú na povrch v Perneku sz. od kostola a po oboch stranách cesty vedúcej do obce Kuchyňa, v obci Kuchyňa v záreze potoka v blízkosti kostola a s. od uvedenej obce vedľa cesty vedúcej do Rohožníka.

Tieto sedimenty boli zastihnuté aj vrtmi V-1 až V-3 s. od obce Kuchyňa. Reprezentujú ich hnedé, sivohnedé a sivé vápnité íly s hojnými zvyškami organizmov, v ktorých sú vrstvy litotamniových vápencov s hrúbkou od 0,25 až do 2,5 m (Žabková, 1962). Sedimenty vrtu V-3 boli na základe foraminifer *Bolivina dilatata*, *Bulimina elongata* ORB., *Elphidium macellum*, *Spharoidina bulloides*, *Cibicides dutemplei*, *Uvigerina venusta*, *Globigerina bulloides* a iných začlenené do vrchného bádenu (Prokešová, 1961).

V íloch tejto litofácie sa v Perneku zistila bohatá fauna foraminifer reprezentovaná druhmi *Pappina neudorfensis* (TOULA), *Bulimina elongata elongata* ORB., *Elphidium fichtelianum* (ORB.), *E. aculeatum* (ORB.), *Globigerina bulloides* (ORB.), *Fursenkoina acuta* (ORB.), *Rosalina obtusa* ORB. atď. (Zlinská, 2008).

Vápence v sivozelených íloch s. od obce Kuchyňa sú krémovo sfarbené a majú charakter organodetritických až organogénnych vápencov. V hornine dominujú červené riasy (litotamnie), resp. ich fragmenty. Bežne sa v nich vyskytujú rekryštalizované bentické foraminifery zastúpené rodmi *Elphidium*, *Anomalina*, *Textularia* a *Cibicides*. Popri uvedených fosíliách sa vo vápencoch nachádzajú fragmenty machoviek, hrubostenných bivalvií, ostne ježoviek a častí rúrok červov rodu *Serpula*. Základná hmota je silno rekryštalizovaná – „sparitizovaná“. Mikrofácia je riasovo-foraminiferová. V hornine možno pozorovať náznaky usmernenia jednotlivých komponentov, ako aj známky laminácie (Boorová, 2008).

Podobná litofácia sa zistila vo vrte Kúty-45 (497,9 – 518,1 m). Tento hĺbkový interval bol zložený z riasových biolitických vápencov striedajúcich sa s ílovito-piesčitými sedimentmi (Kováč et al., 2008).

95 vápnité íly a prachovce

Panvové sedimenty *studienčanského súvrstvia* sú reprezentované vápnitými ílmi (tégľami) a prachovcami. Na povrchu sa zistili v širšom okolí obcí Jablonové, Pernek, Rohožník a Borský Mikuláš. Boli odkryté v umelých odkryvoch pri Devínskej Novej Vsi a v Rohožníku. Sedimenty *studienčanského súvrstvia* boli

zastihnuté aj plytkými naftovými vrtmi radu Lv v okolí Plaveckého Mikuláša, kde transgredujú priamo na triasové vápence. Tvoria ich sivé piesčité íly, v ktorých sú vrstvy pieskov a štrkov, niekde aj uhoľných ílov a lignitov (Cílek a Cícha, 1956).

Na lokalite Devínska Nová Ves-ílovisko bola z ílov opísaná bohatá fauna mäkkýšov (gastropódov, bivalvií, pteropódov). Z gastropódov sa zistili druhy *Bittium reticulatum* (COSTA), *Euspira catena helicina* (BROCCHI) a *Turbonilla biornata* BOTTGER, z bivalvií *Nucula nucleus* (LINNAEUS), *Amusium denudatum* (REUSS), *Palliolium bittneri* TOULA a iné. Z pteropódov sa našli *Limacina valvatina* (REUSS) a *L. miostralis* (KAUTSKY) (Švagrovský, 1981a; Tomašových, 1998). Okrem mäkkýšov boli z tejto lokality spracované foraminifery. V ich spoločenstve boli druhy *Uvigerina semiornata* ORB., *Bolivina dilatata dilatata* REUSS a *Cyclamina zemplinica* C. et Z. poukazujúce na bulimínovo-bolivínovú zónu (v zmysle Grilla, 1941) (Hudáčková a Kováč, 1993). Vyskytol sa aj vápniť nanoplanktón s druhmi *Helicosphaera carteri* (WALLICH) KAMPTNER, *H. wallichi* (LOHMANN) BOUDREAUX et HAY, *Lithostromatium perderum* DEFLANDRE, *Scyphosphaera apsteini* LOHMANN a i. indikujúcimi zónu NN 6 (Lehotayová, 1977).

Bohatá fauna mäkkýšov bola v minulosti opísaná aj zo sivohnedých ílov z odkryvu s. od obce Kuchyňa pri Kaplnke sv. Anny (Buday, 1939).

Vo výplni severnej časti Viedenskej panvy *studienčanské súvrstvie* reprezentujú zelenkavé sivé vápniť íly s vrstvami sivých vápniť pieskov a pieskocov. V oblasti Studienky, Závodu a Borského Svätého Jura sa v tomto súvrství v bolivínovo-bulimínovej zóne zistil nasledujúci sled mikrofaunistických asociácií (Špička a Zapletalová, 1965):

– **spodný bohatý obzor s *Bolivina dilatata maxima***. Vyznačuje sa kvalitatívne chudobným spoločenstvom foraminifer, ale kvantitatívne bohatým výskytom zastúpených taxónov. K najvýznamnejším druhom tohto obzoru patria *Bolivina dilatata maxima* CÍCHA et ZAPLETALOVÁ, *Uvigerina venusta liesingensis* TOULA a *U. neudorfensis* TOULA. Tento obzor sa vyznačuje aj veľmi bohatým výskytom druhov *Globigerina bulloides* ORB., *Bulimina intonsa* LIVENTAL a *B. elongata* ORB.

– **stredné ochudobnené pásmo**. Toto pásmo je faunisticky veľmi premenlivé. Charakterizuje ho bolivínovo-bulimínové spoločenstvo, ktoré v rôznej miere laterálne prechádza do brakických facií s *Ammonia*, *Porosononion* a inými.

– **vrchný bohatý obzor**. Vyznačuje sa spoločenstvom s *Bulimina* sp., *Virgulina schreibersiana* CZJZ., *Cibicides dutemplei omnivagus* LUCZKOWSKA, *Valvulineria complanata* (ORB.), *Florilus boueanus* (ORB.) a *Haplophragmoides vasiceki vasiceki* CÍCHA et ZAPLETALOVÁ. Laterálne a smerom do nadložia tento obzor prechádza do brachyhalinných až brakických spoločenstiev.

– **vrchné ochudobnené pásmo**. Pre toto pásmo je charakteristický výskyt brachyhalinnej až brakickej mikrofauny s výskytom hojných drobných foriem druhov *Quinqueloculina* aff. *juleana* ORB., *Q.* aff. *contorta* ORB., *Q. latelacunata* VENGLINSKIJ, *Triloculina intermedia* KARRER, *T. nitens* RSS. a *Massilina* aff. *annectens* (SCHUBERT). Vyznačuje sa aj charakteristickou faunou mäkkýšov. Podľa významného rodu bol nazvaný ako parvikardiový obzor.

Sarmat

Sedimenty sarmatského veku reprezentuje vo Viedenskej panve *holičske súvrstvie* spodno- až stredno-sarmatského veku a *skalické súvrstvie* vrchnosarmatského veku (Elečko a Vass, 2001; Harzhauser a Piller, 2004). Na báze *holičskeho súvrstvia* sa nachádzajú pestré íly *kopčianskych vrstiev*. V minulosti sa označovali neformálne ako karychiové vrstvy (Jiříček, 1972). Neskôr boli vyčlenené ako *kopčianske vrstvy* (Elečko a Vass in Baňacký et al., 1996b). Jiříček (2002) ich nazýva *brodské vrstvy*.

94 holíčske a skalické súvrstvie, nerozlíšené: íly a piesky (len v reze)

Vzhľadom na nemožnosť rozčleniť sarmatské sedimenty do vyčlenených súvrství (v minulosti boli stratigraficky zaradené len do sarmatu) sme ich v reze začlenili do nerozlíšeného *holičskeho a skalického súvrstvia*.

Holíčske súvrstvie (spodný sarmat)

V regióne *holičske súvrstvie* (Elečko a Vass, 2001) reprezentujú machovkovo-serpulové vápence (95) a íly s pieskami (94).

V nedávnej minulosti boli machovkovo-serpulové a piesčité lumachelové, oolitické a nubekuláriové vápence začlenené do karloveských vrstiev stredno- až vrchnosarmatského veku (Nagy et al., 1993).

Harzhauser a Piller (2004) zistili, že machovkovo-serpulové vápence majú spodnosarmatský a oolitické a nubekuláriové vápence vrchnosarmatský vek. Vrchnosarmatské usadeniny (oolitické a nubekuláriové vápence) pomenovali *wolfsthalské vrstvy*. Tento termín sme použili na označenie časti sedimentov *karloveských vrstiev*.

93 machovkovo-serpulové vápence

Machovkovo-serpulové vápence sa zistili na Devínskej Kobyle v nadloží *sandberských vrstiev* vrchnobádenského veku. Reprezentujú ich žltkasté vápence, v ktorých sú zvyšky mäkkýšov, machoviek a rúrky červov. V týchto vápencoch na lokalite v ceste sz. od Červeného križa (v nadmorskej výške vyše 400 m) našiel Toula (1886) bivalvie *Modiola volhynica* EICHW., *Cardium obsoletum* EICHW., *Cardium* sp. (novú formu) a *Maetra podolica* EICHW. a gastropód *Trochus podolicus* PARTSCH. Pravdepodobne z uvedenej lokality opísal Švagrovský (1971) výskyt bryozoových vápencov s veľkými hluzami bryozof a rúrkami červov. Našiel v nich aj odtlačky bivalvií rodov *Cardium* a *Ervilia* a gastropódov rodu *Pirenella* a *Calliostoma*.

92 íly a piesky

Sedimenty *holíčskeho súvrstvia* zložené z ílov a pieskov nachádzame na povrchu v plošne obmedzených odkryvoch na západnom úpätí Malých Karpát s. od obce Pernek až po Rohožník.

Íly a piesky *holíčskeho súvrstvia* spodnosarmatského veku boli odkryté vo vrchnej časti íloviska Konopiská (v súčasnosti takmer zatopené) asi 1 km jz. od železničnej stanice v Rohožníku v nadloží sedimentov *studienčanského súvrstvia* vrchnobádenského veku. Vrchnú časť spodnosarmatských sedimentov v ílovisku Konopiská tvorí drobný až hrubozrnný piesok žltokrovej farby obsahujúci bohatú faunu mäkkýšov (gastropódov a bivalvií) (Hladilová, 1991), foraminifer (Zlinská, 2011) a stavovcov (Holec et al., 2007).

V sivých vápničitých íloch *holíčskeho súvrstvia* v ílovisku sa zistila fauna ostrakódov tvorená taxónmi *Lepetocythere tenuis* (REUSS), *Aurila balatonica* (ZALÁNYI), *A. mehési* (ZALÁNYI), *Senesia vadaczi* (ZALÁNYI) a i. (Kučerová, 1984, 1986). Íly *holíčskeho súvrstvia* boli zastihnuté aj niektorými vrtnými, napr. V-112 j. od kóty Konopište (Čierna, 1973) a V-157 (0,25 – 30,0 m) j. od obce Rohožník v blízkosti hlavnej cesty vedúcej z Perneka do Rohožníka (Žabková, 1962). V sedimentoch týchto vrtoch sa zistili foraminifery *Elphidium aculeatum* ORB., *E. crispum* L., *E. macellum* FICHT. et MOLL., *Articulina sarmatica* ORB. a i. (Gašpariková, 1962).

Spodnosarmatské sedimenty sa zistili aj v plytkých vrtoch jz. od Stupavy. Tieto sedimenty boli zložené zo sivých laminovaných ílov, ktoré boli litologicky neodlíšiteľné od podložných pelitov *studienčanského súvrstvia* (Šujan et al., 1992). Našli sa v nich gastropódy *Mohrensternia banatica* JEKELIUS, *Pseudamnicola immunata* (HOERNES) a *Valvata sarmatica* PAPP a foraminifery *Porosononion granosum* ORB. a *Glabratella imperatoria* (ORB.). Okrem uvedených foraminifer sa v sedimentoch zistili aj redeponované planktonické foraminifery vrchnobádenského veku (Hudáčková a Kováč, 1993).

Skalické súvrstvie (vrchný sarmat)

Skalické súvrstvie (Elečko a Vass, 2001) v regióne zastupujú zlepenca (91), piesky, pieskovce (90) a oolitické a nubekuláriové vápence, ktoré patria do *wolfsthalských vrstiev* (89), a íly (88).

91 zlepenca

Zlepenca sarmatského veku ležia transgresívne na triasových karbonátoch hronika na severnom okraji obce Plavecký Mikuláš. Sú zachované vo forme rozsypov (fototab. VI, obr. 1). Obliaky zlepenecov sú dobre opracované a tvoria ich v prevažnej miere vápence a dolomity triasového veku pochádzajúce z hronika. V menšej miere sú zastúpené kremence a obliaky dobre zaobleného žilného kremeňa (Baráth, 1993a). Okrem uvedeného výskytu vystupujú klastické sedimenty vrchnosarmatského veku na povrch v okolí obce Prievaly v podobe balvanov až blokov a štrkových rozsypov. Tieto hruboklastické sedimenty majú pestré petrografické zloženie. Je to spôsobené preplavovaním veľkej časti obliakov z *jablonických zlepenecov*. V obliakovom materiáli sú zastúpené najmä tmavé vápence, piesčité vápence, svetlé kryštalické vápence, kremence a pieskovce. Obliaky sú dobre opracované, s veľkosťou väčšinou 3 – 5 cm, niekedy až do 8 – 15 cm. Majú sférický až diskovitý tvar. V minulosti sa tieto zlepenca pričleňovali k *jablonickým zlepencom*. Vystupujú však v nadloží pieskov/pieskovcov sarmatského veku a to ich jednoznačne zaraďuje k zlepencom sarmatského veku.

90 piesky, pieskovce, zlepenca a íly

Piesky a pieskovce *skalického súvrstvia* sa nachádzajú na Devínskej Kobyle a na západnom okraji Malých Karpát v okolí obcí Sološnica, Plavecký Mikuláš a Prievaly.

Na Devínskej Kobyle sa tieto sedimenty vyskytujú na kóte Hrubý breh. Reprezentujú ich drobný až strednozrnné žltosivé sľudnaté, prevažne kremité piesky, často spevnené vápniťm tmelom do vrstvitého vápniťného pieskovca, v ktorom sa často nachádzajú dutinky po vylúhovaných schránkach mäkkýšov (Buday et al., 1962; Nagy et al., 1993). Smerom do nadložia a čiastočne aj laterálne prechádzajú tieto sedimenty do šikmo zvrstvených pieskov a pieskovcov so šošovkami drobnozrnných, dobre opracovaných zlepenecov. Ich

obliakový materiál tvoria výlučne horniny pochádzajúce z blízkeho okolia. V spodnejších horizontoch sú obliaky zložené z granitoidov, kremeňa a kremencov, menej metamorfítov a mezozoických karbonátov, vo vrchnejších polohách sa zvyšuje zastúpenie karbonátov (Nagy et al., l. c.). V pieskoch a pieskovcoch sa zriedkavo vyskytujú tenké vrstvičky zelenkavosivých piesčitých vápnitých ílov (Buday et al., 1962).

V Sološnici pri cintoríne (fototab. VI, obr. 2) boli klastické sedimenty reprezentované hrubo- a strednozrnnými litickými drobnami (fototab. VI, obr. 3 – 4). Pieskovce nachádzajúce sa sv. od obce na malej morfolologickej vyvýšenine boli pričlenené k drobnnozrnnnej vápnitej litickej drobe a strednozrnnnej kremennej drobe. Hrubozrnná litická droba sa vyznačovala dominantným zastúpením zrn karbonátov, časť z nich bola dokonale opracovaná. Okrem nich bol v hornine zastúpený organodetrický aj kremenný pieskovec, kyslé vulkanity (kremenné porfýry) a organické zvyšky (foraminifery). V strednozrnnnej litickej drobe bola základná hmota ílovito-karbonatická a organické zvyšky predstavovali úlomky lastúr a redeponované veľké foraminifery. Strednozrnná kremenná droba mala ílovito-karbonatickú základnú hmotu. Organické zvyšky boli zložené z úlomkov lastúr, koralov a foraminifer (Siráňová in Fordinál et al., 2006). V tejto hornine sa našiel odtlačok úlomku schránky pravdepodobne druhu *Cerastoderma laticulcum* (MÜNSTER).

Pieskovce *skalického súvrstvia* vyskytujúce sa j. od obce Prievaly na svahu Hrubého Kamenca sa vyznačujú karbonátovou základnou hmotou s mikrosparitovou, resp. sparitovou štruktúrou. Horninu tvoria zrná kremeňa piesčitej frakcie. Zriedkavejšie sa v nej nachádzajú zrná kremeňa a veľmi vzácne živce, sludy, glaukonit, pyrit a zirkón. Zaznamenali sa aj úlomky karbonátov malých rozmerov. Okolo niektorých komponentov boli vyvinuté tenšie lemy mikritu, ktoré veľmi vzácne vyvolávajú dojem inklinácie k oolitu. V pieskovcoch sa zistili aj rekryštalizované foraminifery, dominantne zastúpené bentosom. V rámci nich mali prevahu rotalidné (*Rotalia* sp.) a miliolidné formy. Zriedkavo sa vyskytovali aj zástupcovia rodu *Elphidium* (fototab. VI, obr. 5) a iné, bližšie neurčené formy. Planktón bol zastúpený veľmi vzácne. Okrem foraminifer sa v pieskovcoch zistili úlomky schránok gastropódov, bivalvií, rias a vzácne rúrky serpúl (Boorová, 2011). V pieskoch a pieskovcoch v okolí obce Prievaly sa našli gastropódy *Caliostoma angulatum spirocarinatum* (PAPP), *Granulolabium picta mitralis* (EICHWALD), *Acteocina lajonkaireana* (BASTEROT) a *Hydrobia* sp. a bivalvií *Ervilia* cf. *dissita* (EICHWALD) a *Cardium* sp. (Švagrovský, 1971).

89 wolfsthalské vrstvy: piesčité vápence, oolitické a nubekuláriové vápence

Wolfsthalské vrstvy vyčlenili Harzhauser a Piller (2004) v rakúskej časti Viedenskej panvy. Reprezentujú vrchnú časť *karloveských vrstiev* (Nagy et al., 1993) tvorenú piesčitými, oolitickými a nubekuláriovými vápencami vrchnosarmatského veku.

Piesčité vápence sa nachádzajú na Devínskej Kobyle v nadloží vrchnosarmatských litorálnych pieskov a pieskovcov, ale na niektorých miestach ležia priamo na granitoidnom podloží (Koutek a Zoubek, 1936c; Hraško et al., 1981). Tieto vápence prechádzajú do bielo- a žltosivých lumachelových vápencov s hojnou faunou bivalvií *Cardium vindobonense vindobonense* (LASKAREV), *C. latisulcum* MÜNSTER, *Mactra vitaliana* (ORB.), *M. podolica* (M. HÖRNES) a *Modiolus incassatus* (ORB.) a gastropódov *Cerithium ruboginosum* (EICHW.) a *C. pictum* (BASTEROT) (Fuchs, 1868; Mišík et al., 1974; Švagrovský, 1971). Niektoré vrstvy lumachelových vápencov sú zložené z monoasociácií bivalvií druhu *Irus gregarius* (GOLDFUSS), ktorých výskyt je charakteristický pre tidálne sedimenty (Ondrejčíková, 1987). V lumachelových vápencoch sa nachádzajú vrstvy oolitických vápencov s jadrami ooidov, tvorenými prevažne kemitými pieskovými zrnami a úlomkami fauny, a šošovky nubekuláriových vápencov (Koutek, 1936a, b; Mišík et al., 1974; Nagy et al., 1993).

Oolitické vápence sa zistili aj v záreze poľnej cesty jz. od obce Prievaly v severnej časti regiónu. Vápence majú silne rekryštalizovanú základnú hmotu a nachádza sa v nich množstvo rozmanitých, husto usporiadaných alochémov tvorených oolitmi, niekedy s pekne vyvinutou koncentrickou a radiálne lúčovitou stavbou (fototab. VI, obr. 6). V centre oolitov sa vyskytuje klastický, undulózne zhášajúci kremeň piesčitej frakcie, úlomky karbonátov, kremeňa, resp. rohovca a organický detrit. Okolo väčšiny alochémov je lem v rôznom štádiu vývoja. Z organických zvyškov sa vo vápencoch vyskytujú bentické foraminifery, najmä miliolidné a rotalidné formy a zástupcovia rodu *Ephidium*. Okrem foraminifer sa vo vápencoch zistili úlomky schránok gastropódov a hrubostenných bivalvií.

Z hľadiska štruktúry patria vápence k oobiosparitom (oolitovo-biogénny *grainstone*). Mikrofácia je oolitovo-foraminiferovo-gastropódová (Boorová, 2011).

88 íly, piesčité íly

Pelitické sedimenty vrchnosarmatského veku vystupujú na povrch na západnom okraji Malých Karpát v okolí obce Plavecký Peter. Reprezentujú ich hnedozelené, sivé a hnedo škvorné vápnité a piesčité íly, v ktorých sa zistili foraminifery *Porosonion granosum* (ORB.), *Ephidium macellum* (F.-M.), *Bolivina moravica* C.-Z., *B. moldavica granensis* C.-Z. a *Streptochilus* sp. (Zlinská, 2011). V minulosti bolo z týchto sedimentov z lokality jz. od obce Plavecký Peter opísané bohaté spoločenstvo mäkkýšov erviliových vrstiev

(Papp, 1954). Obsahovalo taxóny *Cardium vindobonense* LASKAREV, *C. politioanei suesiforme* JEKELIUS, *C. wiesense* PAPP, *Ervilia dissita* (EICHWALD), *Venerupis gregarius* (GOLDFUSS), *Musculus sarmaticus* (GATUJEV), *Calliostoma angulatum angulatum* (EICHWALD), *C. guttenbergi* (HILBER) a i. (Švagrovský, 1971).

Vrchnosarmatské sedimenty boli zastihnuté aj plytkým mapovacím vrtom ZNV-24 (11,0 – 13,0 m) jz. od mesta Šaštín-Stráže. Tento vrt zastihol tmavosivozelené íly (Fordinál et al., 2012), ktoré obsahovali foraminifery *Porosonion granosum* (ORB.), *P. martkobi* (BOGDANOVWICZ), *Bolivina sarmatica* DIDK., *B. moldavica granensis* C.-Z., *Nonion tumidulus* PISHV. a ďalšie (Zlinská, 2011). Okrem nich sa v uvedených sedimentoch našli palynomorfy zástupcov močiarnnej vegetácie (*Taxodiaceae*, *Cyrrillaceae*, *Nyssa*, *Symplocos*) a lužného lesa (*Ulmus*, *Alnus*, *Liquidambar*). Bylinnú zložku reprezentovali trávy *Poaceae*. Získané spoločenstvo palynomorf poukázalo na subtropický charakter klímy (Kováčová, 2008).

V Prievaloch (v kartograficky nezobraziteľnom výskyte) sa v týchto sedimentoch zistili bohaté spoločenstvá foraminifer a ostrakódov. V spoločenstvách foraminifer boli najhojnejšie zastúpení zástupcovia rodu *Elphidium* a *Bolivina*. V menšom množstve boli z foraminifer zastúpené druhy *Ammonia beccarii* (L.) a *Porosonion granosum* (ORB.). V spoločenstvách sa zistili aj ostrakódy, druhy *Hemicytheria omphalodes omphalodes* (REUSS) a *Cyamocytheridea leptostigma leptostigma* (REUSS). V uvedených sedimentoch sa našli aj drobné schránky bivalvií rodu *Ervilia* (Fordinál et al., 2006).

Vrchnosarmatské sedimenty sa zistili vo vrte JV-19 (4,6 – 8,2 m) z. od obce Záhorská Bystrica. Reprezentujú ich sivé a sivomodré nevrstvitité íly, ktoré obsahujú chudobné a málo diverzifikované spoločenstvá foraminifer. V najväčšom množstve bol zastúpený druh *Porosonion granosum* (ORB.) (Hudáčková a Kováč, 1993).

Vrchný miocén

Panón

Sedimenty panónskeho veku boli na základe mäkkýšov rozdelené do zón A až H (Papp, 1951, 1953). Sedimenty zón A až E boli začlenené do *bzeneckého súvrstvia* (Čtyroký, 1999, 2000) s uhľonosnými *kyjovskými vrstvami* (Čtyroký, 1975, 2000). Terminálnu časť *bzeneckého súvrstvia* tvoria *záhorské vrstvy* (Bartek, 1989; redefinoval Vass, 2002). Sedimenty zóny F reprezentuje *čárske súvrstvie* a zón G až H *gbelské súvrstvie* (Bartek, 1989).

87 bzenecké súvrstvie: íly, piesky, štrky a lignity (spodný- až stredný panón)

Bzenecké súvrstvie (Schnabel, 1928; Čtyroký, 1999, 2000) zahŕňa zo stratigrafického hľadiska sedimenty zóny A až E panónu (Papp, 1951). Usadeniny zóny E vyčlenil Bartek (1989) ako *záhorské vrstvy*.

Vo výplni Viedenskej panvy na báze *bzeneckého súvrstvia* reprezentujúcej zónu A panónu sa nachádzajú zelenkavosivé vápnnité íly prechádzajúce až do ílovitých pieskov s ojedinelými vrstvičkami štrkov. V týchto sedimentoch sa vyskytujú gastropódy *Melanopsis impressa* KRAUS a preplavená sarmatská fauna (Cílek a Cícha, 1956). Tieto sedimenty prechádzajú do ílov zóny B panónu. V ich nadloží sú prevažne piesčité sedimenty zóny C a sivé a zelenkavé vápnnité íly zóny D panónu (Jiříček, 1985). Sedimenty zóny E panónu reprezentované *záhorskými vrstvami* vystupujú na povrch v širšom okolí obce Smolinské, jz. od obce Studienka pri horárni Vlčie jamy a odkryté sú aj v ílovisku tehelne v Borskom Svätom Jure. V okolí obcí Gajary a Závod sa na báze *záhorských vrstiev* nachádzajú piesky, ktoré majú v tejto oblasti veľké rozšírenie (Pagáč, 1959).

V sedimentoch *záhorských vrstiev* vystupujúcich v ílovisku tehelne v Borskom Svätom Jure (fototab. VI, obr. 7) sa našla bohatá fauna ostrakódov, mäkkýšov a stavovcov. Ich výskyt umožňuje tieto sedimenty zaradiť do raného vallesianu – zóny MN 9 (Joniak, 2002; Lupták, 1995a, b; Pipík a Holec, 1998).

Sedimenty *záhorských vrstiev* vystupujúcich na povrch na lokalite Studienka-Vlčie jamy sú zložené zo zeleno a hnedo sfarbených siltov a ílov s polohami lignitov. Našla sa v nich bohatá fauna mäkkýšov [*Mytilopsis* cf. *neumayri* (ANDRUSOV), *Valvata obtusaeformis* LÖRENTHEY a *Bithynia* cf. *jurinaci* BRUSINA], ostrakódov [*Amplocypris recta* (REUSS), *Cyprideis heterostigma* (REUSS), *Fabaeformiscandona balatonica* (DADAY) a i.] a rýb (*Sciaena*, *Gobius*, *Solea* a *Atherina*). Okrem fauny sa v týchto sedimentoch našli aj palynomorfy *Abiespollenites*, *Zonalopollenites*, *Cedripites*, *Piceapollis* a i. (Pipík et al., 2004).

Záhorské vrstvy, reprezentované hnedými a sivými ílmi s medzivrstvami svetlosivých a sivohnedých drobnozrnných vápnných pieskov, boli zastihnuté plytkými mapovacími vrtmi BZ-9 (2,0 – 20,0 m) a BZ-10 (4,8 – 20,0 m) tesne za severnou hranicou študovaného územia. Zistila sa v nich fauna ostrakódov, zastúpená druhmi *Cyprideis heterostigma* (REUSS), *C. hungarica* ZALÁNYI, *Loxoconcha mülleri* (MÉHES), *L. granifera* (REUSS) a *Amplocypris abscissa* (REUSS) (Tuba, 1991). Tieto vrstvy sa zistili aj v hlbokom štruktúrnem vrte Rohožník-1 v hlbkovom intervale 700 – 800 m (Janáček et al., 1970).

86 čárske súvrstvie: íly, piesky, uhoľné íly a lignity (vrchný panón)

Usadeniny *čárskeho súvrstvia* (Bartek, 1989) zo stratigrafického hľadiska patria do zóny F panónu (Papp, 1951). V regióne vystupujú na povrch len ojedinele. Sú zakryté sedimentmi pliocénneho a kvartérneho veku. Zistili sa len v širšom okolí obcí Plavecký Štvrtok (fototab. VI, obr. 8), Veľké Leváre, Malacky a v záreze potoka Rudava.

Sedimenty *čárskeho súvrstvia* sú vo všeobecnosti reprezentované svetlozelenosivými a svetlosivozelenými vápnitými piesčitými ílmi, v ktorých sú vrstvy hnedosivých až čiernosivých ílov a lignitových slojov. Súvrstvie dosahuje hrúbku okolo 150 m (Pagáč, 1959). Sedimenty *čárskeho súvrstvia* sú rozčlenené na *sekulské, dubnianske a jánske vrstvy* (Bartek, 1989). Na báze *čárskeho súvrstvia* sa nachádzajú *sekulské vrstvy*. Ich vrstvový sled tvoria íly a piesky. Tesne nad hranicou s podložným *bzeneckým súvrstvom* sa v týchto vrstvách nachádza lignitový sloj (tzv. podložený lignit), ktorý dosahuje hrúbku maximálne 1 m. V nadloží *sekulských vrstiev* sú *dubnianske vrstvy*. Reprezentujú tzv. slojové pásmo lignitu, ktoré tvoria lignitové sloje (hrúbka 0,3 – 6 m) striedajúce sa so sivými ílmi, piesčitými ílmi a pieskami. *Dubnianske vrstvy* dosahujú hrúbku 10 – 30 m. Terminálnu časť *čárskeho súvrstvia* tvoria *jánske vrstvy*. Na ich báze sú piesky, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do ílov, lokálne sfarbených dohnedasta. Nachádzajú sa v nich tenké lignitové sloje (tzv. nadložné lignitové sloje) a zuhoľnatené zvyšky rastlín. V sedimentoch týchto vrstiev sa ojedinele našli sladkovodné gastropódy *Planorbis confusus* SOÓS, *Planorbarius grandis* (HALAVÁTS), *Valvata* sp. a bivalvie rodu *Unio*. Okrem mäkkýšov sa zistili aj ostrakódy *Caspiolla venusta* (ZALÁNYI), *Cyprinotus violovi* ŠNEJDER a *Darwinula stevensoni* (BRADY et ROBERTSON) (Jiříček in Bartek, 1989). *Jánske vrstvy* dosahujú hrúbku prvé desiatky metrov.

85 gbelské súvrstvie: štrky, piesky, pestré íly (vrchný panón)

Sedimenty *gbelského súvrstvia* (Bartek, 1989) sa na povrchu zistili len v malých odkryvoch v. od obce Studienka v záreze potoka *Žliabok*, sv. od tejto obce v lesnej ceste asi 1 km s. od horárne Hladký bôr a v širšom okolí mesta Kúty. Vo výplni Viedenskej panvy sa sedimenty tohto súvrstvia zistili v kútskej a zohorsko-plaveckej depresii a v okolí Levár v oblasti poklesnutej kryhy svätajánskeho a severného levárskeho zlomu.

Gbelské súvrstvie reprezentujú svetlozelenkavé a svetlozelenosivé íly, ktoré sú silno hrdzavo, hnedo a žltohnedo škvrité. V súvrství sa ojedinele nachádzajú aj vrstvy pieskov, ktoré vytvárajú šošovky hrubé 1 – 5 m. Piesky sú prevažne strednozrné, zriedkavo hrubozrné. Vyznačujú sa vysokým obsahom drobných lupienkov svetlej sludy (Janáček, 1957).

Na báze súvrstvia je piesčito-štrkovitá poloha, ktorá dosahuje hrúbku až 20 m (Cílek a Cicha, 1956). Medzi *gbelským* a *čárskym* súvrstvom sa zistila uhlová diskordancia. Faunisticky je toto súvrstvie sterilné (Pagáč, 1959). *Gbelské súvrstvie* dosahuje hrúbku 190 m.

Vrchný panón – pont

Do vrchného panónu až pontu sme začlenili sedimenty tzv. vrchnej uhoľnej série, ktorú vyčlenil Cílek (1955) v okolí Lakšárskej Novej Vsi. Túto sériu vyčlenil Janáček (1957) aj v oblasti Brodské – Kúty – Gbely. Jiříček (2002) ju preradil do tvrdomickej uhoľnej formácie zóny G.

Usadeniny tzv. vrchnej uhoľnej série sa pozvoľna vyvíjajú z podložného *gbelského súvrstvia* (v minulosti pesterj série) vrchnopanónskeho veku. Líšia sa od neho charakterom sedimentov. Reprezentujú ich íly s vrstvami uhoľných ílov a lignitov.

Pôvodne bol do vrchnej uhoľnej série začlenený aj štrkový vývoj s polohami pestro sfarbených ílov (Cílek, 1955; Cílek a Cicha, 1956). Na základe korelácie vrtných profilov a zhodnotenia tektonických pomerov tohto územia dospeli Buday a Špička (1959) k názoru, že klastické sedimenty tzv. štrkového vývoja vrchnej uhoľnej série ležia v nadloží ílov s lignitmi. Pomenovali ju vrchná pestrá séria. Tá v blízkosti Malých Karpát, lakšárskej elevácie a lakšárskeho elevačného pruhu prechádza do štrkovej a pieskovej série (v súčasnosti *sološnické súvrstvie*; Jiříček, 2002). Neskôr Jiříček (l. c.) od tzv. vrchnej uhoľnej série odčlenil svetlozelenosivé, zelenosivé, hnedo, žltohnedo a často červenohnedo škvrité íly s polohami drobnozrných štrkov nachádzajúce sa v bazálnej časti, ktoré laterálne často prechádzajú do tmavosivých a sivozelených ílov s polohami čiernohnedého lignitu, a pričlenil ich k pestro sfarbeným sedimentom *gbelského súvrstvia* zóny H panónu.

„vrchná uhoľná séria“: íly, piesky, uhoľné íly a lignity

Sedimenty tohto súvrstvia reprezentujú zelenosivé, svetlozelenosivé, zriedkavo sivé, slabo zelenkavé vápnité íly, v ktorých sa nachádzajú polohy tmavohnedosivých piesčitých uhoľných ílov, miestami s lignitmi, hrubé 1 až 3 m (Cílek, 1955). Súvrstvie je vyvinuté v strednej časti zohorsko-plaveckej depresie. Nachádza sa v oblasti, ktorá v priebehu vrchného panónu až kvartéru kontinuálne subsidovala.

Na základe superpozičných vzťahov možno toto súvrstvie zaradiť do vrchného panónu až pontu. Vyvíja sa totiž postupne z podložného *gbelského súvrstvia* vrchnopanónskeho veku (zóna G – H) a v jeho nadloží sú sedimenty *sološnického súvrstvia* pliocénneho veku. Toto súvrstvie dosahuje hrúbku zhruba 60 m.

Pliocén

Pliocénne sedimenty sa v regióne Záhorskej nížiny nachádzajú len v kútskej a zohorsko-plaveckej depresii. V kútskej depresii ich reprezentuje *brodské* (Bartek, 1989) a v zohorsko-plaveckej depresii *sološnické súvrstvie* (Jiříček, 2002). Pôvodne bolo *brodské súvrstvie* zaradené do vrchného pliocénu – rumanu (Bartek, 1989). Neskôr bolo začlenené do spodného pliocénu – dáku (Kováč et al., 1998). Vzhľadom na to, že sedimenty pliocénneho veku nie je možné v slovenskej časti Viedenskej panvy biostratigraficky rozčleniť, zaraďujeme obidve súvrstvia všeobecne do pliocénu.

brodské súvrstvie: piesčité íly, piesky, štrky a redeponovaný lignit (pliocén)

Brodské súvrstvie (Bartek, 1989) je vyvinuté v kútskej priehlbine. Reprezentujú ho piesčité íly s tenkými vrstvami pieskov. Nachádzajú sa v ňom aj štrky s malými obliakmi nemezozoických hornín. Na báze súvrstvia je alochtónny lignit. Hrúbka súvrstvia je maximálne 50 m, priemerne 15 m (Bartek, l. c.).

sološnické súvrstvie: štrky, pestro sfarbené íly a rašelina (pliocén)

Sološnické súvrstvie (Jiříček, 2002) je vyvinuté v zohorsko-plaveckej priehlbine. Na jeho báze sa vyskytuje 10 m hrubá vrstva kremenných štrkov, v nadloží ktorých je vrstva ílov hrubá do 7 m, z väčšej časti hrdzavo škvrnitých. Nad ňou sa vyskytujú hrubozrnné štrky, ktorých obliaky sú zložené najmä z mezozoických karbonátov. Hrúbka týchto štrkov je okolo 24 m. V nadloží štrkov je vrstva ílov hrubá 3 m. Tento sled sedimentov by podľa Jiříčka (l. c.) mohol mať dácky vek.

V nadloží týchto sedimentov sa vyskytujú hrubozrnné štrky s polohami zelenosivých ílov, ktoré v terminálnej časti tohto vrstvového sledu hrubého 80 m prevládajú. Tieto sedimenty patria pravdepodobne do rumanu.

Terminálna časť súvrstvia bola zastihnutá vrtom K-9 (53,8 – 73,0 m) pri Plaveckom Podhradí. Tvoria ju sivé, zeleno- a modrosivé a pestro škvrnité íly, v ktorých sú vrstvy čiernej a hnedočiernej rašeliny (maximálna hrúbka 1,8 m) (Kullman, 1966). Spodné vrstvy rašelin obsahujú peľové zrná drevín terciérnych rodov. Hojne zastúpené boli najmä rody *Carya* a *Podocarpus*. V menšom množstve sa vyskytli *Eleagnus*, *Caprifoliaceae*, *Tsuga diversifolia* MAST., *Myrica*, *Sciadopitys* a *Juglans* (Krippel, 1962).

Kvartér

Pleistocén

Spodný (starší) pleistocén

Proluviálne sedimenty

84 piesčito-hlinité štrky a úlomky hornín vo výplni neotektonických depresíí (donau) (len v reze)

83 hliny (sporadicky so štrkami a úlomkami hornín) vo výplni neotektonických depresíí (donau) (len v reze)

Staršie spodnopleistocénne akumulácie (*donau*) tvoria zatiaľ najstarší doložený vrstvový sled kvartérnej sedimentárnej výplne neotektonickej *perneckej čiastkovej depresie*, ktorú definovali Baňacký a Sabol (1969). Táto depresia tvorí najpoklesnutejšiu časť pásma rôzne poklesnutých štruktúrno-tektonických blokov, označovaného ako *zohorsko-plavecká depresia*.

Sedimenty boli zachytené vrtmi ZV-6 a ZV-7, situovanými prevažne vo východnej a strednej časti uvedenej depresie. Podľa údajov Vaškovej (1967) a Minaříkovej (1969) v porovnaní s mladšími sedimentmi (opísané ďalej) vykazujú pomerne veľkú hrúbku. Vo vrte ZV-7 je to dovedna 36 m (hlbkový interval 65 až 101 m) a vo vrte ZV-6 27 m (hlbkový interval 86 – 113 m), pričom ani v jednom z oboch vrtov nebolo zachytené kvartérne podložie. Z vrtov je zrejmé, že uvedenú proluviálnu akumuláciu je možné na základe jej celkovej vnútornej sedimentárnej náplne a litofaciálneho charakteru rozdeliť na dva, mierne odlišné sedimentárne sledy.

Starší a pozíčne nižší sled (84) v hĺbkových intervaloch 69 – 101 m (ZV-7) a 102 – 113 m (ZV-6) pozostáva z tenších vrstiev sivohnedej hliny a hnedosivej piesčitej hliny s úlomkami hornín s \varnothing do 4 cm v mnohonásobnom cyklickom striedaní s 3 – 5 m hrubými vrstvami zahlienených piesčitých štrkov, resp. úlomkov hornín a vrstvami čistých rôznozrnných pieskov s úlomkami. Hruboklastický materiál (\varnothing 6 – 8 cm) je málo zvetraný až nezvetraný a čerstvý, prevažne poloopracovaný, semioválny a semiangulárny. Drobnejšie klasty sú subangulárne. V petrografickom zložení štrkov a úlomkov dominujú kryštalické bridlice (fylity, menej ruly a svory), hojné sú aj rozličné amfibolity a chloriticko-aktinolitické bridlice. Kremence, kremene a kremenné pieskovce sú zastúpené v menšej miere. Vzácnne sa vyskytujú navetrané aj čerstvé dvojsludové granity. Piesky sú nevytriedené a rôznozrnné. V čisto piesčitých vrstvách sa vyskytujú preplástky hnedého ílu.

Mladší, pozíčne vyšší vrstvomý sled (83) v hĺbkových intervaloch 65 – 69 m (ZV-7) a 86 – 102 m (ZV-6) tvoria prevažne rôzne íly a piesčité hliny s ojedinelými úlomkami hornín. Íly sa pohybujú v rôznych varietach. Najtenšie vrstvy, do 0,4 m, tvorí čierny, slabo piesčitý íl. Zaberá najvrchnejšie úrovne súvrstvia a strieda sa s vrstvami hnedosivých až hrdzavohnedých piesčitých hĺn hrubými asi 4 m. V nižších úrovniach prevažuje slabo piesčitý sivohnedý íl s drobnými úlomkami hornín, ktorý sa strieda s hnedosivým prachovitým ílom s hrdzavými šmuhami a svetlosivo-hrdzavo škvrtitým ílom. Nižšie sa vyskytujú piesčité hliny s úlomkami a piesčité íly (Baňacký a Sabol, 1969). Petrograficky v klastoch dominujú amfibolity a chloriticko-aktinolitické bridlice (90 %), zvyšok tvoria fylity a ruly.

Podľa celkovej vnútornej náplne a charakteru sedimentácie je zrejmé, že vo východnej a strednej časti *perneckej čiastkovej depresie* v najspodnejších úrovniach jej sedimentárnej výplne sa zachovali staršie spodnopleistocénne deluviálno-proluviálne až proluviálne sedimenty, poznačené častými splachmi a ronóm. Ich stratigrafické a genetické ekvivalenty sa vplyvom erozívno-denudačných procesov nikde na povrchu študovaného územia nezachovali.

82 hlinité až piesčito-hlinité zvetrané štrky a úlomky hornín vo vysokých náplavových kužeľoch a výplni neotektonických depresíí (günz v celku)

81 hliny so štrkami a úlomkami hornín vo výplni neotektonických depresíí (günz v celku) (len v reze)

Mladšie spodnopleistocénne akumulácie (*günz*) sa zachovali len na jednej lokalite na J od Rohožníka v časti Vinohrádky (269 m n. m.) (fototab. VII, obr. 1), kde boli podrobnejšie identifikované vrtom ZNV-9B (Fordinál et al., 2012). Sedimenty sú erozívnym zvyškom najstaršej vetvy rozsiahleho viacgeneračného náplavového kužeľa terasovaného zo S na J, ktorý Sabol (1968) označil termínom *vývratský kužeľ*. Najstaršia akumulácia kužeľa zaberá najvrchnejšiu úroveň a leží diskordantne priamo na íloch *studienčanského súvrstvia* vrchného bádenu (95). Táto úroveň, resp. vetva dnes tvorí len najvrchnejšiu časť pahorku. Akumulácia dosahuje dĺžku zhruba 300 m a šírku maximálne 200 m. Jej povrch je v relatívnej výške 48 m nad nivami okolitých tokov. Hrúbka akumulácie je v súčasnosti vplyvom postgenetických erozívno-denudačných procesov menšia a pohybuje sa prevažne medzi 0,2 m na okraji výskytu do 6 – 8 m v strede, pričom väčšina uložení je gravitačne rozvlečená po svahoch do nižších polôh. Neogénne podložie proluviálnych sedimentov sa nachádza blízko povrchu a na mnohých miestach vystupuje na povrch.

Materiál kužeľa nie je zrnitostne ani petrograficky vytriedený a svojím chaotickým, neusporiadaným uložením pripomína skôr deluviálne hlinito-kamenité až kamenité uloženie (29, 30), do ktorých na svahoch pozvoľna prechádza. Granulometricky prevažuje strednozrnná (\varnothing 2 – 4 cm) až hrubozrnná frakcia (\varnothing < 10 cm), ojedinele aj hrubá (\varnothing 5 – 10 cm) až balvanovitá (\varnothing 10 – 20 cm). Opracovanie klastov je nízke, prevažujú angulárne až semiangulárne úlomky, len ojedinele sa vyskytujú opracovanejšie semioválne obliaky. Piesčitá zložka je stredno- až hrubozrnná (\varnothing < 2 mm) a veľmi zahlienená až zaílovaná. Dobre opracované zrná jemno- až strednozrnných eolických pieskov tvoria zhruba 5 – 10-percentnú prímies celkovej piesčitej zložky.

Petrograficky sa v sedimentoch vyskytujú výlučne malokarpatské horniny, z ktorých dominantnú zložku tvoria rôzne zvetrané až rozpadavé vápence, amfibolity (najmä uralitické) a zvetrané aktinoliticko-chloritické bridlice (45 – 50 %). Nasledujú zvetrané biotitické a sericiticko-chloritické fylity a zvetrané ruly (15 – 20 %), navetrané kremence a kremenné pieskovce (10 – 15 %) a zvetrané až rozvetrané granitoidné horniny tvoriace do 7 % horninového zastúpenia. V piesčitej frakcii petrograficky prevládajú kremence.

Mladšie spodnopleistocénne akumulácie (*günz*) sa okrem fluvialného vývoja (80), identifikovaného na báze *zohorsko-marcheggskej depresie*, zachovali aj v synchrónnom proluviálnom až deluviálno-proluviálnom vývoji príslušného vrstvomého sledu kvartérnej sedimentárnej výplne *perneckej čiastkovej depresie* (Baňacký a Sabol, 1969).

Sedimenty boli okrem uvedených vrtov ZV-6 a ZV-7 zachytené aj ďalšími vrtmi, K-3 a K-6, dovedna situovanými prevažne vo východnej a strednej časti depresie. Rovnako ako staršie (podložné) proluviálne sedimenty (84, 83), aj tieto sedimenty vykazujú pomerne veľkú hrúbku. Vo vrte K-3 zdvojená proluviálna akumulácia dosahuje hrúbku dovedna 31 m (hĺbkový interval 63 – 94 m), vo vrte ZV-6 celkovo aj s fluvialny-

mi intraformačnými vložkami 26 m (hlbkový interval 60 – 86 m), vo vrte ZV-7 dovedna 24 m (hlbkový interval 41 – 65 m) a vo vrte K-6 necelých 6 m (hlbkový interval 58 – 64 m) (Baňacký a Sabol, l. c.). Obdobne ako pri starších proluviálnych sedimentoch (84, 83) je možné uvedenú proluviálnu akumuláciu rozdeliť na dva, mierne odlišné sedimentárne a litofaciálne sledy.

Starší sled (84) sa zistil v troch vrtoch v hlbkových intervaloch 47 – 65 m (ZV-7), 69 – 76 m (ZV-6) a 77 až 94 m (K-3). Tvorí ho prevažne slabo zahlinený hrubozrnný piesčitý štrk s prevažujúcimi úlomkami hornín s $\varnothing < 5$ cm, ktorý sa strieda s tenšími vrstvami silno piesčitých hnedosivých hĺn, prípadne len vrstvami čistých sivohnedých rôzozrnných pieskov. Hruboklastický materiál je nezvetraný a čerstvý, rôzne opracovaný až neopracovaný. V petrografickom zložení štrkov a úlomkov dominujú kryštalické bridlice (biotitické a sericiticko-chloritické fylity, ruly a biotitické ruly), hojné sú aj rozličné amfibolity a chloriticko-aktinolitické bridlice (dovedna 70 %). Zvyšok tvoria najmä kremence, kremene a granitoidy. Piesky sú prevažne kremité (Baňacký a Sabol, l. c.).

Vo vrte ZV-6 v intervale 76 – 86 m sa vyskytuje nápadné, niekoľkokrát sa opakujúce striedanie uvedených vrstiev nevytriedených piesčitých štrkov s prevahou úlomkov s vrstvami vytriedených stredno- až hrubozrnných svetlosivých pieskov s obsahom drobnozrnných ($\varnothing 0,5 - 1,8$ cm), dobre opracovaných oválnych aj suboválnych nezvetraných štrkov. Vzhľadom na to, že petrografický materiál piesčitých až štrkovito-piesčitých vrstiev sa skladá prevažne z kremencov a kremeňa, ako aj ostatných hornín moravskej proveniencie, je možné v tomto horizonte sedimentárnej výplne depresie okrem proluviálneho súvrstvia potvrdiť aj viacnásobnú prítomnosť synchronných fluvialných sedimentov (78).

Mladší vrstvomý sled (83) identifikovaný v hlbkových intervaloch 63 – 77 m (K-3), 60 – 69 m (ZV-6), 58 až 64 m (K-6) a 41 – 47 m (ZV-7) pozostáva prevažne zo sivohnedých, svetlohnedých a tmavohnedých piesčitých hĺn, rôznych variet ílov (sivých jemnopiesčitých, tmavohnedých prachovitých, hrdzavohnedých s drobnými úlomkami hornín) a hlinitých pieskov s drobnými úlomkami (Baňacký a Sabol, l. c.).

Fluviálne sedimenty

80 štrky a rezíduá štrkov nerozlišených akumulácií 3. a 2. vysokej terasy (günz v celku)

79 štrky a rezíduá štrkov nerozlišených akumulácií 3. a 2. vysokej terasy (günz v celku) s pokryvom eolických pieskov (würm)

Na zmapovanom území ide zatiaľ o najstaršiu doloženú, výlučne fluvialnú terasovú akumuláciu. Sedimenty boli najlepšie zachytené vrtmi ZNV-14B a ZNV-20B (Fordinál et al., 2012), situovanými v Borskom Svätom Jure a pri Studienke.

Všetky povrchové výskyty sú v najsevernejšom bloku Boru (pozri geologickú mapu).

Sediment pozostáva zo stredozrnných štrkov a trimodálnych (0,2 – 0,5 mm, 0,8 – 2 mm, 4 – 27 mm) sľudnatých pieskov. Frakcia štrkov je monomodálna ($\varnothing < 3$, ojedinele 4,7 cm). Oblíky sú selektívne zvetrané, dobre opracované, suboválne až oválne, zriedkavejšie semioválne. V petrografickom zložení dominujú kremence a kremeň (80 – 85 %). S malým podielom nasledujú zvetrané kryštalické bridlice (< 10 %), silicity a rozvetrané pieskovce (3 – 5 %). Najmenšie zastúpenie majú granitoidné horniny (1 – 2 %).

Piesčitá frakcia je bimodálna, prevažne stredno- až hrubozrnná ($\varnothing < 2$ mm). Zrná sú prevažne semioválne až semiangulárne. V mineralogickom a petrografickom zložení pieskov dominuje kremeň (75 – 80 %), zvyšok tvoria živce vrátane plagioklasov a sľudy. Z ťažkých minerálov prevláda granát a amfibol. Významná je prímes eolických pieskov.

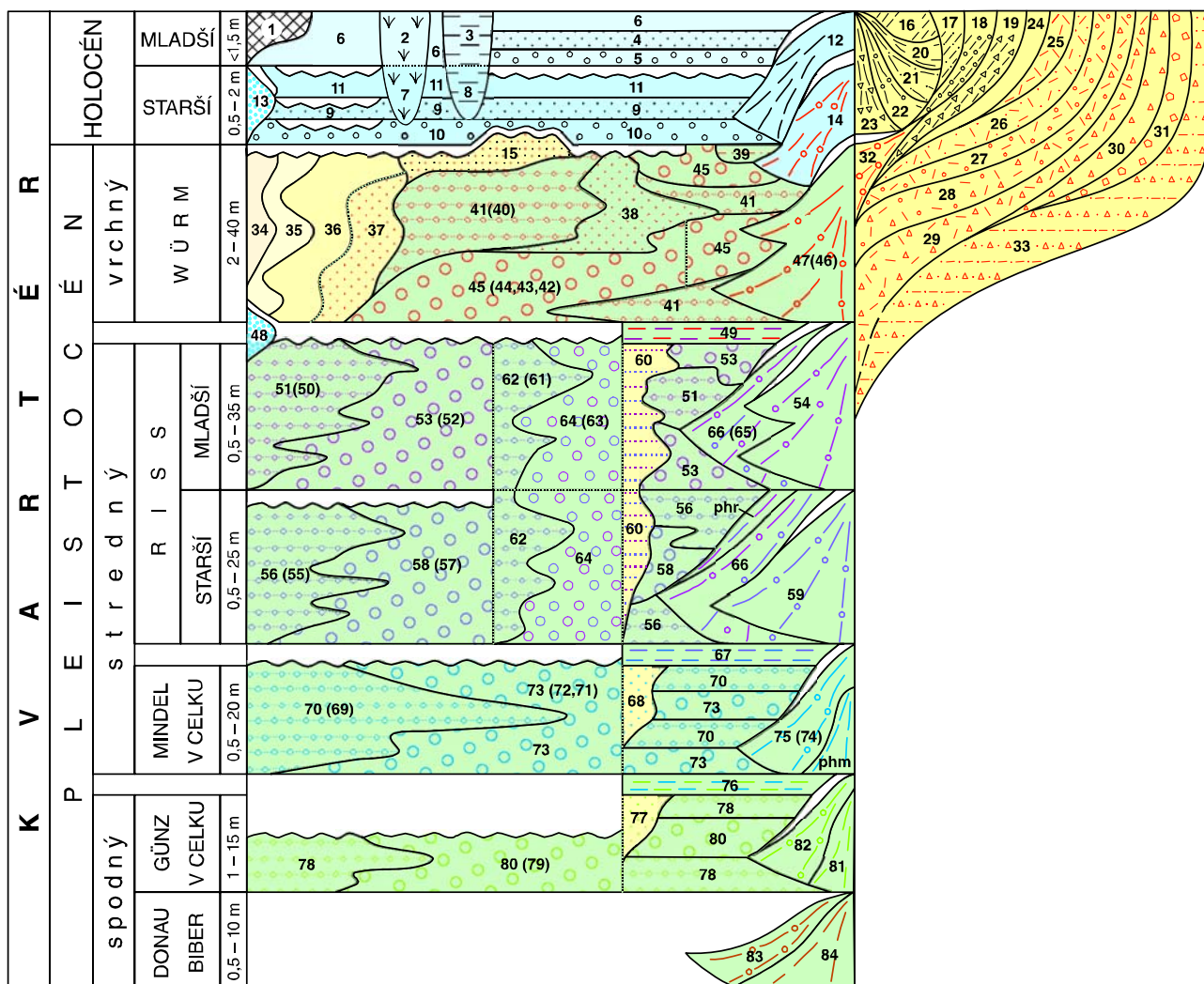
Smerom do podložia pribúda piesčitej frakcie a drobnozrnné kremité štrky postupne tvoria v sedimente len cyklicky sa opakujúce vrstvičky. Občas sa v pieskoch vyskytnú aj drobné preplástky sivých až sivomodrých piesčitých ílov s hrúbkou do 3 cm, ktorých početnosť sa smerom nadol zvyšuje.

Na základe sedimentárno-petrografických analýz Minaříkovej (1969) uvedené mladšie spodnopleistocénne fluvialné sedimenty prislúchajú výlučne k moravskej proveniencii.

78 piesky a drobné štrky vo výplni neotektonických depresí (günz v celku) (len v reze)

Na študovanom území ide zatiaľ o najstaršiu doloženú, výlučne fluvialnú akumuláciu, ktorá nemá, na rozdiel od mladších fluvialných akumulácií (64, 58, 53, 54), synchronný povrchový terasový ekvivalent. Sedimenty najlepšie zachytil vrt K-8, situovaný v centrálnej časti neotektonickej *zohorsko-marcheggskej depresie* prebiehajúcej naprieč nivou Moravy jz.-sv. smerom medzi Vysokou pri Morave a severným okrajom *stupavskej čiastkovej elevácie* (Baňacký a Sabol, 1969).

Fluvialná akumulácia tu tvorí bazálnu časť kvartérnej sedimentárnej výplne uvedenej depresie a leží diskordantne na bližšie neurčených íloch neogénu. Vo vrte dosahuje hrúbku 6 m a nachádza sa v hlbkovom intervale 98 – 104 m.



Obr. 14. Litostratigrafická tabuľka kvartéru Záhorskej nížiny (J. Maglay, 2012).

Podľa Minaříkovej (1969) sediment pozostáva z droboštrkovitých trimodálnych (0,2 – 0,5 mm, 0,8 až 2 mm, 4 – 27 mm) sludnatých pieskov. Frakcia štrkov je monomodálna ($\varnothing < 2$, ojediniele 2,7 cm). Obliaki sú nezvetrané, dobre opracované, suboválne až oválne, zriedkavejšie semioválne. V petrografickom zložení dominujú kremence a kremeň (80 – 85 %). S malým podielom nasledujú nezvetrané kryštalické bridlice (< 10 %), silicity a paleogénne pieskovce (3 – 5 %). Najmenšie zastúpenie majú granitoidné horniny (1 – 2 %).

Piesčitá frakcia je bimodálna, prevažne stredno- až hrubozrnná ($\varnothing < 2$ mm). Zrná sú prevažne semioválne až semiangulárne. V mineralogickom a petrografickom zložení pieskov dominuje kremeň (75 – 80 %), zvyšok tvoria živce vrátane plagioklasov a sludy. Z ťažkých minerálov prevláda granát a amfibol.

Drobozrnné kremité štrky tvoria v sedimente cyklicky sa opakujúce vrstvičky. Občas sa v pieskoch vyskytnú aj drobné preplástky sivých až sivomodrých piesčitých ílov s hrúbkou do 3 cm, ktorých početnosť sa smerom nadol zvyšuje.

Okrem uvedeného vrtu K-8 súvekkú akumuláciu zachytil aj vrt HL-6 (Fatul a Miler, 2002), situovaný na západnom okraji *perneckej čiastkovej depresie*. Táto depresia je súčasťou pásma poklesových neotektonických krýh *zohorsko-plaveckej depresie*, tiahnucej sa paralelne s úpäťm Malých Karpát v smere JZ – SV (Baňacký a Sabol, 1969). Ide o obdobnú sedimentáciu s predchádzajúcou, ale jej hrúbka je výrazne väčšia. Podľa odhadu z územia východnejšie od situovaného vrtu dosahuje viac ako 20 m.

Na základe sedimentárno-petrografických analýz Minaříkovej (1969) uvedené mladšie spodnopleistocénne fluviálne sedimenty prislúchajú výlučne k moravskej proveniencii a na študovanom území nikde nevystupujú na povrch.

77 eolické jemnozrnné piesky vo výplni neotektonických depresí (günz v celku) (len v reze)

Sedimenty predstavujú najstarší stratigrafický záznam o eolickej činnosti v oblasti Borskej nížiny. Boli identifikované vrtni K-3 a K-6 vo východnej časti *perneckej čiastkovej depresie* v hĺbkových intervaloch 62 – 63, resp. 60 – 63 m (Baňacký a Sabol, 1969). Jemnozrnné sivohnedé až hrdzavohnedé vytriedené eolické piesky tu ležia diskordantne na spomenutých podložných spodnopleistocénnych proluviálnych hlinito-piesčitých sedimentoch (81) *kuchynského a perneckého kužela* (senzu Sabol, 1968). Zrná pieskov sú podľa Minaříkovej (1969) dokonale zaoblené a petrograficky pozostávajú prevažne z kremeňa a kremenca (80 až 90 %), zvyšok tvoria najmä navetrané živce. Akumulácia dosahuje hrúbku do 3 – 4 m a v nej obsiahnuté eolické piesky nikde nevystupujú na povrch.

Spodný (starší) pleistocén/stredný pleistocén**76 fluviálne íly až ílovité hliny vo výplni neotektonických depresí (kromer) (len v reze)**

Ide o najstarší dosiaľ zistený interglaciálny klimaticko-sedimentárny záznam na študovanom území, označovaný termínom *kromer*. Identifikovali ho Vaškovská (1967) a Minaříková (1969) na základe vyhodnotenia vrtných jadier z priestoru kvartérnej sedimentárnej výplne neotektonicky predisponovanej *zohorsko-marcheggskej depresie*, ako aj z priestoru najviac poklesnutej časti *zohorsko-plaveckej depresie*, ktorú Baňacký a Sabol (1969) označovali názvom *pernecká čiastková depresia*. Pre teplejší klimatický interglaciálny event je charakteristická zmena sedimentácie oproti sedimentácii podložných aj nadložných vrstiev chladných glaciálnych období a prejavil sa jemnozrnejším až pelitickým vývojom sedimentov. V uvedených depresiách má nepravidelný výskyt a rovnako výrazne kolíše aj jeho hrúbka. V niektorých vrtoch táto interglaciálna vrstva nebola zachytená vôbec, resp. len v podobe preplástka. Jej kontakt s podložíom je diskordantný, no prechod do nadložia je občas kontinuálny.

V oblasti *zohorsko-marcheggskej depresie* sa táto interglaciálna vrstva zistila vrtnom K-8 v hĺbke 98 m (Baňacký a Sabol, 1969). Tvorí ju tmavosivý íl hrubý do 30 cm, nachádzajúci sa medzi nadložnou fluviálnou akumuláciou staršej časti stredného pleistocénu v piesčitom vývoji (72) a opísanou podložnou fluviálnou štrko-piesčitou akumuláciou spodného pleistocénu (80). Kontakt vrstvy je z oboch strán erozívny a diskordantný.

Smerom na SV k okraju *zohorsko-marcheggskej depresie*, resp. k prechodným, menej poklesnutým kryhám sa prítomnosť tejto interglaciálnej vrstvy nepotvrdila. Objavuje sa opäť až v západnej polovici *perneckej čiastkovej depresie*. Na jej západnom okraji vo vrte ZV-16 ju v hĺbkovom intervale 49 – 51 m tvorí vrstva žltozelenosivej prachovitej hliny hrubá 3 m s preplástkami sivého ílu. V centre depresie sa vrtnom ZV-6 zistila v hĺbke 58 – 60 m a tvorí ju vrstva sivého piesčitého ílu hrubá 2 m (Baňacký a Sabol, l. c.). Smerom do východnej časti depresie sa vrstva stenčuje. Vo vrte K-3 má hrúbku 1 m a tvoria ju sivé jemnopiesčité íly so šmuhami hydroxidov Fe. Ďalej na východ sa interglaciálna vrstva úplne vytráca a nahrádza ju priamy diskordantný kontakt proluviálnych sekvencií (84, 83, 77).

Stredný pleistocén**Staršia časť****Proluviálne sedimenty****phm piesčité hliny so štrkami a úlomkami hornín vo výplni neotektonických depresí**

(len v litostratigrafickej tabuľke)

Staršie strednopleistocénne akumulácie (*mindel*) predstavujú zatiaľ najstarší doložený vrstvomý sled kvartérnej sedimentárnej výplne neotektonickej *sološnicko-plaveckej čiastkovej depresie*, ktorú definovali Baňacký a Sabol (1969). Tvorí severné zakončenie poklesnutého pásma štruktúrno-tektonických blokov, označovaného ako *zohorsko-plavecká depresia*.

Sedimenty boli zachytené vrtni K-5, K-7 a K-9, situovanými prevažne vo východnej a strednej časti tejto depresie (Baňacký a Sabol, 1969). Podľa údajov Vaškovskej (1967) a Minaříkovej (1969) v porovnaní s mladšími sedimentmi (75, 66, 47) vykazujú pomerne veľkú hrúbku, do 19 m, pričom ani v jednom z vrtoch nebolo zachytené kvartérne podložie. Z vrtoch je zrejme, že uvedenú proluviálnu akumuláciu je možné na základe jej celkovej vnútornej sedimentárnej náplne a litofaciálneho charakteru rozdeliť na dva, mierne odlišné sedimentárne sledy.

Vrstvomý sled tvoria prevažne rozličné íly a piesčité hliny s ojedinelými úlomkami hornín. Íly sa vyskytujú v rôznych varietach. Najtenšie vrstvy do 0,4 m tvorí čierny, slabo piesčitý íl, zaberajúci najvrchnejšie úrovne súvrstvia a striedajúci sa s vrstvami hnedosivých až hrdzavohnedých piesčitých hlin hrubými asi 4 m.

V nižších úrovniach prevažuje slabo piesčité sivohnedý íl s drobnými úlomkami hornín striedajúci sa s hnedosivým prachovitým ílom s hrdzavými šmuhami a svetlosivo hrdzavo škvrnitým ílom. Nižšie sa vyskytujú piesčité hliny s úlomkami a piesčité íly. Petrograficky v klastoch dominujú vápence, zvyšok tvoria vápnité bridlice, fylity a ruly.

Podľa celkovej vnútornej náplne a charakteru sedimentácie je zrejmé, že vo východnej a strednej časti *sološnicko-plaveckej čiastkovej depresie* v najspodnejších úrovniach jej sedimentárnej výplne sa zachovali staršie spodnopleistocénne deluviálno-proluviálne až proluviálne sedimenty, poznačené častými splachmi a ronóm. Ich stratigrafické a genetické ekvivalenty sa vplyvom erozívno-denudačných procesov nezachovali nikde na povrchu študovaného územia.

- 75 hlinité až piesčito-hlinité štrky a úlomky hornín vo vrchných náplavových kuželoch** (mindel v celku)
- 74 hlinité až piesčito-hlinité štrky a úlomky hornín vo vrchných náplavových kuželoch** (mindel v celku) **s pokryvom eolických pieskov** (würm)

Proluviálne sedimenty staršej časti stredného pleistocénu majú na študovanom území z hľadiska povrchových výskytov v porovnaní s mladšími proluviálnymi akumuláciami (66, 47) pomerne malé plošné aj objemové zastúpenie. Morfostratigraficky sa označujú aj ako *vrchné náplavové kužele* (75). Ich sedimenty pokrývajú zatiaľ v poradí druhé najstaršie identifikované úrovne – tzv. vrchné etáže niektorých terasovaných viacgeneračných kuželov. Takéto morfologicky výrazné úrovne tvoria často významný reliéfotvorný a krajinný prvok. Na rozdiel od toho, na viac poklesávajúcich tektonických kryhách sa synchronne proluviálne sedimenty vo väčšom plošnom, no najmä objemovom rozsahu zachovali ako súčasť kvartérnej sedimentárnej výplne neotektonickej *zohorsko-plaveckej depresie*, presnejšie jej najviac poklesnutej časti – *perneckej čiastkovej depresie*, kde tvoria zväčša spodné súvrstvia. Tie sa nachádzajú v superpozícii na povrchu proluviálnych akumulácií spodného pleistocénu (82) a pod mladšími proluviálnymi aj eolickými akumuláciami stredného pleistocénu (66).

Povrchové výskytéry erozívnych zvyškov starších strednopleistocénnych proluviálnych akumulácií sú zachované len v miestach vyústenia niektorých väčších malokarpatských potokov z pohoria do okrajovej časti Borskej nížiny, označovanej ako Podmalokarpatská znížienina. Vo vzdialenejších zónach, ktoré sú už súčasťou spomenutej depresie, tieto sedimenty na povrch nevystupujú.⁴

Najsevernejší výskyt týchto proluviálnych sedimentov sa na študovanom území zistil v mieste vyústenia Fenešského potoka na S od Plaveckého Mikuláša, kde sa v priebehu pleistocénu vytvoril menší viacgeneračný náplavový kužel, jednostranne terasovaný z J na S.

Materiál kužela pozostáva z chaoticky uložených balvanov až blokov rozličných druhov vápencov a z dolomitov.

Na J od Rohožníka sa zachovala synchronna s. vetva rozsiahleho viacgeneračného náplavového kužela, terasovaného zo S na J, ktorý Sabol (1968) označil termínom *vývratský kužel* (fototab. VII, obr. 2). Druhá najstaršia akumulácia kužela zaberá druhú najvrchnejšiu a plošne menej rozľahlú úroveň (vetvu) a leží diskordantne priamo na íloch *studienčanského súvrstvia* vrchného bádenu (96). Táto úroveň, resp. vetva sa tiahne od s. okraja vodnej nádrže cez chatovú osadu, kde sa pri postupnom rozširovaní stáča na SZ k telesu *rohožníckeho kužela*. Akumulácia dosahuje dĺžku 2,5 km a šírku maximálne 200 m. Jej povrch je v relatívnej výške od 7 (apikálna časť) až do 25 – 30 m nad nívami okolitých tokov. Hrúbka akumulácie je v súčasnosti vplyvom postgenetických erozívno-denudačných procesov veľmi malá a pohybuje sa prevažne medzi 0,2 až 2,5 m, pričom väčšina uloženín je gravitačne rozvlečená po svahoch do nižších polôh. Neogénne podložie proluviálnych sedimentov sa nachádza blízko povrchu a na mnohých miestach vystupuje na povrch.

Materiál kužela nie je zrnitostne ani petrograficky vytriedený. Opracovanie klastov je nízke, prevažujú an-gulárne až semiangulárne úlomky, len ojedinele sa vyskytujú opracovanejšie semioválne obliaky.

Petrograficky sa v sedimentoch vyskytujú zvetrané až rozpadavé vápence, amfibolity (najmä uralitické) a zvetrané chloritické bridlice (45 – 50 %). Nasledujú zvetrané fylity a zvetrané ruly (15 – 20 %). Navetrané kremence a kremenné pieskovce tvoria 15 % horninového zastúpenia.

Obdobný petrografický štrkovito-úlomkovito-piesčité proluviálny materiál zachytili v jv. časti *sološnicko-plaveckej čiastkovej depresie* vrty HgC-2 a HgC-5 v hĺbkovom intervale 56 – 58 m (Bacmaňáková a Pavúr, 1964). Pri vyhodnocovaní údajov z vrtu sa zistilo, že v rámci uvedeného proluviálneho súvrstvia hrubého 8 m

⁴ Pozn.: V tejto súvislosti sa však istým paradoxom javí ďalší, pomerne veľký povrchový výskyt súvekých proluviálnych sedimentov nachádzajúcich sa v oblasti Boru za západným tektonickým okrajom depresie v smere k Malackám. Ide o distálnu časť malokarpatských prolúvií, deponovaných na vysokých neotektonických kryhách neogénu. Proluviálne sedimenty (77) sa tu laterálne zastupujú so súvekými fluviálnymi sedimentmi vrchnej terasy v piesčitom vývoji (72), pričom sú sčasti pokryté eolickými pieskami *centrálneho pásma* (76).

sa nachádza 50 cm hrubá vrstva sivohnedej interštadiálnej hliny, zachovanej v rámci mindelského glaciálu. Na rozdiel od povrchových výskytov, piesčité úlomky a štrky v depresii sú len málo navetrané a obsahujú viac rozličných druhov vápencov.

Ďalší výskyt synchronných proluviálnych sedimentov na študovanom území sa zistil v mieste vyústenia potokov Maliny a Javorinky z pohoria v obci Kuchyňa. V priebehu pleistocénu sa tam vytvoril plošne rozsiahly viacgeneračný náplavový kužeľ, jednostranne terasovaný zo S na J, ktorý Sabol (1968) označil termínom *kuchynský kužeľ* (podrobnejšie pozri opis 47). Najstaršia akumulácia kužeľa zaberá najvrchnejšiu a plošne najmenšiu z jeho troch vekovo odlišných úrovní (vetiev) a leží diskordantne priamo na íloch *studienčanského súvrstvia* vrchného bádenu (96). Táto úroveň sa tiahne od s. okraja vodnej nádrže cez obec, kde sa pri postupnom rozširovaní stáča na SZ k telesu kužeľa potoka Vývrat. Akumulácia dosahuje dĺžku 2,5 km a šírku maximálne 400 m. Jej povrch je v relatívnej výške od 7 (apikálna časť) až do 25 – 30 m nad nivami okolitých tokov. Hrúbka akumulácie je v súčasnosti vplyvom postgenetických erozívno-denudačných procesov veľmi malá a pohybuje sa prevažne medzi 0,2 – 0,9 m, pričom väčšina uloženín je gravitačne rozvlečená po svahoch do nižších polôh. Neogénne podložie proluviálnych sedimentov sa nachádza blízko povrchu a na mnohých miestach vystupuje na povrch.

Materiál najstaršej vetvy *kuchynského kužeľa* nie je zrnitostne ani petrograficky vytriedený. Svojím chaotickým, neusporiadaným uložením pripomína skôr deluviálne hlinito-kamenité až kamenité uloženiny (27, 28), do ktorých na svahoch pozvoľna prechádza. Granulometricky prevažuje strednozrná (\varnothing 2 – 4 cm) až hrubozrná frakcia (\varnothing < 10 cm), len v apikálnej časti blízko pohoria sa v sedimentoch vyskytujú aj hrubé (\varnothing 5 – 10 cm) až balvanovité (\varnothing 10 – 20 cm) klasty. Ich opracovanie je nízke, prevažujú angulárne až semiangulárne úlomky, len ojedinele sa vyskytujú opracovanejšie semioválne obliaky. Piesčité zložka je stredno- až hrubozrná (\varnothing < 2 mm) a veľmi zahmlinovaná až zailovaná. Dobre opracované zrná jemno- až strednozrných eolických pieskov tvoria zhruba 5 – 10-percentnú prímes celkovej piesčitej zložky.

Petrograficky sa v sedimentoch vyskytujú výlučne malokarpatské horniny, z ktorých dominantnú zložku tvoria rôzne zvetrané až rozpadavé amfibolity (najmä uralitické) a zvetrané aktinoliticko-chloritické bridlice (45 – 50 %). Nasledujú zvetrané biotitické a sericiticko-chloritické fylity a zvetrané ruly (15 – 20 %), navetrané kremence a kremenné pieskovce (10 – 15 %) a zvetrané až rozvetrané granitoidné horniny, tvoriace do 7 % horninového zastúpenia. Karbonátové horniny sa v sedimentoch nevyskytujú. V piesčitej frakcii petrograficky prevládajú kremence.

Obdobný petrografický štrkovito-úlomkovito-piesčitý proluviálny materiál zachytil v sv. časti *perneckej čiastkovej depresie* vrt K-6 v hĺbkovom intervale 56 – 58 m a vo východnej časti depresie vrt K-3 v hĺbkovom intervale 54 – 62 m (Baňacký a Sabol, 1969). Pri vyhodnocovaní údajov z vrtu K-3 sa zistilo, že v rámci uvedeného proluviálneho súvrstvia hrubého 8 m sa nachádza 50 cm hrubá vrstva sivohnedej interštadiálnej hliny, zachovanej v rámci mindelského glaciálu (hĺbkový interval 58,5 – 59 m). Nadložie súvrstvia tvoria eolické piesky staršej časti stredného pleistocénu (68) a podložie buď tenké vrstvy spodnopleistocénnych eolických pieskov (77), alebo hrubé súvrstvia starších proluviálnych náplavov (82). Na rozdiel od povrchových výskytov, piesčité úlomky a štrky v depresii sú len málo navetrané a obsahujú aj rozličné druhy vápencov. Prítomnosť karbonátových hornín v sedimentoch depresie potvrdzuje vzájomné laterálne zastupovanie a prelínanie proluviálnych akumulácií *kuchynského* a *perneckého kužeľa*.

O mimoriadne veľkom plošnom rozsahu vejára *kuchynského kužeľa* svedčí distálna časť jeho proluviálnej akumulácie vystupujúca na povrch, deponovaná do vzdialenosti až 9,5 km od pohoria. Jej výskyt bol identifikovaný až za západným limitujúcim zlomom *perneckej čiastkovej depresie* v západnej časti Boru pri Malackách, a to obojstranne pri štátnej ceste Malacky – Pernek. Proluviálne sedimenty sa tu zachovali na vyšších neogénnych kryhách, pričom z východu ich tektonicky ohraničuje spomínaná zlomová línia a z ostatných strán sa laterálne prstovite zastupujú so synchronnými fluviálnymi sedimentmi vrchnej terasy Moravy v piesčitom vývoji (70). Morfometrické údaje udávajú zhodnú relatívnu výšku povrchu proluviálnej akumulácie s fluviálnou (30 – 32 m), ako aj zhodnú výšku bázy, a to 16 – 18 m nad nivou Moravy. Aj sedimentologická analýza vrátane granulometrie je v zásade totožná s údajmi opisu vrchnej terasy v piesčitom vývoji (pozri 68, 70), len petrografická charakteristika je zásadne odlišná, v prospech horninovej skladby malokarpatskej znosovej oblasti. V drobnozrných úlomkoch a štrkoch (\varnothing 3 – 17 mm) opäť dominujú rôzne zvetrané až rozpadavé amfibolity, fylity a ruly, navetrané kremence, kremenné pieskovce a zvetrané granitoidné horniny. Karbonátové horniny sa nevyskytujú. Časť proluviálnej akumulácie je pokrytá eolickými pieskami *centrálneho pásma* (74).

Južnejšie od staršej strednopleistocénnej vetvy *kuchynského kužeľa* sa vekovo zodpovedajúce proluviálne uloženiny zistili v malom erozívnom zvyšku vystupujúcom na povrch v morfológicky najvyššej úrovni ďalšieho viacgeneračného terasovaného kužeľa Perneckého potoka v Perneku, ktorý Sabol (1968) označil termínom *pernecký kužeľ* (podrobnejšie pozri opis 47). Ako pri predchádzajúcom kuželi, aj tu ide o zvyšok severnej vetvy kužeľa siahajúcej od pohoria na SZ v dĺžke asi 500 m a šírke do 150 m. Sedimenty dnes len v malej hrúbke (0,3 – 0,9 m) pokrývajú kratší chrbát budovaný ílmi a prachmi *studienčanského súvrstvia*

vrchného bádenu (96), ktoré na mnohých miestach vystupuje spod proluviálnej akumulácie na povrch. Ich relatívna výška v závislosti od spádovej krivky Perneckého potoka sa mení od 8 do 27 m, pričom sedimenty sú prevažne gravitačne rozvlečené po svahoch do nižších polôh a stávajú sa súčasťou okolitých deluviálnych hlinito-kamenito-štrkovitých svahovín (27, 28).

Chaoticky uložený materiál vrchnej úrovne *perneckého kužela* nie je ani zrnitostne, ani petrograficky vytriedený a piesčité štrky s úlomkami sú silno zahľinené až zaílované. Prevažujú strednozrné (\varnothing 2 – 5 cm) neopracované angulárne až semiangulárne úlomky (60 – 70 %) a vo zvyšnom podiele sa vyskytujú hrubozrné (\varnothing 5 – 10 cm) až balvanovité (\varnothing 10 – 20 cm) semioválne až oválne štrky. Petrograficky prevažujú navetrané až rozvetrané (rozpadavé) kryštalické bridlice (uralitické a tmavé škvritné amfibolity, fylity a biotiticko-granatické ruly) tvoriace do 50 % horninovej skladby. Nasledujú rôzne zvetrané granitoidy (20 – 25 %) a navetrané kremence a kremenné pieskovce (15 – 20 %). Zvyšok horninovej skladby zaberajú zvetrané až rozpadavé klasty vápencov. Opracované štrky granitoidných hornín, kremencov a kremeňa pochádzajú z piesčito-štrkových sedimentov *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu (111), nachádzajúceho sa na úpätí pohoria a priľahlej časti Kuchynskej hornatiny (pozri geologickú mapu).

Okrem uvedeného povrchového výstupu sa stratigraficky zodpovedajúca akumulácia *perneckého kužela* podieľa aj na stavbe jv. a strednej časti sedimentárnej výplne *perneckej čiastkovej depresie*. Sedimenty okrem opísaného proluviálneho súvrstvia vo vrte K-3 hrúbku 8 m (hlbkový interval 54 – 62 m) zachytil aj vrt ZV-7 na jv. okraji depresie, kde dosahujú hrúbku 4 m (hlbkový interval 38 – 42 m), vrt K-1 na jej južnom okraji s hrúbkou až 14 m (hlbkový interval 64 – 80 m) a v centre depresie vrt ZV-6 s hrúbkou zodpovedajúcej akumulácie 3 m (hlbkový interval 55 – 58 m) (Baňacký a Sabol, 1969). Na JZ je rozsah tejto proluviálnej akumulácie tektonicky limitovaný severným okrajom *lozorniansko-jablonovskej čiastkovej elevácie*, no na Z kontinuálne prechádza do súvekej fluviálnej akumulácie (70).

Sedimenty v depresii sú zložené prevažne z piesčitých štrkov a úlomkov hornín v zhodnom petrografickom zložení s horninami opísaného povrchového výstupu v Perneku. Zásadné zmeny sú len v stupni zvetrania klastov a v závislosti od miesta depozície aj v ich frakčnom zastúpení. Zatiaľ čo vo vrte ZV-7 sa v zodpovedajúcom horizonte nachádza prevažne svetlosivohnedá piesčitá hlina až zahľinený piesok s úlomkami s \varnothing do 4 – 6 cm, vo vrte K-1 je to už jemno- až strednozrný svetlohnedý a červenohnedý piesok s úlomkami fylitov, rúl, amfibolitov a kremencov s \varnothing 1 – 2 cm, ale aj 6 cm (Baňacký a Sabol, l. c.).

Ďalší povrchový výstup proluviálnej akumulácie staršej časti stredného pleistocénu (mindel) sa nachádza v priestore vyústenia Rudanického potoka z pohoria v Jablonovom. Rovnako ako pri predchádzajúcich dvoch kuželloch, aj v tomto prípade ide o morfológicky najvyššiu severnú vetvu výrazne terasovaného viacgeneračného kužela, ktorý Sabol (1968) označil termínom *jablonovský kužel* (podrobnejšie pozri opis 47). Vetva vybieha z pohoria na východnom okraji obce a postupne sa rozširujúc, tiahne sa sz. smerom do vzdialenosti asi 1,2 km. V dôsledku postgenetických erozívno-denudačných procesov sa najstaršia akumulácia kužela v súčasnosti nachádza na povrchu kratšieho nízkeho chrbta budovaného ílmi *studienčanského súvrstvia* vrchného bádenu (95). Vystupuje v relatívnej výške 7 – 25 m nad Rudanickým potokom a jej sedimenty dnes v porovnaní s pôvodnou akumuláciou predstavujú iba menší erozívny zvyšok dosahujúci maximálnu hrúbku 1,5 m, no prevažne sú rozvlečené po svahoch do nižších polôh.

Sedimenty staršej strednopleistocénnej akumulácie *jablonovského kužela* sú neusporiadané, chaoticky uložené a výrazne zahľinené. V akumulácii prevažujú zrnitostne a petrograficky nevytriedené, semiangulárne až semioválne stredno- až hrubozrné klasty. Tvoria ich najmä zvetrané granity (40 – 50 %), vápence a vápnité čierne bridlice (20 – 30 %), navetrané, resp. slabo navetrané kremence a kremenné pieskovce (5 – 10 %), silno zvetrané horniny fylitického charakteru a chloriticko-aktinolitické bridlice. Pri zvetraných granitoch ide pravdepodobne o redepozity z piesčito-štrkových sedimentov *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu (111) tvoriacich tunajšiu priúpätnú časť pohoria. Piesčitá zložka je prevažne strednozrná a vplyvom premiešania s podložnými ílmi a produktmi zvetrania kryštalických bridlíc silno zahľinená.

K ďalším výskytom na úpätí pohoria patria proluviálne sedimenty staršej časti stredného pleistocénu, doložené až zo Stupavy a jej okolia. Zastupuje ich opäť erozívno-denudačný zvyšok pôvodne plošne rozsiahlej a hrubej akumulácie tzv. *vrchného náplavového kužela* Stupavského potoka, vyúsťujúceho zo Stupavského predhoria na neotektonickú kryhu *stupavskej čiastkovej elevácie* v rámci Borskej nížiny.

Sedimenty budujú len najvyššiu etáž tohto morfológicky výrazného viacgeneračného kužela nachádzajúcu sa v relatívnej výške 5 – 25 m nad súčasným tokom. Objavujú sa pri starej cementárni v Stupave a v smere toku pokračujú na JZ, kde sa laterálne zastupujú so synchronnými fluviálnymi piesčitými štrkami vrchnej (tzv. *novomestskej*) terasy Moravy (73). Okraje výskytov proluviálnych sedimentov sú lemované hlinito-štrkovými až piesčito-štrkovými svahovínami (27).

Proluviálny materiál tvorí prevažne tenká (0,2 – 0,8 m) vrstva zahľinených až zaílovaných piesčitých štrkov s úlomkami hornín. Klastický materiál je rôzne opracovaný, zväčša však poloopracovaný až veľmi slabo opracovaný. V štrkoch sú hojné ílovité, hlinité a piesčité telesá prevažne sivej, sivohnedej až hnedej farby,

prípadne sú hruboklastické sedimenty úplne premiešané s piesčitými hlinami a ílmi podložného *jakubovského súvrstvia* stredného bádenu (104). V petrografickom zložení materiálu výrazne dominujú navetrané spodnotriasové kremence (80 – 90 %) prevažne okrovej, ale aj ružovej až červenkastej farby. Približne 10 – 20 % obsahu klastov tvoria rôzne navetrané biotitické granodiority a len ojedinele zvetrané karbonáty. Okrem prevažne hrubých klastov hornín (\varnothing 5 – 10 cm) sú v sedimentoch ojedinele prítomné aj balvany s \varnothing do 30 cm.

Podľa uvedených litologických a petrografických znakov prolúviálnych sedimentov kužela možno potvrdiť, že ich prevažná časť pochádza z *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu (111) budujúceho väčšinu Stupavského predhoria.

V distálnejších zónach západne od diaľnice sú prolúviálne sedimenty vrchného kužela pokryté návejmi vrchnopleistocénnych jemnozrnných eolických pieskov *stupavsko-novoveského pásma* hrubými do 2 – 3 m (74). V ich okolí podiel piesčitej frakcie narastá aj v samotných prolúviálnych a deluviálnych sedimentoch.

Posledný z radu povrchových výstupov prolúviálnych sedimentov staršej časti stredného pleistocénu (75) sa zistil v morfológicky najvyššej (najstaršej) etáži menšieho, výrazne terasovaného *vápenického kužela* (senzú Vaškovec et al., 1987), vybiehajúceho j. od Záhorskej Bystrice z okraja Pezinských Malých Karpát do priestoru *lamačsko-stupavskej čiastkovej depresie*. Vekovo zodpovedajúca akumulácia tzv. *vrchného náplavového kužela* na malej ploche v relatívnej výške 30 – 37 m nad nivami potokov rudimentárne pokrýva najvyššie miesta pahorka Dievčí hrádk (201 m n. m.) budovaného pieskoveciami *sandberských vrstiev* vrchného bádenu (99).

Sedimenty sú zložené z nevrstvených, chaoticky uložených, zrnitostne ani petrograficky nevytriedených piesčitých štrkov a úlomkov hornín v celkovej hrúbke zhruba 0,3 – 0,9 m. V angulárnych, semiangulárnych až suboválnych úlomkoch a štrkoch granulometricky prevažuje strednozrnná (\varnothing 2 – 4,5 cm) frakcia. Veľmi hrubé klasty (\varnothing 7 – 10 cm) sú ojedinelé. Piesčitá frakcia je strednozrnná (\varnothing 0,18 – 0,8 mm) až hrubozrnná (\varnothing 0,9 – 2,0 mm). Na povrchu akumulácie sú prevažne piesčité hliny. Petrograficky sú v štrkoch zastúpené najmä rôzne zvetrané granity (dvojsľudové a leukokratiné muskovitické žuly) a granodiority, tvoriace dovedna 30 – 40 % celkového obsahu. O niečo menej sú zastúpené hnedočervené, hnedozelené a bordové kryštalické bridlice ako napr. zvetrané fylity, metabáziky a svorové ruly (20 – 30 %) a svetlohnedé až okrové navetrané kremence (15 – 25 %). Okrem dominantnej znosovej oblasti Pezinských Karpát je časť materiálu redeponovaná z *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu (111). Hrubozrnné hnedočervené piesky sú sľudnaté, zrná sú prevažne kremenné, s obsahom úlomkov zvetraných kryštalických bridlíc a živcov.

Prítomnosť synchronnej prolúviálnej akumulácie sa vo výplni *lamačsko-stupavskej čiastkovej depresie* nepotvrdila, čo vyvoláva predpoklad o jej mladšom založení, resp. jej erozívno-denudačnej genéze.

Fluviálne sedimenty

- 73 **piesčité štrky bližšie nečlenených dvoch stupňov vrchných terás** (mindel v celku)
- 72 **piesčité štrky bližšie nečlenených dvoch stupňov vrchných terás** (mindel v celku) **s pokryvom eolických pieskov** (würm)
- 71 **piesčité štrky bližšie nečlenených dvoch stupňov vrchných terás** (mindel v celku) **s pokryvom spraší** (würm)

Fluviálne sedimenty staršej časti stredného pleistocénu (*mindel*) tvoria stratigraficky prvú, najstaršiu akumuláciu, ktorá sa plošne aj objemovo výrazne podieľa na geologickej stavbe kvartéru študovaného územia. Sedimenty sa vyskytujú jednak na povrchu, kde tvoria morfo-pozíčne najvyššiu známu úroveň terás Moravy, jednak ako zakryté vyplňajú príslušnú stratigrafickú úroveň kvartérnej sedimentárnej výplne *zohorsko-marcheggskej* a západnej časti *perneckej čiastkovej depresie*. Vyznačujú sa polycyklickým, klimaticky ovplyvneným vývojom fluviálnej sedimentácie. Obdobne ako pri mladších fluviálnych sedimentoch (58, 53, 45) sa to prejavilo výraznou zrnitostnou diferenciáciou, teda rôznym frakčným zastúpením klastov nielen vo vertikálnom, ale najmä v horizontálnom smere. Prakticky to znamená, že sa v regióne už v tomto období vyvinuli fluviálne sedimenty tak s piesčito-štrkovým, ako aj štrkovito-piesčitým až piesčitým zložením. Tento fakt je vyjadrený aj v osobitnom plošnom zobrazení dvoch rozlíšiteľných subtypov terás na mapách (73 až 70). Na základe indícií z vrto, záverov Minaříkovej (1969) aj vlastných výskumov však môžeme konštatovať, že v období depozície týchto fluviálnych sedimentov (*mindel*) na väčšine územia prevažovala osobitne opísaná štrkovito-piesčitá až piesčitá fluviálna akumulácia (70), zatiaľ čo piesčito-štrková až štrková akumulácia (75) bola obmedzená len na menšie paralelné pásma, spravidla menej vzdialené od vtedajšieho aktívneho toku.

Fluviálne sedimenty vystupujúce na povrch v piesčito-štrkovom až štrkovom vývoji (73) sa dnes nachádzajú v morfológickej pozícii tzv. *vrchných terás*. Plošne najväčšie a najucelenejšie zachované rozšírenie

majú na ľavobreží Moravy a ústia Myjavy. Ide o prerušované pásmo od Kuklova cez Borský Svätý Jur (fototab. VIII, obr. 5 – 6), Moravský Svätý Ján a ďalej v smere na JV hlboko do oblasti Boru (pozri geologickú mapu). Významné sú aj rozsiahle plochy vrchných terás Teplice (Vrbovčianky) na V od Senice, kde sú sčasti pokryté eolickými sprašami (71).

Významné sú rozsiahle výskyt medzi ústím Stupavského potoka, resp. Devínskym Jazerom a sídliskom v Devínskej Novej Vsi, kde tvoria povrch *devínskonovoveskej elevácie*. Mazúr a Lukniš (1978) ju geomorfologicky označovali názvom Novoveská plošina. Ide o rozsiahlu, 7 km dlhú a 2 – 2,5 km širokú fluvialnú terasu s.-j. smeru, ktorú Halouzka (in Vaškovský et al., 1987) označil termínom *devínskonovoveská terasa* (fototab. VIII, obr. 1 – 2). Terasa je zo Z ohraničená tektonicky predisponovaným okrajom Dolnomoravskej nivy, na ktorom sa zachoval paralelne prebiehajúci úzky medzistupeň nižšej strednej terasy(!) Dunaja (31). Jej východný okraj oproti *stupavsko-lamačskej zníženi* je pravdepodobne taktiež tektonicky limitovaný. Najnovšie indície, ako aj prieskum pomocou plytkých mapovacích vrtov však môžu potvrdiť atektonické, t. j. erozívno-denudačné ohraničenie. Na severe sa terasa začína na styku *devínskonovoveskej a stupavskej čiastkovej elevácie (vyššej kryhy)*, kde sa jej sedimenty prstovite spájajú so súvekými proluviaľnými sedimentmi (75) *stupavského kužela* (senzu Vaškovský et al., 1987). Južný okraj je zakončený atektonickým vyklínením na severných svahoch Devínskej Kobyly. Terasa je postgeneticky segmentovaná dolinou potoka Mláka na dve samostatné časti (pozri geologickú mapu). Po obvode fluvialných sedimentov terasy sa zachovali deluviaľne hlinito-štrkovité a piesčito-štrkovité redepozity (27) a v krátkych úvalinách aj deluviaľno-fluviaľne hlinito-piesčito-štrkovité splachy (18).

Úroveň povrchu piesčitých štrkov odkrytej terasy je v relatívnej výške 22 – 27 m nad nivou Moravy a približne zodpovedá výške povrchu terás jej piesčitých stratigrafických ekvivalentov (72). Báza fluvialných sedimentov terasy sa pohybuje v rozpätí 18 – 21 m nad nivou Moravy a ich zachovaná hrúbka na väčšine plochy osciluje len v hodnotách 0,5 – 2 m. Maximálnu hrúbku 7 m terasa dosahuje odpočtom jednak v severnom úseku v častiach Na Kliešti a Vrchná cesta, jednak aj priamo v Devínskej Novej Vsi v okolí kóty Grb (166,5).

Okrem toho sa v severnom úseku pásma vrchnej terasy na povrchu fluvialných piesčitých štrkov vyskytujú nepravidelné, prevažne tenké (najviac do 3 m hrubé) presypy vrchnopleistocénnych eolických pieskov *stupavsko-novoveského pásma* (15). V miestach návejov tak vznikli geneticky aj stratigraficky odlišné naložené sedimenty, na mape označené číslom 72.

Piesčité štrky terasy (75) sú prevažne bimodálne (0,8 – 1,2 mm, 3,0 – 45 mm), pričom samotná štrková či piesková frakcia je monomodálna. Vo frakcii štrkov prevažujú semioválne až oválne (stredne až dobre zaoblené), menej semiangulárne (poloostrohranné) drobné- až strednozrné ($\varnothing < 4,5$ cm), len občas hrubozrné ($\varnothing 5 – 10$ cm) a zle zrnitostne vytriedené obliaky. Na rozdiel od toho, štrky sú petrograficky veľmi dobre vytriedené. V ich zložení vysoko prevládajú okrovo sfarbené, selektívne po puklinách navetrané kremence a kremene (85 – 92 %). Ich zastúpenie v celkovom objeme hmoty je zo všetkých mladších fluvialných štrkov terás (64, 58, 53, 45) najvyššie. Výrazne menší podiel pripadá na rozličné druhy navetraných, limonitizovaných a zvetraných paleogénnych pieskovcov (kremenné, glaukonitické) a veľmi zvetraných kryštalických bridlic (muskovitické a menej biotitické ruly), ktoré zaberajú dovedna (3 – 5 %) celkovej hmoty. Zvyšok tvoria čierne, čiernohnedé a zelenožlté rohovce (< 3 %), vzácné zvetrané granitoidy (muskovitické a dvojsľudové granity) a veľmi ojedinele drobné obliaky zvetraných až rozpadavých vápencov (< 1 %).

Piesčitá frakcia terasy je monomodálna, prevažne stredno- až hrubozrná ($\varnothing 0,8 – 1,1$ mm), horšie zrnitostne vytriedená a na báze výrazne zaílovaná. Zrná fluvialných pieskov sú menej zaoblené (semiangulárne) až takmer ostrohranné (subangulárne). Na rozdiel od mladších terás, vo vrchnej terase dolného toku Moravy úplne absentujú dobre opracované, oválne až suboválne zrná eolických preplavených pieskov. V mineralogickom a petrografickom zložení pieskov dominujú úlomky kremeňa (asi 80 %). Zvetrané živce a úlomky odolnejších hornín (kremencov, kremenných pieskovcov) tvoria dovedna asi 10 % objemu a zvyšok tvoria zrná rozličných rozvetraných hornín, najmä kryštalických bridlic a granitoidov (3 – 7 %) a šupinky sludy (2 – 5 %).

Zo základných minerálov ťažkej frakcie dominuje granát (15 – 40 %), pričom v zaílovaných pieskoch bázy terasy tvorí len 3 % zložky. Amfibol má v rôznych častiach akumulácie tak v horizontálnom, ako aj vo vertikálnom smere rôzne zastúpenie (4 – 15 %) a obsah staurolitu sa pohybuje v rozmedzí 1 – 5 %. Pokiaľ ide o zastúpenie opakovaných minerálov, Minaříková (1969) uvádza 11 – 30 %. Piesky sú v súvrství vrchnej terasy nerovnomerne rozptýlené. Prevažujú na báze a v stredných vrstvách. Smerom nahor ubúdajú a na povrchu dominujú štrky.

Piesčito-štrkové sedimenty fluviaľnej akumulácie vrchnej, *devínskonovoveskej terasy* petrograficky zodpovedajú znosovej oblasti moravskej proveniencie s prítokom Dyje (Horniš, 1987).

Okrem uvedenej terasovej akumulácie sa na študovanom území v menšej miere vyvinuli súveké fluviaľne sedimenty aj na východnom okraji Záhorských pláňav na ich styku s Borom. Z tunajšieho, pôvodne ucelenejšieho pásma piesčitých štrkov sa však vplyvom postsedimentačných erozívno-denudačných procesov zachovali iba jeho erozívne zvyšky v podobe dvoch morfológicky výraznejších plochých pahorkov v priestore

medzi Malackami a Plaveckým Štvrtkom. Oba pahorky tvoria okraj erozívno-denudačnej *malacko-lábskej zníženiiny*. Pod fluviálnymi akumuláciami vrchnej terasy ich buduje *čárske súvrstvie* vrchnopanónskeho veku (86), ktoré tu na viacerých miestach po obvode terás vystupuje priamo na povrch (pozri geologickú mapu).

Časť plochy sedimentov terás je na okraji pokrytá nerovnomerne hrubými návejmi eolických pieskov *centrálneho pásma* (36; senzú Hromádka, 1935), ktoré na svahu prechádzajú do deluviálno-fluviálnych piesčitých až hlinito-piesčitých splachov (17). Tým obdobne ako pri uvedenej *devínskonovoveskej terase* vznikol zdvojený typ akumulácie (72).

Oba uvedené výskyty sú súčasťou zvyšku tylového okraja piesčito-štrkového vývoja vrchnej terasy Moravy a jej malokarpatských prítokov, ktorý ďalej na V až po okraj *perneckej čiastkovej depresie* prechádza už len do piesčitého vývoja (72). Odkrytý povrch terasy sa pohybuje v relatívnej výške 20 – 25 m nad nivou Moravy a asi 16 – 18 m nad nivami Balážovho potoka a potoka Tančibok. Báza sedimentov terasy je vo výške 17 – 20 m nad nivou Moravy. Akumulácia dosahuje najmenšiu hrúbku (0,5 – 3 m) po obvode výskytov a smerom do stredu sa jej hrúbka zvyšuje na maximálnu hodnotu 6,5 – 7 m (vrt ZNV-10) (Fordinál et al., 2012). Východnejší piesčito-štrkovito-piesčito-štrkový vývoj (70) je zachovaný vo väčšej hrúbke.

Sedimentárno-petrografická charakteristika piesčitých štrkov tejto *vrchnej terasy*, na rozdiel od *súvekej devínskonovoveskej terasy*, je mierne odlišná. Minaříková (1969) uvádza z akumulácie tri modálne triedy (0,5 – 1,4 mm, 2,5 – 18 mm, 20 – 45 mm). Z toho vyplýva, že samotná štrková frakcia je bimodálna. Vo frakcii prevažujú semióvalné až semiangulárne, len občas oválne, prevažne drobné až strednozrné ($\varnothing < 4,5$ až 5 cm), veľmi dobre (81 %) zrnitostne vytriedené obliaky. Rovnako veľmi dobré je aj ich petrografické vytriedenie. V horninovej skladbe prevládajú okrovo až hrdzavo sfarbené, po puklinách navetrané kremene a kremene (80 – 85 %). Nasledujú rozličné druhy navetraných, limonitizovaných aj zvetraných sivých, hnedých a hrdzavohnedých paleogénnych pieskovcov (kremenné, glaukonitické, arkózové), zvetraných kryštalických bridlíc (najmä rúl) a čiernych až čiernohnedých rohovcov (dovedna asi 10 %). Okrem uvedených hornín moravskej proveniencie sú v štrkovej frakcii terasy zastúpené aj horniny malokarpatskej proveniencie. Objavujú sa ako subangulárne až semiangulárne, hrdzavé, červenohrdzavé, tmavobordové až čierne klasty rozličných zvetraných amfibolitov, biotitických a sericiticko-chloritických fylitov, chloriticko-aktinolitických bridlíc, muskovitických a dvojsľudových granitov, permských paleovulkanitov a zriedkavo aj rozličných druhov zvetraných vápencov. Dovedna tvoria okolo 8 – 10 % celkového obsahu.

Piesčitá frakcia v sedimentoch terasy granulometricky prevažuje. Je monomodálna, zväčša drobnozrná ($\varnothing 0,1 - 0,25$ mm) a menej strednozrná ($\varnothing 0,8 - 1,1$ mm). Dobře vytriedené piesky tvoria 31,5 % a stredne vytriedené 25 % obsahu. Zrná sú semiangulárne až subangulárne. Dôležitým zistením je, že okrem nadložných pokryvných presypov eolických pieskov sa ako prímes vo fluviálnych pieskoch terasy dobre opracované oválne zrná pieskov eolického pôvodu takmer vôbec nevyskytujú. V mineralogickom a petrografickom zložení pieskov dominujú úlomky hrdzavého kremena a okrového kremena (asi 80 %). Zvetrané živce a úlomky odolnejších hornín (kremenných pieskovcov) tvoria dovedna okolo 10 % objemu hmoty. Obsah minerálov ťažkej frakcie je takmer totožný s obsahom uvedeným v pieskoch *devínskonovoveskej terasy*.

Takmer v celom profile *vrchnej terasy* objemovo prevažujú piesky nad štrkami. Výnimku tvoria len povrchové vrstvy hrubé do 0,5 – 1 m, v ktorých prevažujú štrky.

Dôležité je pripomenúť, že stratigrafický ekvivalent fluviálnych sedimentov *vrchných terás* Moravy je tiež súčasťou sedimentárnej výplne *zohorsko-marcheggskej depresie*, ktorá prebieha územím Dolnomoravskej nivy v jz.-sv. smere približne medzi Vysokou pri Morave a sz. okrajom *Novoveskej plošiny*. Vrt K-8 v hĺbkovom intervale 86 – 98 m zachytil horizont fluviálnych sedimentov v piesčitom vývoji hrubý 12 m (70), ktorý je však charakteristický najmä pre západnú časť fluviálnej výplne *perneckej čiastkovej depresie*.

Podľa sedimentárno-petrografických analýz Minaříkovej (1969) a Horniša (1987) fluviálne akumulácie vrchných terás, ako aj vekovo zodpovedajúceho súvrstvia vo výplni depresií dominantne prislúchajú k moravskej proveniencii, len vo východnejších výskytoch tvorí významnejšiu prímes fluviálny materiál malokarpatských tokov.

70 piesky (sporadicky drobné štrky) bližšie nečlenených dvoch stupňov vrchných terás a vo výplni neotektonických depresií (mindel v celku)

69 piesky (sporadicky drobné štrky) bližšie nečlenených dvoch stupňov vrchných terás (mindel v celku) s pokryvom eolických pieskov (würm)

Tieto sedimenty tvoria synsedimentárnu a synchronnú, prevažne piesčitú laterálnu alternatívu opísaných piesčito-štrkových fluviálnych terasových akumulácií staršej časti stredného pleistocénu (73). Tento primárne klimaticky podmienený fluviálny subtyp bol obdobne ako pri mladších fluviálnych sedimentoch študovaného územia (56, 41) zvlášť vyčlenený tak na základe výsledkov najnovšieho výskumu podporeného sedimentologickými vyhodnoteniami Barátha (2009), ako aj na základe indícií a záverov z predchádzajúcich starších

prác Vaškovskej (1967) a Minaříkovej (1969). Tie však na následnej geologickej mape Záhorskej nížiny (Baňacký a Sabol, 1973) neboli zohľadnené a zvlášť vyčlenené.

Sedimenty vystupujú na povrch v rovnakej morfolologickej pozícii vrchnej terasy (*mindel*) ako opísané sedimenty a zároveň sa nachádzajú bez povrchového výstupu ako synchronne akumulácie v rámci kvartérnych sedimentárnych výplní neotektonických depresíí.

Povrchové výskyty vrchnej terasy v štrkovito-piesčitom až piesčitom vývoji sa zistili v deflačných oknách eolických pieskov aj na väčších deflačných plochách západnej polovice Boru. Tiahnu sa v pásme s.-j. smeru dlhom asi 12 km a širokom do 2 km, prerušovanom nivami bočných prítokov Moravy, od nivy Rudavy vo Veľkých Levároch po nivu Maliny v Malackách a od jv. okraja Malaciek po Rudanický potok. Ide prakticky o terasové pásmo, nachádzajúce sa bezprostredne východnejšie od paralelného pásma o stupeň mladších, vyšších stredných terás v piesčitom vývoji (56; pozri geologickú mapu). Jeho východné ohraničenie oproti zohorsko-plaveckej depresii je tektonické. Len na sv. okraji sa toto pásmo laterálne zastupuje so súvekými proluviálnymi sedimentmi distálnej zóny kuchynského náplavového kužela (75, 74).

Morfometrické parametre vrchnej terasy, okrem malých odchýlok, sa pohybujú prevažne v zhode so štrkovou terasou (73). Jej odkrytý povrch sa nachádza v relatívnej výške 20 – 25 m nad nivou Moravy, no smerom na V až po tektonický okraj spomínanej depresie výška povrchu sa postupne zvyšuje približne na 30 – 32 m, a to zároveň s relatívnou výškou bázy sedimentov terasy z približne 16 m na 20 m nad nivou Moravy. Hrúbka akumulácie sa pohybuje od 4 m na západe po zhruba 14 m na východe. Celá fluviaálna akumulácia, okrem oblasti depresie, leží na íloch vrchnopanónskeho čárskeho súvrstvia neogénu (86). Odpočet hrúbky fluviaálnych pieskov terasy je na mnohých miestach obťažný pre jej rozsiahle plošné pokrytie rôzne hrubými návejmi eolických pieskov vrchného pleistocénu (36, 37). Na mape je pri takomto zloženom type fluviaálnych a eolických akumulácií použité špeciálne označenie (69).

Povrch odkrytých fluviaálnych štrkovitých pieskov až pieskov vrchnej terasy je mierne zvlnený plytkými úvalinami, vyplnenými deluviaálno-fluviaálnymi štrkovito-piesčitými splachmi (17). Výlučne piesčité až hlinito-piesčité splachy sa zachovali po obvode dún alebo na úpätiach celých dunových systémov pokrývajúcich uvedené terasy.

V celej fluviaálnej akumulácii tejto vrchnej terasy sa podľa Minaříkovej (1969) vyvinuli a zachovali približne rovnaké sedimenty. Ide o tri- až tetramodálne drobnoštrkovité piesky až piesky (0,01 – 0,1 mm, 0,25 až 0,5 mm, 0,7 – 1,6 mm, 7,0 – 15 mm). Majoritná trimodálna piesčitá frakcia je zrnitostne dobre až veľmi dobre vytriedená (43,6 %). Granulometricky prevažuje stredno- až hrubozrná ($\varnothing < 1,6$ mm), menej jemnozrná ($\varnothing < 0,1$ mm) frakcia. Zrná pieskov sú prevažne semioválne až semiangulárne. Prímies dobre opracovaných oválnych až suboválnych zrn eolických pieskov sa vo fluviaálnom sedimente nepotvrtila. Výnimku tvoria len povrchové deluviaáno-fluviaálne splachy, kde je podiel eolických pieskov redeponovaných v holocéne do 25 % celkového objemu piesčitej zložky.

Mineralogické a petrografické zloženie zrn je obdobné ako pri pieskoch opísanej súvekej terasy (73). Výrazne dominujú úlomky lokálne dohrdzava sfarbeného kremeňa a okrového a ružovkastého kremence (dovedna asi 80 %). Zvetrané tmavožlté živce a úlomky odolnejších hornín (kremenných pieskovcov) tvoria zhruba 10 % objemu pieskov. Zvyšok sú zrná rozličných rozvetraných hornín – tmavohnedých až bordových kryštalických bridlíc, svetlosivých až okrových granitoidov (3 – 7 %) a na rozdiel od mladších terás sú výraznejšie prítomné aj šupinky sludy (2 – 5 %).

Aj obsah minerálov ťažkej frakcie je takmer totožný s obsahom v pieskoch súvekej terasy v piesčito-štrkovom vývoji. Dominuje granát (15 – 40 %), amfibol má premenlivé zastúpenie (4 – 15 %) a obsah staurolitu sa pohybuje v rozmedzí 1 – 5 %.

Frakcia štrkov je v akumulácii terasy zastúpená minoritne a niekde úplne absentuje, resp. ju reprezentujú len veľmi drobné klasty ($\varnothing 2,2 - 4$ mm). Obliaky sú jemnozrné ($\varnothing < 21$ cm, najčastejšie s $\varnothing 4 - 14$ mm), zrnitostne vytriedené, suboválne až oválne, zriedkavejšie semioválne (polozaoblené).

Petrografické zloženie štrkov je totožné so zložením štrkov súvekej terasy v piesčito-štrkovom až štrkovom vývoji (73). Absolútne prevažujú po puklinách jemne navetrané, na povrchu hrdzavé a okrové kremence a svetlosivé až ružovkasté kremene (< 85 %). Nasledujú rozličné druhy navetraných, limonitizovaných aj zvetraných sivých, hnedých a hrdzavohnedých kremenných, glaukonitických a arkózových pieskovcov a zvetraných hnedých, tmavozelených až bordových kryštalických bridlíc (< 9 %). V štrkovej frakcii terasy sú najmenej zastúpené menej opracované subangulárne, semiangulárne až semioválne klasty zvetraných svetlosivých až bielych granitoidov (muskovitické a dvojsľudové granity), hrdzavých, červenohrdzavých, tmavobordových až čiernych, rôzne zvetraných amfibolitov, biotitických a sericiticko-chloritických fylitov, chloriticko-aktinolitických bridlíc, permských paleovulkanitov a zriedkavo aj rozličných druhov zvetraných vápenecov (dovedna < 6 %). Zaoblenie klastického materiálu je sumárne nehomogénne a petrograficky pestrejšie, čo naznačuje jeho viacnásobnú redepozíciu z rôznych klastogénnych zdrojov.

Zo sedimentologického vyhodnotenia plošne rozsiahleho stenovo-jamového odkryvu v pieskovni Bažantnica (Baráth, 2009) v akumulácii terasy asi 2,5 km v. od Plaveckého Štvrka v časti Hlboká dolina (fototab.

VIII, obr. 3 – 4) vyplývajú viaceré zistenia, ktoré je možné aplikovať aj na mladšie fluvialne terasové akumulácie v piesčitom vývoji (41, 56). Charakteristickým znakom piesčitého vývoja vrchnej terasy (*mindel*) je veľmi dobré zrnitostné vytriedenie v celom profile súvrstvia. Typické je drobnorytmické horizontálne až subhorizontálne, občas veľmi mierne zvlínené zvrstvenie, tvorené pozitívne gradovanými cyklami v intervaloch 2 – 20 cm. Jednotlivé vrstvy sa spájajú do zväzkov hrubých 30 – 70 cm. Na bazách väčšiny intervalov sú hrubozrnné piesky, no niektoré vrstvičky majú na báze drobnozrnné štrky (\varnothing 2,5 – 3,5 mm, vzácne aj \varnothing 6 – 12 mm); a cez hrubozrnné piesky prechádzajú nahor do strednozrnných až drobnozrnných pieskov. Napriek tomu, že sedimentárne sledy pripomínajú jazernú sedimentáciu, sú v nich pozorovateľné typické fluvialne textúry. Popri charakteristickej pozitívnej gradácii klastického materiálu sa tu vyskytujú aj výplne divočiacich kanálov, šikmé sigmoidálne zvrstvenie laterálnych akrecií, prúdové čeriny a stopy po úniku vody (fototab. VIII, obr. 4). Sedimentárny sled miestami porušujú vetvené synsedimentárne extenzné zlomy.

Piesky aj drobné štrky sú farebne pestré. Bázy vrstvových cyklov sú tmavšie, zväčša tmavosivé, tmavookrové, tmavohnedé až čierne. Stredné časti sú svetlejšie, prevažujú sivé, svetlosivé, svetlohnedé až okrové a žlté odtiene. Vrchné jemnozrnné časti prechádzajú do žltosivých, svetložltých a svetlookrových odtieňov a pri povrchu sa vyskytujú aj vybielené, svetlosivé, hrdzavé, ale aj úplne biele jemnozrnné piesky.

Napriek tomu, že piesky aj drobné štrky sú v sedimente zvrstvené a celkovo rovnomerne rozptýlené, pri povrchu terasy a na styku s nadložnými eolickými pieskami sa kumulujú hrubšie piesčité frakcie i samotné štrky. To potvrdzuje, že fluvialne piesky vrchnej terasy boli taktiež zdrojom ich povrchového vyvievania a následného eolického transportu. Svedčia o tom uloženíny synchronných eolických pieskov v sedimentárnej výplni východnejšie situovanej *perneckej čiastkovej depresie* (68).

Stratigrafický ekvivalent fluvialnych sedimentov vrchných terás v piesčitom vývoji sa nachádza deponovaný aj v zodpovedajúcom horizonte kvartérnej sedimentárnej výplne *zohorsko-marcheggskej depresie*, ktorá prebieha územím Dolnomoravskej nivy v jz.-sv. smere zhruba medzi Vysokou pri Morave a sz. okrajom Novoveskej plošiny. Reinterpretáciou výsledkov Vaškovskej (1967) a Minaříkovej (1969) zo sedimentárno-petrografického hodnotenia vrtu K-8 a zo súčasných poznatkov o charaktere sedimentárnej výplne tejto depresie sa dá odvodiť skutočnosť, že fluvialným sedimentom staršej časti stredného pleistocénu (*mindel*) prislúcha hĺbkový interval 86 – 98 m v celkovej hrúbke súvrstvia 12 m. Jemno- až strednozrnné piesky s občasnými drobnými štrkami sú deponované na tenkej vrstve opísaných interglaciálnych fluvialnych ílov (76). Smerom na SV do prechodných, menej poklesnutých krýh *zohorsko-plaveckej* časti depresie sa hrúbka korelatívnych sedimentov postupne znižuje na 7 m (vrt ZV-5, hĺbkový interval 43 – 50 m) a sú deponované na piesčitých íloch neogénneho podložja.

V sedimentárnej výplni najviac poklesnutej časti *zohorsko-plaveckej depresie*, ktorú Baňacký a Sabol (1969) označili názvom *pernecká čiastková depresia*, sú fluvialne piesčité sedimenty staršej časti stredného pleistocénu zachované najmä pri jej západnom až jz. okraji. Zachytil ich vrt HL-6, kde v hĺbkovom intervale asi 42 – 54 m dosahujú hrúbku 12 m (Fatul a Miler, 2002) a smerom na V sa postupne vyklinujú. Vo vrte ZV-6 dosahujú hrúbku už len zhruba 1 – 2 m (Baňacký a Sabol, 1969), pričom ich podložie v oboch prípadoch tvoria proluvialne sedimenty náplavových kužeľov malokarpatských tokov.

Z petrografických analýz (Minaříková, 1969) štrkovito-piesčitých až piesčitých akumulácií vrchných terás a im vekovo zodpovedajúcich súvrství vo výplni *zohorsko-marcheggskej* a západnej okrajovej časti *perneckej čiastkovej depresie* vyplýva, že tento fluvialny materiál prináleží najmä k moravskej proveniencii s 10- až 15-percentnou prímiesou hornín zo znosovej oblasti Malých Karpát.

68 eolické jemnozrnné nevápnité piesky vo výplni neotektonických depresií (mindel v celku) len v reze)

Výskyt týchto sedimentov na študovanom území je dôkazom eolickej činnosti, ktorá tu prebiehala taktiež v staršej časti stredného pleistocénu (*mindel*). Hoci eolické piesky tohto obdobia, na rozdiel od súvekých fluvialnych (73, 70), v súčasnosti nikde nevystupujú na povrch, preukázateľne boli zachytené a doložené vrtmi z niektorých častí sedimentárnej výplne *zohorsko-plaveckej depresie*. Tvoria tam súčasť vrstvového sledu medzi fluvialnymi alebo proluvialnymi vrstvami. Obdobne ako mladšie eolické akumulácie (60, 37) sa spravidla nachádzajú na povrchu príslušného sedimentárneho stratigrafického horizontu, ktorý v tomto prípade Minaříková (1969) označila termínom III. horizont. Sú zachované v rôznych hĺbkových intervaloch a v rôznej hrúbke v závislosti od intenzity poklesu príslušných neotektonických krýh. V mnohých poklesových štruktúrach sa nevyskytujú vôbec, resp. tam vrtmi neboli zachytené.

Eolické piesky III. horizontu sú na báze často premiešané s rovnovekými fluvialnymi a proluvialnymi pieskami. Čisté eolické piesky sú bidisperzné, vždy jemno- až strednozrnné (0,1 – 0,25, 0,25 – 0,5 mm), zrnitostne prevažne veľmi dobre (40 %), dobre (33 %), stredne (20 %) a slabo (7 %) vytriedené. Zrná sú prevažne dokonale zaoblené (90 %), čo sa pri mladších, superpozične vyšších pieskoch v takejto miere nevyskytuje. Rozdiel je markantný aj vo farbe. Okrem sivých a svetlosivých pieskov sú nápadné najmä hrdza-

vé, hnedohrdzavé a červenohrdzavé odtiene, ktoré sa vyskytujú aj v súvekých fluvialných pieskoch vrchnej terasy Moravy vystupujúcej na povrch (70).

Petrografické a mineralogické zloženie je obdobné ako v prípade mladších pieskov (60, 37), ale percentuálne zastúpenie minerálov je mierne odlišné. Kremeň a kremenec tvoria 70 – 75 % celkového objemu, nasledujú draselné živce (8 – 15 %), plagioklasy (2 – 8 %), úlomky malokarpatských hornín pochádzajúce z prolúviálneho materiálu (1 – 5 %) a šupinky muskovitu a chloritu (1 – 1,5 %). V ťažkej frakcii prevažuje granát (18 – 44 %, priemer 25 %), nasleduje amfibol (5,3 – 24,4 %, priemer 15,5 %) a staurolit (4,8 – 13,4 %, priemer 10,3 %) (Minaříková, 1969).

V *zohorsko-marcheggskej depresii*, resp. v jej západnej a centrálnej časti sa vekovo zodpovedajúce eolické piesky nezistili. Vrtom K-8 v hĺbke 85 – 98 m tu boli zachytené len fluvialné piesky s eolickou prímесou a v sv. okraji depresie vrtmi K-2 a ZV-5 fluvialné a prolúviálne piesky s úlomkami hornín. Prítomnosť čistých eolických pieskov sa potvrdila až vrtom RV-9 v menej poklesnutých častiach depresie medzi jej *zohorsko-marcheggskou* a *zohorsko-plaveckou* časťou v hĺbke 52 – 62 m (Baňacký a Sabol, 1969). Jemnozrnné až veľmi jemnozrnné piesky v hrúbke 10 m tu ležia priamo na neogénnych íloch.

Odišná situácia je v najviac poklesnutej časti *zohorsko-plaveckej depresie*, označovanej ako *pernecká čiastková depresia* (Baňacký a Sabol, l. c.). Eolické piesky staršej časti stredného pleistocénu sa objavujú hneď pri jej jz. okraji v hrúbke 2 m (vrt K-1, hĺbkový interval 62 – 64 m), pričom smerom do centra depresie a k sv. okraju sa ich hrúbka zväčšuje na 10 m (vrt K-3, hĺbkový interval 44 – 54 m), 11 m (vrt ZV-6, hĺbkový interval 43 – 54 m) a na 14 m (vrt K-6, hĺbkový interval 42 – 56 m) (Baňacký a Sabol, l. c.). Zatiaľ čo v jz. a z. časti depresie tvoria podložie pieskov súveké fluvialné sedimenty v piesčitom vývoji (70), vo východnej časti sú to, naopak, súveké prolúviálne sedimenty (75).

Na základe sedimentárno-petrografického vyhodnotenia Minaříkovej (1969) pochádzajú eolické piesky staršej časti stredného pleistocénu zo súvekých piesčitých fluvialných terasových akumulácií Moravy (asi 95 %) a čiastočne (asi 5 %) zo súvekých prolúviálnych akumulácií jej malokarpatských prítokov. Tieto sedimenty nikde nevystupujú na povrch.

Stredný pleistocén (staršia časť/mladšia časť)

67 fluvialné íly až ílovité hliny vo výplni neotektonických depresíí (holstein) (len v reze)

Uložieniny predstavujú ďalší, v poradí druhý zo série troch interglaciálnych klimaticko-sedimentárnych záznamov, ktoré sa podarilo identifikovať v priestore sedimentárnej výplne poklesových kryh *zohorsko-marcheggskej*, *perneckej čiastkovej* a *sološnicko-plaveckej čiastkovej depresie* na základe vyhodnotenia vrtných jadier. Aj interglaciál holstein sa klimaticky prejavil výraznejšou zmenou sedimentácie oproti sedimentácii podložných a nadložných vrstiev. Ide o sediment (vrstvu) s nepravidelným a rôzne hrubým plošným výskytom, pričom na mnohých miestach sa tieto sedimenty nevyskytujú vôbec, resp. len v tenkej vrstve v podobe preplástka. V takomto prípade je rozhraním ostrý prechod medzi súvrstvami rôznych genetických typov sedimentov s výrazným hiátom. Prechod interglaciálnych vrstiev do nadložia je prevažne kontinuálny, no styk s podložíom je, naopak, takmer pravidelne diskordantný.

V centre slovenskej časti *zohorsko-marcheggskej depresie* (vrt K-8) sa táto interglaciálna vrstva zistila v hĺbke asi 84 m. Tvorí ju vrstva, resp. preplástok sivého piesčitého ílu až ílovito-piesčitej hliny s hrúbkou len do 20 cm (Baňacký a Sabol, 1969). Zaujímavosťou je, že vrstva (medzivrstva) neleží priamo diskordantne na podloží, ale je súčasťou strednozrnných až hrubozrnných piesčitých štrkov, ktoré asi 40 cm nižšie nastupujú diskordantne na podložné stredno- až hrubozrnné fluvialné piesky staršej časti stredného pleistocénu (73).

Zatiaľ čo smerom na SV k okraju depresie, resp. k prechodným, menej poklesnutým kryhám sa hĺbka výskytu interglaciálnej vrstvy znižuje, výrazne sa zvyšuje jej hrúbka. Vrtom RV-9 sa zistila jej najväčšia hrúbka v celej depresii, a to 4 m. Objavuje sa v hĺbkovom intervale 48 – 52 m a zdola nahor ju tvorí sivý piesčitý íl, čiernohnedá piesčitá hlina, sivý prachovitý íl, tmavosivý piesčitý íl a hnedá ílovito-piesčitá hlina. V podloží je eolický piesok. Vrt ZV-5 vrstvu zachytáva v hĺbkovom intervale 40 – 43 m. Pozostáva z mierne hrdzavého až zelenosivohnedého piesčitého ílu hrubého 3 m. V podloží sú fluvialné štrky a piesky (73). Vo vrte ZV-11 je vrstva v hĺbke 29 – 30 m a tvorí ju modrosivý piesčitý íl hrubý 1 m. V podloží je eolický piesok (68) (Baňacký a Sabol, l. c.).

Obdobne ako v prípade staršej (kromer) aj mladšej (ém) interglaciálnej vrstvy sa vrstva holsteinu vyskytuje tiež len v západnej polovici *perneckej čiastkovej depresie*. Vo východnej polovici sa stráca a nahrádza ju priamy diskordantný kontakt dvoch prolúviálnych sekvencií (75, 68).

Na južnom okraji depresie zodpovedajúcu interglaciálnu vrstvu zachytil vrt K-1 (60 – 62 m). Pozostáva zo žltohnedej, zeleno šmuhovanej hliny s úlomkami hornín s Ø do 3 cm. V podloží sú eolické piesky (70). Na západnom okraji je vrstva v hĺbke 49 – 51 m. Tvorí ju vrstva prachovitej žltozelenosivej hliny hrubá 2 m, oddeľujúca dve prolúviálne akumulácie (77, 66). Vrt ZV-6 zachytil vrstvu v hĺbke 41 – 43 m. Rovnako 2 m hrubú

vrstvu však tvorí len hrubý ostrohranný zahlinený a zaílovaný materiál, ležiaci diskordantne na eolických pieskoch. Vo východnej a sv. časti vrstva zaniká. Vrtmi K-3 a K-6 sa potvrdil len ostrý erozívny nástup hrubozrnných proluviálnych sedimentov na jemnozrnné eolické piesky v hĺbke 44 m (pozri geologický rez 5 – 6).

V centre *sološnicko-plaveckej čiastkovej depresie* sa táto interglaciálna vrstva zistila v hĺbke asi 42 m. Tvorí ju vrstva, resp. preplástok sivého piesčitého ílu až ílovito-piesčitej hliny s hrúbkou len do 20 cm. Zatiaľ čo smerom na SV k okraju depresie, resp. k prechodným, menej poklesnutým kryhám sa hĺbka výskytu interglaciálnej vrstvy znižuje, výrazne sa zvyšuje jej hrúbka, a to až na 4 m. Zdola nahor ju tvorí sivý piesčitý íl, čiernohnedá piesčitá hlina, sivý prachovitý íl, tmavosivý piesčitý íl a hnedá ílovito-piesčitá hlina. V podloží je pravdepodobne eolický piesok.

Stredný pleistocén

Mladšia časť

Proluviálne sedimenty

phr piesčité hliny so štrkami a úlomkami hornín vo výplni neotektonických depresí (len v litostratigrafickej tabuľke)

Mladšia strednopleistocénna akumulácia (riss) sa okrem proluviálneho vývoja zachovala aj v proluviálnom až deluviálno-proluviálnom vývoji príslušného vrstvomého sledu kvartérnej sedimentárnej výplne plaveckej čiastkovej depresie (Baňacký a Sabol, 1969). Jej sedimenty zachytili vrty K-7, HgC-2, HgC-4, HgC-5 a ZV-19 (Bacmaňáková a Pavúr, 1964; Baňacký a Sabol, 1969). Rovnako ako staršie (podložné) proluviálne sedimenty (84, 83), aj tieto sedimenty vykazujú pomerne veľkú hrúbku. Vo vrte ZV-19 zdvojená proluviálna akumulácia dosahuje hrúbku dovedna 7 m, vo vrte K-7 však už len 3 m (Baňacký a Sabol, 1969).

Mladší vrstvomý sled pozostáva prevažne zo sivohnedých, svetlohnedých a tmavohnedých piesčitých hĺn, rôznych variet ílov (sivých jemnopiesčitých, tmavohnedých prachovitých, hrdzavohnedých s drobnými úlomkami hornín) a hlinitých pieskov s drobnými úlomkami.

66 piesčito-hlinité štrky, piesky a úlomky hornín v bližšie nečlenených stredných náplavových kužeľoch (riss v celku)

65 piesčito-hlinité štrky, piesky a úlomky hornín v bližšie nečlenených stredných náplavových kužeľoch (riss v celku) s pokryvom eolických pieskov (würm)

Bližšie nečlenené proluviálne akumulácie mladšej časti stredného pleistocénu, morfostratigraficky označované aj ako *stredné náplavové kužele* (66), majú na študovanom území v rámci proluviálnych sedimentov druhé najväčšie plošné a objemové zastúpenie. Okrem toho, tieto sedimenty vďaka výrazným formám depozície tvoria významný reliéfotvorný a krajinný prvok. Ich primárne výskyty, obdobne ako v prípade bezprostredne mladších proluviálnych akumulácií (47), boli pevne viazané na zmenu spádovej krivky tokov, podmienenú najmä neotektonickými procesmi. Takéto procesy sa markantne prejavili najmä na styku dvoch štruktúrno-tektonických jednotiek s odlišnou vertikálnou pohybovou tendenciou – na jednej strane poklesom Viedenskej panvy, na druhej strane výzdvihom Malých Karpát. V dôsledku toho sa aj mladšie strednopleistocénne proluviálne akumulácie vyvinuli v miestach vyústenia horských malokarpatských potokov do priestoru mladej poklesávajúcej neotektonickej zohorsko-plaveckej depresie (Podmalokarpatskej zníženiiny) s pokračovaním až po Jablonicu. Táto pozdĺžna depresia jz.-sv. smeru bola počas svojho vývoja segmentovaná priečnymi zlomami na čiastkové kryhy, viac i menej poklesávajúce oproti pohoriu. To spôsobilo, že na menej poklesávajúcích kryhách depresie, označovaných aj ako čiastkové elevácie, sa stredné kužele v súčasnosti nachádzajú v morfolologickej pozícii stredných úrovní (etáží) série vložených, resp. terasovaných viacgeneračných kužeľov. Na rozdiel od toho, na viac poklesávajúcích tektonických kryhách, nazývaných aj ako čiastkové depresie (*pernecká čiastková depresia*), sa proluviálne sedimenty *stredných kužeľov* nachádzajú jednak superpozične na povrchu proluviálnych akumulácií staršej časti stredného pleistocénu (66), jednak subpozične pod mladšími akumuláciami vrchného pleistocénu (47), teda v systéme telies naložených viacgeneračných kužeľov. Všetky akumulácie zobrazené na mapách vystupujúce na povrch tvoria opticky veľmi dobre zachované, postgeneticky laterálne vymedzené pozdĺžne vejárovité formy, niekedy veľkých plošných rozmerov (pozri geologickú mapu).

Najsevernejší výskyt sedimentov *stredného náplavového kužela* sa v regióne zaznamenal v mieste vyústenia potokov z pohoria v Prievaloch (*prievalský kužel*) a ďalšie paralelné rozsiahle kužele medzi Plaveckým Petrom a Plaveckým Mikulášom. V ďalšom úseku na rozhraní pohoria a *sološnicko-plaveckej depresie* chýba povrchový výskyt súvekých kužeľov, pretože sú deponované pod mladšími prolúviami (47).

Najbližší výskyt synchronných sedimentov sa zaznamenal až v telese *rohožníckeho kužela* v Rohožníku a južnejšie v mieste výústenia potoka Vývrat z pohoria (*vývratský kužel* – pozri 47).

V materiáli všetkých uvedených kuželov výrazne prevládajú karbonatické horniny (rozličné druhy navetraných vápencov), ktoré popri menšom zastúpení kryštalických hornín a kremencov tvoria až 60 – 80 % jej celkového objemu štrkovej zložky. Piesky sú hrubozrnné a okrem ostrohranných kremenných a kremencových zrn obsahujú aj zrná kryštalických bridlíc, zvetraných živcov, biotit a drobné klasty vápencov. Vrchná vrstva hrubá 1 – 1,5 m obsahuje drobnozrnnější až stredozrnný, chaoticky uložený materiál zložený z kremitých pieskovcov, vápencov a dolomitov. Úlomky sú rôzne navetrané, najviac granity a kryštalické bridlice.

Prakticky v celom profile sú klasty uložené chaoticky a zrnitostne nevytriedené. Prevažuje stredozrnná až hrubozrnná frakcia (\varnothing do 7 cm), pri povrchu drobnozrnná (\varnothing do 2 cm). Veľmi hrubá až balvanovitá frakcia (\varnothing 10 – 20 cm) je zriedkavá. Nachádza sa prevažne v apikálnej časti. V ojedinelých prípadoch sa v sedimente *prievalského kužela* vyskytujú aj väčšie bloky vápencov a kremencov (\varnothing do 75 cm). Piesčité zložky je prevažne hrubozrnná ($\varnothing < 2$ mm), no jemno- až stredozrnné eolické piesky tvoria asi 10 – 15 % celkového objemu. Na povrchu akumulácie sa nachádza tenká nesúvislá vrstva piesčitých hĺn s drobnými roztrúsenými úlomkami hornín.

Stratigraficky zodpovedajúca akumulácia v podloží mladšej, vrchnopleistocénnej akumulácie siaha až do vzdialenosti zhruba 5 km do centra *sološnicko-plaveckej čiastkovej depresie*. Podstatnou mierou sa podieľa na stavbe východnej polovice jej sedimentárnej výplne. Na JZ túto akumuláciu tektonicky limituje severný okraj *rohožníckej čiastkovej elevácie*.

V litologickej náplni strednej úrovne *rohožníckeho* a *sološnického* kužela prevažujú rozličné vápence a dolomity, vápnité pieskovce a vápnité bridlice. Nasledujú kremence a kremenné pieskovce (10 – 15 %). Vyskytujú sa aj paleovulkanity. Ich obsah sa však v závislosti od miesta výrazne mení. Zatiaľ čo v severnej vetve a pri obci Sološnica je to až 15 %, v distálnej zóne v blízkosti recentného toku Rudavy len zhruba 3 – 5 % celkového obsahu.

Materiál strednej úrovne kužela je piesčito-štrkovitý, chaoticky uložený a pozostáva prevažne z navetraných (60 %) hornín. Popri neopracovaných angulárnych až semiangulárnych úlomkoch (70 – 80 %) sa vo zvyšnom podiele akumulácie vyskytujú stredne opracované a zriedkavo až opracované štrky prevažne vápencov.

Na J od *rohožníckeho kužela* sa nachádzajú súveké sedimenty kužela potoka Vývrat (*vývratského kužela*). Vekovo zodpovedajúce mladšie stredopleistocénne uloženiny tu vystupujú po oboch stranách vrchnopleistocénnej dnovej výplne a holocénnej nivy potoka vo forme dvoch, postgeneticky laterálne erodovaných terasovaných vetiev, z ktorých sa na študovanom území nachádzajú iba menšie plochy. Južnejšia, ľavobrežná vetva sa spája so súvekou sz. vetvou paralelného *kuchynského kužela*. Akumulácia leží diskordantne na íloch *studienčanského súvrstvia* vrchného bádenu (95), pričom jej povrch je 9 – 15 m nad nivou potoka.

Podľa Vaškovskej (1967), no najmä Minaříkovej (1969), je pre uvedenú časť sedimentov *vývratského kužela* charakteristická výraznejšia zmena sedimentácie vo vertikálnom smere. Táto zmena sa prejavuje tak frakčne, ako aj petrograficky.

Na báze a v spodných úrovniach (hrúbka zhruba do 4 m) sa nachádzajú chaoticky uložené a nevytriedené semiangulárne úlomky navetraných kryštalických bridlíc (ruly, fylity), výraznejšie na povrchu navetraných granitov a selektívne mierne navetraných kremencov v zmesi s hrubozrnným (\varnothing 0,9 – 2 mm), prevažne kremitým pieskom. Nad touto vrstvou je vrstva veľmi bohatá na karbonatické horniny hrubá 2 – 3 m (rôzne druhy navetraných vápencov), ktoré popri menšom zastúpení kryštalických hornín a kremencov tvoria až 60 – 80 % jej celkového objemu štrkovej zložky. Piesky sú hrubozrnné a okrem ostrohranných kremenných a kremencových zrn obsahujú aj zrná kryštalických bridlíc, zvetraných živcov, biotit a drobné klasty vápencov. Vrchná vrstva hrubá 1 – 1,5 m obsahuje drobnozrnnější až stredozrnný, chaoticky uložený materiál zložený z kryštalických bridlíc (biotické ruly, chloriticko-sericitické a grafitické fylity), kremencov, menej granitov a kremitých pieskovcov. Úlomky sú rôzne navetrané, najviac granity a kryštalické bridlice.

Prakticky v celom profile sú klasty uložené chaoticky a zrnitostne nevytriedené. Prevažuje stredozrnná až hrubozrnná frakcia (\varnothing do 7 cm), pri povrchu drobnozrnná (\varnothing do 2 cm). Veľmi hrubá až balvanovitá frakcia (\varnothing 10 – 20 cm) je zriedkavá. Nachádza sa prevažne v apikálnej časti. V ojedinelých prípadoch sa v sedimente vyskytujú aj väčšie bloky kremencov (\varnothing do 75 cm). Piesčité zložky je prevažne hrubozrnná ($\varnothing < 2$ mm), no jemno- až stredozrnné eolické piesky tvoria okolo 10 – 15 % celkového objemu. Na povrchu akumulácie je tenká nesúvislá vrstva piesčitých hĺn s drobnými roztrúsenými úlomkami hornín.

Hrúbka sedimentov strednej časti kužela je veľmi variabilná. Zatiaľ čo v distálnejších zónach (mimo zobrazeného územia) sa pohybuje v rozmedzí 7 – 12 m, v apikálnej časti a na ploche zobrazenej na mapách je oveľa menšia a odhaduje sa len na 2 – 3 m. Bezprostredne severnejšie (mimo zobrazeného územia) v okolí vodnej nádrže Vývrat vystupuje neogénne podložie na viacerých miestach na povrch, dokonca priamo v telese kuželového vejára. Akumulácia je silno zvodnená len v spodných vrstvách.

Južne od proluviálnej akumulácie mladšej časti stredného pleistocénu *vývratského kužela* sa rozprestiera súveká akumulácia v podobe plošne rozsiahlejšieho a v hornej časti morfológicky výraznejšieho stupňa (úrovne) viacgeneračného kužela potokov Maliny a Javorinky, jednostranne terasovaného zo S na J (*kuchynský kužel* – pozri 47).

Mladšia strednopleistocénna časť akumulácie kuchynského kužela tvorí prostrednú z jeho troch, vekovo odlišných úrovní. Tá v podobe vejára členeného úvalinami siaha od vyústenia z pohoria v obci Kuchyňa na SZ mimo zobrazeného územia až do vzdialenosti zhruba 6 km, kde sa podieľa na výplni časti *zohorsko-plaveckej depresie*. Malá časť plochy tejto akumulácie je lokálne pokrytá presypmi eolických pieskov hrubými do 2 – 3 m (65).

Istým paradoxom je, že v z. až jz. časti *kuchynského kužela* sa zodpovedajúce proluviálne sedimenty mladšej časti stredného pleistocénu nachádzajú pod sedimentmi vrchnopleistocénnej vetvy (47), pričom na sútoku Kuchynskej a Perneckej Maliny vystupujú na povrch v podobe denudovaného ostrova rozbrázdneného úvalinami a čiastočne pokrytého eolickými pieskami.

V sedimentoch akumulácie prevažujú angulárne až semiangulárne úlomky malokarpatských hornín – rozličných zvetraných amfibolitov (najmä uralitických) a aktinoliticko-chloritických bridlíc (50 – 60 %), biotitických a sericiticko-chloritických fylitov a rúl (20 – 30 %). Granitoidné horniny sú navetrané, občas aj zvetrané a tvoria zhruba 10 – 15 % horninovej skladby. Kremence a menej navetrané kremenné pieskovce sú zastúpené minimálne (< 5 %). Karbonatické horniny sa takmer nevyskytujú.

Materiál je všeobecne uložený chaoticky a zrnitostne a petrograficky nevytriedený. Prevažuje strednozrná (\varnothing 2 – 4 cm) až hrubozrná frakcia (\varnothing < 10 cm) a v apikálnej časti v obci sa vyskytuje aj hrubá frakcia (\varnothing 5 – 10 cm). Piesčitá zložka je hrubozrná (\varnothing < 2 mm). Petrograficky v nej prevládajú kremence. Eolické piesky tvoria v proximálnej časti do 20 % a v distálnejšej až do 50 % celkovej piesčitej zložky.

Povrch tejto vetvy proluviálnej akumulácie sa v obci pohybuje v relatívnej výške 7 – 14 m, v distálnejších zónach len do 3 m nad nivou. Výnimku tvorí denudovaný ostrov súvekých sedimentov vystupujúcich na povrch spod mladších, vrchnopleistocénnych prolúvií pri sútoku Kuchynskej a Perneckej Maliny, kde sa povrch akumulácie nachádza opäť vo výške 7 – 9 m nad nivami tokov. Hrúbka mladšej strednopleistocénnej akumulácie *kuchynského kužela* narastá z 2 – 3 m pri pohorí na 9 – 11 m v okrajových častiach depresie, pričom smerom na SZ dosahuje ešte väčšie hodnoty. Rovnako je to za okrajovou tektonickou líniou v sv. časti *perneckej čiastkovej depresie*, na výplni ktorej sa táto akumulácia čiastočne podieľa. Z vrtu K-6 je zrejmé, že zodpovedajúce štrkovito-úlomkovito-piesčité súvrstvie kužela nachádzajúce sa v hĺbke 25 – 38 m dosahuje hrúbku 13 m.

Na juh od *kuchynského kužela* sa rozprestiera ďalší, plošne menší a kratší vejár proluviálnych sedimentov mladšej časti stredného pleistocénu prináležiaci k viacgeneračnému kuželu Perneckého potoka (*pernecký kužel* – pozri opis 47). Jeho vnútorná aj povrchová stavba je obdobná ako pri opísanom *kuchynskom kuželi*. Severná aj apikálna časť kužela je terasovaná, južná až jz. časť nesie znaky superpozície s charakterom naloženého kužela a distálna západná časť v *perneckej čiastkovej depresii* sa už vyznačuje typickým superpozíčným vývojom.

Mladšia strednopleistocénna akumulácia vystupuje na povrch len v severnej, morfológicky výraznejšej strednej vetve kužela siahajúcej od pohoria na SZ až S do vzdialenosti zhruba 3 km. Stratigraficky zodpovedajúca akumulácia v podloží mladšej, vrchnopleistocénnej akumulácie v južnejšej a západnej časti kužela je však plošne rozsiahla a siaha až do vzdialenosti okolo 5 km do centra *perneckej čiastkovej depresie*. Podstatnou mierou sa podieľa na stavbe východnej polovice jej sedimentárnej výplne. Na JZ túto akumuláciu tektonicky limituje severný okraj *lozorniansko-jablonovskej čiastkovej elevácie*, ale v časti Ondrejovská vo vzdialenosti asi 4 km od pohoria sa už pravdepodobne prstovite spája so súvekou akumuláciou *jablonovského kužela*.

Obdobne ako pri vekovo zodpovedajúcej akumulácii *kuchynského kužela*, aj v prípade *perneckého kužela* sa objavuje eróznno-denudačné okno proluviálnych sedimentov mladšej časti stredného pleistocénu, ktoré vystupujú na povrch spod mladších, vrchnopleistocénnych sedimentov na malej ploche j. od Majerského rybníka. Výstup tvorí nápadný plochý pahorok s povrchom vo výške asi 7 m nad nivou.

V litologickej náplni strednej úrovne *perneckého kužela* prevažujú rozličné kryštálické bridlice (uralitické a tmavé škvrnité amfibolity, fylity a biotiticko-granatické ruly) tvoriace 45 – 55 % horninovej skladby. Nasledujú granitoidy (10 %), kremence a kremenné pieskovce (10 – 15 %). Vo významnej miere sa vyskytujú aj vápence a vápnité bridlice. Ich obsah sa však s dĺžkou transportu mení. Zatiaľ čo v severnej vetve a pri obci je to až 15 %, v pahorku j. od Majerského rybníka 9 % a v depresii (vrt K-3) len zhruba 3 – 5 % celkového obsahu.

Materiál strednej úrovne kužela je piesčito-štrkovitý, uložený chaoticky a pozostáva prevažne z navetraných (60 %) horninových klastov kryštálických bridlíc. Ďalších približne 30 % viac zvetraných hornín pochádza z piesčito-štrkových sedimentov *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu (111). Len zvyšných 10 % tvoria málo navetrané až selektívne po puklinách navetrané klasty kremencov a kremen-

ných pieskovcov. Popri neopracovaných angulárnych až semiangulárnych úlomkoch (70 – 80 %) sa vo zvyšnom podiele akumulácie vyskytujú stredne opracované a zriedkavo až opracované štrky prevažne kremencov a granitov.

Materiál kužeľa stredného stupňa nie je ani zrnitostne, ani petrograficky vytriedený. Slabšie vytriedenie je len v časti asi 1 km pred okrajom depresie. V *perneckej čiastkovej depresii* je zrnitostne dobre vytriedený. V povrchovom výskyte prevažuje strednozrnná až hrubozrnná frakcia (\varnothing do 10 cm), v depresii drobnozrnná až strednozrnná (\varnothing 0,4 – 5 cm). Hrubá frakcia (\varnothing 5 – 10 cm) sa najviac vyskytuje v severnej vetve. Popri nej sa najmä v apikálnej časti vyskytujú aj hrubé až balvanovité úlomky (\varnothing 10 – 20 cm). Piesčité zložka je hrubozrnná ($\varnothing < 2$ mm). Petrograficky v nej prevládajú kremene a kremence. V povrchových vrstvách severnej vetvy tvoria eolické piesky 30 % celkového obsahu a v depresii až vyše 50 % (Minaříková, 1969).

Výška povrchu strednej vetvy *perneckého kužeľa* sa oproti nivám okolitých tokov mení. V obci dosahuje hodnotu do 5 – 7 m, ďalej v sz. smere narastá na 12 – 15 m. V južnej a západnej poklesnutej vetve v úseku po okraj depresie sa povrch akumulácie, okrem uvedeného odkrytého okna, nachádza pod vrchnopleistocénnou akumuláciou v hĺbke do –12 m. Za okrajom depresie klesá až do úrovne –38 m (vrt ZV-6) (Baňacký a Sabol, 1969).

Hrúbka mladšej strednopleistocénnej akumulácie *perneckého kužeľa* je v závislosti od pozície výrazne rozdielna. V severnej vetve vystupujúcej na povrch sa od pohoria do zníženiiny mení v rozsahu 3 – 5 – 8 m. V poklesnutej časti siahajúcej po okrajový zlom depresie dosahuje 15 – 17 m. V depresii sa hrúbka výrazne mení, pretože proluviálne akumulácie sú tu často pokryté rôzne hrubými medzivrstvami eolických pieskov (60). Vekovo zodpovedajúce štrkovito-úlomkovito-piesčité súvrstvie *stredného perneckého kužeľa* tu dosahuje takéto hodnoty: 5 m (vrt ZV-6, hĺbkový interval 38 – 43 m), 13 m (vrt K-3, hĺbkový interval 31 – 44) a 19 m (vrt K-6, hĺbkový interval 22 – 41 m; Baňacký a Sabol, l. c.). Akumulácia strednej časti *perneckého kužeľa* je okrem severnej terasovanej vetvy silno zvodnená. Terasovaná vetva je najviac zvodnená priamo v obci.

Súveké proluviálne akumulácie sa nachádzajú aj v priestore vyústenia Rudanického potoka v Jablonovom, kde sa na neotektonickej kryhe severného úseku *lozorniansko-jablonovskej čiastkovej elevácie* vyvinul výrazne terasovaný viacgeneračný kužeľ (*jablonovský kužeľ* – pozri opis 47).

Mladšia strednopleistocénná časť akumulácie *jablonovského kužeľa* dnes tvorí z morfostratigrafického hľadiska strednú etáž (úroveň) telesa prejavujúcu sa dvomi paralelnými vejárami postgeneticky oddelených stredných náplavových kužeľov, resp. kužeľových vetiev. Južná vetva je plošne rozsiahlejšia, dlhšia (3 km) a morfológicky výraznejšia, pričom v západnej časti je čiastočne pokrytá vrchnopleistocénnymi eolickými pieskami (65) v hrúbke do 3 m. Zatiaľ čo sedimenty južnej vetvy sa objavujú už na hornom okraji obce, sedimenty severnej vetvy nastupujú až oveľa nižšie a po vzdialenosti zhruba 1 km sa strácajú.

V sedimentoch mladšej strednopleistocénnej akumulácie *jablonovského kužeľa* prevažujú semiangulárne úlomky hornín až semioválne štrky. Tvoria ich najmä navetrané vápence (50 – 60 %), navetrané a zvetrané granity (15 – 20 %) a nezvetrané, resp. slabo navetrané kremence a kremenné pieskovce (5 – 10 %). Zvyšok tvoria prevažne horniny fylitického charakteru a chloriticko-aktinolitické bridlice. Pri zvetraných granitoch ide pravdepodobne o redepozity z piesčito-štrkových sedimentov *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu (111) tvoriacich tunajšiu priúpatnú časť pohoria. V piesčitej jemnozrnejšej zložke petrograficky prevládajú kremene nad živcami, v hrubozrnej zložke kremene nad úlomkami kremenných pieskovcov, živcov a kryštálických bridlíc.

Ako pri všetkých predchádzajúcich kužeľoch, aj materiál *jablonovského kužeľa* je uložený chaoticky, zrnitostne a petrograficky nevytriedený. Na povrchu kužeľa je piesčité hliná až ílovito-piesčité hliná.

Hrúbka mladšej strednopleistocénnej akumulácie oboch stredných vetiev kužeľa je rozdielna. V severnej vetve sa pohybuje len medzi 1 – 3 m, v južnej vetve medzi 5 – 7 m. V distálnej časti narastá na 9 – 10 m. Akumulácia je zvodnená len v najspodnejších úrovniach.

Okrem uvedených výskytov sa proluviálne akumulácie mladšej časti stredného pleistocénu zistili aj v Plaveckom Petre na s. okraji Boru (fototab. VII, obr. 5 – 6) a v prechodnom, menej poklesnutom úseku depresie medzi jej *zohorsko-marcheggskou* a *zohorsko-plaveckou* časťou. Ide o distálnu zónu *lozornianskeho kužeľa*, v rámci ktorého sa uvedené sedimenty inde, či už na povrchu alebo v podloží, vôbec nevyskytujú. Ide o vrstvu hrubozrnných štrkov a pieskov v podloží eolických pieskov hrubú 4 m (vrt ZV-11, hĺbkový interval 25 – 29 m; Baňacký a Sabol, 1969). Smerom na západ sa akumulácia vyklinuje.

Fluviálne sedimenty

64 piesčité štrky bližšie nečlenených stredných terás (riss v celku)

63 piesčité štrky bližšie nečlenených stredných terás (riss v celku) **s pokryvom spraší** (würm)

Do tejto kategórie sú zaradené fluviálne sedimenty *stredných terás*, ktoré nebolo možné morfológickej bližšie a detailnejšie stratifikovať. Preto boli sedimenty zaradené do morfológickej pozície *stredných terás*

v celku. Zo *stredných terás* v piesčito-štrkovitom až štrkovitom vývoji boli na študovanom území identifikované rozsiahle terasové plochy v Kútoch a na príľahlej časti Chvojnickej pahorkatiny na J a JV od Senice, kde sa tieto sedimenty nachádzajú pod hrubým pokryvom spraší (63). Okrem toho boli identifikované viaceré maplošné výskytu *stredných terás* na ľavobreží Myjavy od Jablonice po Kúty.

Úroveň povrchu odkrytých *vyšších stredných terás* len približne reprezentuje pôvodnú úroveň jej povrchu. Najmä v Kútoch je výrazne ovplyvnená neotektonickým poklesom východného okraja *kútskej čiastkovej depresie*. Jeho relatívna výška sa preto len v samotných Kútoch pohybuje od 1 do 5 m a v ostatných výskytoch v smere na V sa postupne zvyšuje na 10 – 18 m nad povrchom holocénnej nivy tokov. Báza sedimentov terás sa pohybuje od –0,5 m nad nivou Moravy do 8 – 11 m nad nivou Myjavy a približne 7 – 9 m nad nivou Teplice (Vrbovčianky). Z databázy IG a HG vrťov vyplýva, že zachovaná hrúbka fluvialných sedimentov tejto terasovej akumulácie je 4 – 8 m.

Piesčité štrky terasy (64) v Kútoch sú trimodálne (0,3 – 0,6 mm, 2 – 5 mm, 1,5 – 30 mm). Samotná štrková frakcia je bimodálna (0,5 – 1,6 cm, 1,7 – 3,5 cm). Vo frakcii prevažujú semioválne až semiangulárne (stredne zaoblené) až zaoblené, prevažne drobné- až strednozrné ($\varnothing < 4,5$ cm) obliaky. Sú prevažne nezvetrané (kremeň, kremenec, silicit, kremitý pieskovec), resp. selektívne navetrané (kryštalické bridlice) a občas patinované (drobné pieskovce a granity). Hrubšie štrky sú horšie vytriedené ako drobnozrné štrky. V petrografickom zložení prevládajú kremenec, kremene a rohovce (75 – 80 %), nasledujú rozličné druhy paleogénnych pieskovcov (10 – 13 %), kryštalických bridlíc a granitoidov (4 – 8 %). Najmenšie percentuálne zastúpenie majú semiangulárne drobnozrné klasty rozličných amfibolitov, fylitov, chloriticko-aktinolitických bridlíc, muskovitických a dvojsľudových granitov a veľmi zriedkavo aj rôznych druhov vápencov (2 – 6 %) (Minaříková, 1969).

V terase Teplice (Vrbovčianky) v petrografickom zložení prevládajú rozličné druhy paleogénnych pieskovcov a siltovcov (70 – 80 %), nasledujú zlepenca a vápence (10 – 13 %).

62 piesky (sporadicky drobné štrky) bližšie nečlenených stredných terás (starší riss)

61 piesky (sporadicky drobné štrky) bližšie nečlenených stredných terás (starší riss) s pokryvom eolických pieskov (würm)

Ide o zvlášť vyčlenený subtyp *stredných terás*. Sú to súveké uloženiny s uloženinami bližšie nečlenených *stredných terás* v piesčito-štrkovom vývoji (64), s ktorými sa piesčité terasy (62) smerom na východ pozvoľna laterálne zastupujú. Táto laterálna frakčná i faciálna zmena sedimentácie je primárne vyvolaná klimaticky a nepriamo vzdialenosťou depozície od vtedajšieho aktívneho toku, čo potvrdzuje predpoklad o jej polycyklickom vývoji.

Výskytu *vyššej strednej terasy* v piesčitom až štrkovito-piesčitom vývoji sa zistili lokálne na západnom okraji Boru od Sekúl po Závod (pozri geologickú mapu).

Povrchové výstupy sú často pokryté tenkými návejmi eolických pieskov a hlinito-piesčitými splachmi, pričom sú tiež detailnejšie rozčlenené početnými plytkými úvalinami.

Drobnoštrkovité piesky až prevažne piesky *vyšších stredných terás* sú tetramodálne (0,05 – 0,09, 0,1 až 0,7 mm, 0,8 – 2 mm, 3,5 – 22 mm). Dominujúca, zrnitostne vytriedená piesčitá frakcia je trimodálna, prevažne stredno- až hrubozrná ($\varnothing < 2$ mm), menej jemnozrná ($\varnothing < 0,1$ mm). Zrná s fluvialným charakterom prenosu sú prevažne semioválne až semiangulárne. Dobre opracované oválne až suboválne zrná s primárne eolickým prenosom a neskôr preplavené tvoria 35 – 40 % celkového objemu piesčitej frakcie. Mineralogické a petrografické zloženie pieskov je obdobné ako pri pieskoch opísanej súvekej terasy (58). Dominuje kremeň a kremenec s prímiesou navetraných živcov (75 – 80 %), zvyšok tvoria zrná rozvetraných granitoidov, kryštalických bridlíc a sľudy. Z ťažkých minerálov dominuje granát (30 – 40 %), nasleduje staurolit a amfibol (Minaříková, 1969).

Minoritne zastúpená frakcia štrkov je monomodálna, jemnozrná ($\varnothing < 2$ cm, najčastejšie 4 – 13 mm). Zrnitostne vytriedené obliaky sú suboválne až oválne, zriedkavejšie semioválne (polozaoblené), prevažne nezvetrané (kremeň, kremenec, silicit, kremitý pieskovec), resp. selektívne navetrané (kryštalické bridlice) a občas patinované (drobné pieskovce a granity). Ich petrografické zloženie je totožné so zložením štrkov opísanej súvekej terasy v piesčito-štrkovom až štrkovom vývoji (58). Prevažujú kremenec, kremene a rohovce (70 – 75 %), nasledujú rozličné druhy pieskovcov (10 %), kryštalických bridlíc a granitoidov (< 8 %), amfibolity, fylity, chloriticko-aktinolitické bridlice a granity (2 – 6 %). Prítomné sú aj suboválne až semiangulárne klasty hornín malokarpatskej proveniencie – amfibolity, biotitické a sericiticko-chloritické fylity, chloriticko-aktinolitické bridlice, muskovitické a dvojsľudové granity, veľmi zriedkavo vápence (< 2 %) (Minaříková, l. c.).

Charakteristickým znakom piesčitého vývoja nečlenených *stredných terás* je veľmi dobré zrnitostné vytriedenie sedimentov v celom profile súvrstvia. Typické je drobnorytmické zvrstvenie v intervaloch 3 – 12 cm. V každom intervale je dobre rozoznateľné gradačné zvrstvenie. Na bazách väčšiny intervalov sú hrubozrné

piesky, no niektoré vrstvičky majú na báze drobnozrnné štrky a cez hrubozrnné piesky prechádzajú nahor do stredozrnných pieskov. V niektorých intervaloch je badateľné šikmé zvrstvenie a laterálna akrecia. Vrstvy sú uložené horizontálne až subhorizontálne, niekde sú mierne zvinené. Piesky aj drobné štrky sú pestrofarebné. Bázy vrstvových intervalov sú tmavšie (tmavosivé, tmavookrové až čierne), stredné časti sú svetlejšie (sivé, svetlosivé až okrové a žlté) a vrchné, jemnozrnné, prechádzajú do svetložltých a svetlookrových odtieňov. Pri povrchu vrstiev sa vyskytujú aj vybielené, svetlosivé, hrdzavé, ale aj úplne biele jemnozrnné piesky. Napriek tomu, že piesky a ojedinelé štrky sú v sedimente dobre rozptýlené, pri povrchu sa kumulujú hrubšie piesčité frakcie, ale najmä štrky. To potvrdzuje, že fluviálne piesky vyšších stredných terás boli taktiež zdrojom ich povrchového vyvievania a následného eolického transportu. Vzhľadom na to, že terasové sedimenty sú v súčasnosti prevažne pokryté eolickými pieskami (36), nevytvorili sa na nich väčšie deflačné okná, ako je to napr. pri starších (70) aj mladších (41) fluviálnych terasách.

Úroveň povrchu odkrytej terasy sa pohybuje v relatívnej výške 8 – 20 m a báza sedimentov 3 – 11 m nad nivou Moravy a asi 2 – 8 m nad nivami miestnych tokov.

Z výsledkov petrografických analýz Minaříkovej (1969) vyplýva, že piesčitá akumulácia vyššej strednej terasy dominantne prináleží k moravskej proveniencii a minoritne k proveniencii malokarpatských tokov a Myjavy.

60 eolické jemnozrnné nevápnité piesky vo výplni neotektonických depresí (riss v celku) (len v reze)

Náveje eolických pieskov mladšej časti stredného pleistocénu (*riss v celku*) sa zachovali iba v poklesávajúcich neotektonických štruktúrach (depresiách), v ktorých tvoria rôzne hrubé vrstvy v rámci typologicky kombinovaných kvartérnych sedimentárnych sekvencií. Boli zachytené viacerými vrtmi, z ktorých Minaříková (1969) podáva podrobnú sedimentárno-petrografickú analýzu. Vekovo ich zaraďuje do tzv. II. horizontu, pričom I. horizont tvoria vrchnopleistocénne eolické piesky (36, 37).

Pokiaľ eolické piesky mladšej časti stredného pleistocénu netvoria zmes s rovnovekými fluviálnymi a proluviálnymi pieskami, čo býva dosť časté, ide vo všetkých prípadoch o bidisperzné jemno- až strednozrnné (0,1 – 0,25, 0,25 – 0,5 mm) monomodálne, zrnitostne dobre (73 %), veľmi dobre (18 %) a stredne (9 %) vytriedené sivé a svetlosivé piesky. Zrná sú prevažne polozaoblené a poloostrohranné (70 – 85 %), menej dokonale zaoblené (15 – 20 %). Oproti zrnám mladších, superpozične vyšších pieskov sú zrná týchto pieskov menej zaoblené (Minaříková, 1969).

Piesky mladšej časti stredného pleistocénu sú veľmi dobre vytriedené aj po petrografickej a mineralogickej stránke, pričom zastúpenie minerálov je takmer úplne zhodné s pieskami vrchného pleistocénu (36, 37). V *stupavsko-plaveckej čiastkovej depresii* a v sv. časti *zohorsko-marcheggskej depresie* tvorí kremeň 70 – 80 % a niektoré horniny moravskej proveniencie (glaukonitické pieskovce a ruly) asi 5 % celkového objemu pieskov. Šupinky muskovitu a chloritu, ktoré sa v eolických pieskoch *perneckej čiastkovej depresie* takmer nevyskytujú, tu tvoria 1 – 1,5 % obsahu. V tejto depresii mierne kolíše aj podiel základných minerálov a hornín v celkovom objeme klastov. Kremeň a kremenec tvoria 80 – 90 % objemu a zvyšok draselné živce, 10 – 20 %. Zvláštnym znakom je rozdielne zastúpenie základných ťažkých minerálov v rámci hĺbkových intervalov súvrstvia. Vo vyšších častiach súvrstvia tvorí granát 17 % a staurolit 13 %, v nižších častiach granát 10 % a staurolit 18 – 37 % (Minaříková, l. c.).

Hrúbka identifikovaných vrstiev eolických pieskov mladšej časti stredného pleistocénu v depresiách výrazne kolíše v závislosti od neotektonického režimu, teda od intenzity poklesu, ako aj od typu prevažujúcej sedimentácie v danom období na danom území.

V *zohorsko-marcheggskej depresii* sa vekovo zodpovedajúce eolické piesky zistili vrtom K-8 len v hĺbkovom intervale 60 – 63 m (hrúbka 3 m). Zostávajúcu časť súvrstvia tvoria fluviálne sedimenty s rôzne veľkou prímесou eolických pieskov. Napríklad v sv. okraji depresie sa súveké eolické piesky vôbec nevyskytujú (vrty K-2, ZV-5). Na rozdiel od toho, v menej poklesnutých častiach depresie medzi jej *zohorsko-marcheggskou* a *zohorsko-plaveckou* časťou na okraji dosahu *lozornianskeho kužela* sa opäť objavujú v narastajúcej hrúbke od 5 m vo vrte ZV-11 (interval 21 – 26 m) cez 9 m vo vrte RV-9 (interval 27 – 46 m) do 12 m vo vrte ZV-10 (interval 24 – 36 m) (Baňacký a Sabol, 1969).

V najviac poklesnutej časti *zohorsko-plaveckej depresie*, ktorú Baňacký a Sabol (1969) označili názvom *pernecká čiastková depresia*, sa eolické piesky mladšej časti stredného pleistocénu vyskytujú najviac v hrúbke 29 m (vrt K-1, hĺbkový interval 31 – 60 m). Ostatné hodnoty sú menšie, pretože akumuláciu eolických pieskov z veľkej časti nahradila proluviálna akumulácia, resp. fluviálna akumulácia v piesčitom vývoji, v ktorej naviate piesky tvoria iba prímес (vrt ZV-16, hrúbka eolicko-fluviálnych sedimentov 20 m). Vo vrte ZV-6 sa preto zodpovedajúce eolické piesky zistili len v intervale 26 – 30 m (hrúbka 4 m) a vo vrte K-6 v intervale 18 – 22 m (hrúbka 4 m) (Baňacký a Sabol, l. c.).

Podľa vyhodnotenia ťažkých minerálov, vytriedenia a opracovania klastov (Minaříková, 1969) pochádzajú tieto pochované eolické piesky z rovnej deflačnej oblasti, t. j. zo súvekých piesčitých fluvialných terasových akumulácií Moravy. Uvedené sedimenty nikde nevystupujú na povrch.

Proluviálne sedimenty

59 proluviálne hlinité až piesčito-hlinité štrky a úlomky hornín vo vyšších stredných náplavových kuželloch (starší riss)

Okrem uvedených výskytov bližšie nečlenených proluviálnych sedimentov mladšej časti stredného pleistocénu, označovaných ako *stredné náplavové kužele* (66), bolo na niektorých lokalitách možné urobiť aj ich podrobnejšie členenie.

Jednou z takýchto lokalít sú proluviálne akumulácie stredno- až vrchnopleistocénneho terasovaného náplavového kužela Stupavského potoka v Stupave, ktorý Vaškovský et al. (1987) označili termínom *stupavský kužel*. Jedna z jeho vetiev, neskôr predelená Stupavským potokom na dve, vekovo zodpovedá akumulácii staršieho rissu, teda akumulácii vyššieho stredného náplavového kužela (61). Sedimenty uvedenej akumulácie vystupujú na povrch spočiatku v jeho severnej pravobrežnej vetve tiahnucej sa od apikálnej časti západným smerom do vzdialenosti asi 5 km až k *nižšej strednej terase* Moravy (53). Od tejto vetvy sa približne vo vzdialenosti 2 km od vrcholu kužela oddeľuje súveká užšia ľavobrežná vetva, ktorá sa približne po 2 km končí na tylovom okraji tej istej moravskej terasy.

V rámci kužela tvoria sedimenty staršieho rissu morfológicky výraznú „vyššiu strednú“ etáž, pričom spolu so staršími proluviálnymi sedimentmi (75) a bezprostredne mladšími (55) ležia na neotektonickej kryhe *stupavskej čiastkovej elevácie* (fototab. VII, obr. 3 – 4). Nachádzajú sa v relatívnej výške 3 – 18 m nad nivou Stupavského potoka. Výraznejšie sa spod hlinitého pokryvu objavujú až od sz. okraja Stupavy j. od cesty Stupava – Vysoká pri Morave a na ľavobreží Stupavského potoka. V západnej časti sú čiastočne pokryté presypmi vrchnopleistocénnych naviatych pieskov (60) *stupavsko-novoveského pásma* hrubými do 3 m.

Proluviálny materiál tvorí vrstva zahlienených až zaílovaných piesčitých štrkov a úlomkov hornín, hrubá len 0,1 – 0,9 m. Štrky sú strednozrné (\varnothing 2 – 5 cm), hrubozrné (\varnothing do 10 cm) až balvanovité (\varnothing < 25 cm), prevažne dobre opracované, ale vyskytujú sa zóny s poloopracovaným až veľmi slabo opracovaným materiálom. Piesky sú stredno- až hrubozrné (\varnothing < 2 mm). V medzištrkovej hmote sú prítomné ílovité, hlinité a piesčité telesá prevažne sivé, sivohnedej až hnedej farby, prípadne hruboklastická frakcia je úplne premiešaná s piesčitými hlinami a ílmi podložia budovaného ílmi *jakubovského súvrstvia* stredného bádenu (104). Tenké piesčité polohy sivohnedej až hnedej farby obsahujú veľa biotitu. V umelých odkryvoch kužela medzi Stupavou a diaľnicou sú štrky a úlomky na povrchu rozptýlené v piesčitých hlinách a recentných pôdach ležiacich na nich. Okraje výskytov sú lemované hlinito-piesčitými a hlinito-štrkovitými delúviami a splachmi.

V petrografickom zložení materiálu prevažujú spodnotriasové kremence (70 – 80 %) prevažne okrovej farby. Približne 10 – 30 % petrografického zloženia tvoria rôzne navetrané granity, kremité a vápnité bridlice a len ojedinele zvetrané karbonáty, fylity a amfibolity.

Podľa uvedených litologických a petrografických znakov proluviálnych sedimentov kužela možno rovnako ako pri jeho bezprostredne staršej akumulácii potvrdiť ich malokarpatskú provenienciu, presnejšie zmes redepozitu *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu (111) budujúceho väčšinu Stupavského predhoria s rudimentárne zachovanými horninami borinskej jednotky.

Na juh od *stupavského kužela* vo dvoch z radu menších paralelných terasovaných kuželov vybiehajúcich z okraja Pezinských Karpát do priestoru *stupavsko-lamačskej znížiny* boli identifikované proluviálne sedimenty, stratigraficky zodpovedajúce staršiemu rissu, teda úrovni vyšších *stredných náplavových kuželov*. Ide o pravú (severnú) vetvu *marianskeho kužela* v Marianke a ľavú (južnú) vetvu *vápenického kužela* (senzu Vaškovský et al., 1987) j. od Záhorskej Bystrice. Obe uvedené akumulácie tvoria morfológicky výrazné, postgeneticky terasované stupne (úrovne). V prípade *marianskeho kužela* je tento stupeň priklonený k severnému svahu tvorenému *devínskonovoveským súvrstvím* stredného bádenu. Stupeň je jednostranne laterálne vymedzený Marianským potokom, čo dokazuje jeho tektonicky podmienené asymetrické omladzovanie s posunom centrálnaj osi smerom na J. V prípade *vápenického kužela* je vekovo zodpovedajúci stupeň laterálne vymedzený obojstranne, teda okrem Vápenického potoka aj susedným, južnejším tokom. Tým vznikol kratší plochý chrbát vybiehajúci z pohoria sz. smerom až po Dievčí hrádok (201 m n. m.) budovaný *sandberskými vrstvami* vrchného bádenu, na ktorom sa rudimentárne zachovala opísaná akumulácia staršej časti stredného pleistocénu (75).

Náplavy *vyšších stredných kuželov* sú uložené chaoticky. Nie sú zrnitostne ani petrograficky vytriedené a pozostávajú zo strednozrných (\varnothing 2 – 3,5 cm) až hrubozrných (\varnothing 4,5 – 6,5 cm) angulárnych, semiangulárnych až subovalných úlomkov a štrkov. V náplavoch *marianskeho kužela* sú prítomné aj veľmi hrubé klasty (\varnothing 7 – 10 cm) až balvany (>10 cm). Piesčitá frakcia je zhodne strednozrná (\varnothing 0,18 – 0,8 mm) až

hrubo zrná (\varnothing 0,9 – 2,0 mm), pričom zrná sú prevažne neopracované. Prímes dokonale opracovaných zrn pieskov eolického pôvodu je typická najmä v *marianskom kuželi* (15 – 20 %). Smerom na povrch telies pribúdajú piesčité hliny (*vápenický kužel*) až zahlinené jemno- až strednozrné piesky (*mariansky kužel*).

V petrografickom zložení štrkov oboch kuželov sú zastúpené najmä granity (dvojsľudové a leukokrátne muskovitické žuly), vo *vápenickom kuželi* ojedinele aj granodiority (35 – 45 %). Nasledujú kryštalické bridlice ako napr. fylity, metabázika a svorové ruly (20 – 35 %), svetlohnedé až okrové kremence (20 – 25 %) a v *marianskom kuželi* aj vápnité bridlice a vápence (4 – 9 %). Granity majú rôznu stupeň navetrania a nájdú sa aj úplne rozvetrané. Pochádzajú tak zo znosovej oblasti Pezinských Karpát, ako aj z okrajového *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu (111). Kryštalické bridlice sú mierne až stredne navetrané, majú výraznejšiu zelenú a bordovú farbu. Kremence sú ojedinele mierne nevetrané len po puklinách. Piesky sú kremenné, sľudnaté, s obsahom zrn navetraných kryštalických bridlíc.

Povrch zodpovedajúcich úrovní telies *vyšších stredných kuželov* sa v smere toku mení. Relatívna výška akumulácie v prípade *marianskeho kužela* dosahuje 24 m a *vápenického kužela* až 30 m. Jej hrúbka je pri každom z kuželov iná. Väčšiu hrúbku dosahuje mladšia strednopleistocénna vetva *marianskeho kužela* (7 – 10 m), v telese *vápenického kužela* je to len 5 – 7 m. Akumulácie oboch kuželov sú len málo zvodnené.

Fluviálne sedimenty

58 piesčité štrky a štrky vyšších stredných terás (starší riss)

57 piesčité štrky a štrky vyšších stredných terás (starší riss) **s pokryvom eolických pieskov** (würm)

Polycyklický vývoj fluvialnej sedimentácie v mladšom období stredného pleistocénu (*starší riss*), zapríčinený pravdepodobne klimatickými faktormi, mal za následok výraznú zrnitostnú diferenciáciu uloženín. Prejavilo sa to rôznorodým frakčným zastúpením klastov v sedimente nielen vo vertikálnom, ale najmä v horizontálnom smere. V dôsledku toho sa na študovanom území v tomto období paralelne vyvinuli fluvialne sedimenty tak s piesčito-štrkovým, ako aj štrkovito-piesčitým až piesčitým vnútorným zložením. Tento fakt je vyjadrený aj v rozlíšení a osobitnom plošnom zobrazení dvoch typov *vyšších stredných terás* na mapách (58 – 56).

Napriek tomu, že piesčito-štrková akumulácia v období svojho vzniku a vývoja plošne aj objemovo prevažovala nad štrkovito-piesčitou a piesčitou akumuláciou, dnes je to naopak a na študovanom území má len nepatrné povrchové zastúpenie. Je to výsledok výrazného pôsobenia postgenetických erozívno-denudačných procesov, ako aj celkového neotektonického režimu západnej časti územia, najmä poklesu kryhy *zohorsko-marcheggskej depresie*. Tvrdenie o primárnej plošnej aj objemovej prevahe piesčito-štrkovej akumulácie najmä v západnej časti územia je podložené tým, že práve tento druh sedimentov sa výrazne zúčastňuje na vnútornej stavbe vekovo zodpovedajúcej sekvencie sedimentárnej výplne uvedenej depresie.

Fluviálne sedimenty mimo depresie sa dnes nachádzajú v morfolologickej pozícii *vyšších stredných terás* takmer výlučne v piesčitom až štrkovito-piesčitom vývoji (56), ktorý je charakteristický pre východnejšie distálnejšie zóny. Tieto sedimenty sú opísané v ďalšom texte. Z *vyšších stredných terás* v piesčito-štrkovitom až štrkovitom vývoji bolo na študovanom území identifikovaných viacero izolovaných výskytov medzi Borským Svätým Jurom, Sekuľami, Moravským Svätým Jánom a Závozom, prípadne na okraji Boru medzi Veľkými Levármí a Malackami a na S od z. okraja Plaveckého Štvrtka nad poľnohospodárskym podnikom v z. a j. svahu pahorka budovaného *čárskym súvrstvím* vrchného panónu (86). Ide o zhruba 100 – 120 m široký a 570 m dlhý, úvalinami segmentovaný zvyšok tylového okraja fluvialnej terasy (58), ktorá je prevažne pokrytá eolickými pieskami a hlinito-štrkovito-piesčitými splachmi v hrúbke 2 – 5 m (57).

Úroveň povrchu odkrytých *vyšších stredných terás* len približne reprezentuje pôvodnú úroveň jej povrchu. Jeho relatívna výška však zodpovedá výške povrchu piesčitých ekvivalentov súvekých vyšších stredných terás (56) a pohybuje sa v rozsahu 17 – 19 m nad povrchom holocénnej nivy Moravy. V porovnaní s tým v priestore *zohorsko-marcheggskej depresie* sa povrch vekovo zodpovedajúcich fluvialných sedimentov nachádza v hĺbke 59 m(!) (vrt K-8; Baňacký a Sabol, 1969). Báza sedimentov terasy sa pohybuje v rozpätí 10 – 11 m nad nivou Moravy a približne 7 – 9 m nad nivou miestneho potoka. Z databázy IG a HG vrtov slúžiacich ako podklad máp hrúbky kvartéru (Maglay et al., 2009) vyplýva, že zachovaná hrúbka fluvialných sedimentov tejto terasovej akumulácie je 6 – 8 m.

Piesčité štrky terasy sú trimodálne (0,3 – 0,6 mm, 2 – 5 mm, 1,5 – 30 mm). Samotná štrková frakcia je bimodálna (0,5 – 1,6 cm, 1,7 – 3,5 cm). Vo frakcii prevažujú semioválne až semiangulárne (stredne zaoblené) až zaoblené, prevažne drobno- až strednozrné ($\varnothing < 4,5$ cm) obliaky. Sú prevažne nezvetrané (kremeň, kremec, silicit, kremitý pieskovec), resp. selektívne navetrané (kryštalické bridlice) a občas patinované (drobové pieskovce a granity). Hrubšie štrky sú horšie vytriedené ako drobnozrné štrky. V petrografickom zložení prevládajú kremence, kremene a rohovce, pričom ich zastúpenie je vyššie ako v prípade bezprostredne mladších fluvialných sedimentov (53) *nižších stredných terás* (75 – 80 %). Nasledujú rozličné druhy

paleogénnych pieskovcov (10 – 13 %), kryštalických bridlíc a granitoidov (4 – 8 %). Najmenšie percentuálne zastúpenie majú semiangulárne drobnozrné klasty rôznych amfibolitov, fylitov, chloriticko-aktinolitických bridlíc, muskovitických a dvojsľudových granitov a veľmi zriedkavo aj rozličných druhov vápencov (2 – 6 %) (Minaříková, 1969).

Piesčitá frakcia je monomodálna, prevažne hrubozrná (\varnothing 0,3 – 1,8 mm) a pomerne dobre zrnitostne vytriedená. Zrná fluvialných pieskov sú prevažne menej zaoblené, semiangulárne až subangulárne. Dobre opracované oválne až suboválne zrná primárne eolických preplavených pieskov tvoria 30 – 40 % celkového objemu piesčitej frakcie. V mineralogickom a petrografickom zložení dominuje kremeň a kremeneč s prímiesou navetraných živcov (asi 80 %). Zvyšok tvoria zrná rozličných rozvetraných hornín (granitoidov a kryštalických bridlíc) a sľudy (biotit, muskovit a chlorit). V základnej ťažkej minerálnej frakcii, na rozdiel od pieskov najmladšej časti stredného pleistocénu, dominuje granát (30 – 40 %), staurolit tvorí 11,5 – 25 % a amfibol asi 10 % (Minaříková, l. c.). Piesky sú v súvrstvii terasy rozptýlené nerovnomerne. Prevažujú v nižších vrstvách a smerom nahor ubúdajú v prospech štrkov.

Stratigrafický ekvivalent fluvialných sedimentov opísanej vyššej strednej terasy (60) sa nachádza depozovaný aj v zodpovedajúcom horizonte kvartérnej sedimentárnej výplne *zohorsko-marcheggskej depresie*, ktorá prebieha územím Dolnomoravskej nivy v jz.-sv. smere zhruba medzi Vysokou pri Morave a sz. okrajom Novoveskej plošiny. Na základe reinterpretácie výsledkov sedimentárno-petrografického hodnotenia vrtu K-8 (Minaříková, 1969) a súčasných poznatkov o charaktere sedimentárnej výplne sa dá predpokladať, že k fluvialným sedimentom staršieho rissu prislúcha hĺbkový interval 59 – 86 m v celkovej hrúbke súvrstvia 33 m. Uvedená hrúbka sa smerom na SV do *zohorsko-plaveckej depresie* postupne znižuje na 16 m (vrt ZV-5, hĺbkový interval 24 – 40 m), 8 m (vrt K-2, hĺbkový interval 30 – 38 m) a 2 m (vrt ZV-11, hĺbkový interval 27 – 29 m) (Baňacký a Sabol, 1969). V *perneckej čiastkovej depresii* sú zachované len stratigrafické ekvivalenty terás v piesčitom vývoji (56).

Na základe výsledkov petrografických analýz Minaříkovej (1969) je možné potvrdiť, že uvedená akumulácia vyšších stredných terás vrátane terás v piesčitom vývoji, ako aj vekovo zodpovedajúceho súvrstvia vo výplni depresie dominantne prináleží k moravskej proveniencii (vrátane rieky Dyje) a minoritne k proveniencii malokarpatských tokov.

56 piesky (sporadicky drobné štrky) vyšších stredných terás (starší riss)

55 piesky (sporadicky drobné štrky) vyšších stredných terás (starší riss) s pokryvom eolických pieskov (würm)

Tento subtyp fluvialnej terasovej akumulácie je zvlášť vyčlenený na základe najnovšieho výskumu, vyvolaného výsledkami mapovania a sedimentárneho rozboru (Baráth, 2009) uvedenej akumulácie vrchnej terasy (70), ako aj na základe indícií Minaříkovej (1969). Ide o súveké uloženie s uloženinami vyššej strednej terasy v piesčito-štrkovom vývoji (58), s ktorou sa piesčitá terasa (57) smerom na V pozvoľna laterálne zastupuje. Táto laterálna frakčná aj faciálna zmena sedimentácie je primárne vyvolaná klimaticky a nepriamo vzdialenosťou depozície od vtedajšieho aktívneho toku, čo potvrdzuje predpoklad o jej polycyklickom vývoji.

Výskytu vyššej strednej terasy v piesčitom až štrkovito-piesčitom vývoji sa zistili na západnom okraji Boru v pásme s.-j. od Borského Svätého Jura cez Sekule po Závod a ďalej od Malaciek po Plavecký Štvrtok, resp. Rudanický potok, z. od paralelného pásma *vrchných terás* v piesčitom vývoji (pozri geologickú mapu). Pôvodne ucelené terasové pásmo je dnes holocénnymi nivami tokov v.-z. smeru rozdelené na niekoľko samostatných úsekov s rôznym plošným rozsahom. Paradoxom je, že neogénne pahorky s výskytom fluvialných sedimentov starších, *vrchných terás* boli neskôr počas depozície mladších sedimentov obtekané z východu.

Povrchové výstupy sú často pokryté tenkými návejmi eolických pieskov (57) a hlinito-piesčitými splachmi, pričom sú tiež detailnejšie rozčlenené početnými plytkými úvalinami. Smerom na V sa hrúbka pokryvných pieskov zväčšuje.

V najširšom úseku sa sedimenty terasy vyskytujú na neogénnom pahorku Vinohrádok (170 m n. m.) a v priemyselnej zóne v časti Marheček. Zatiaľ čo na pahorku sa zaznamenal ich povrchový výstup, v technickom parku sú pokryté tenkými návejmi eolických pieskov (57) a hlinito-piesčitými splachmi, pričom sú tiež detailnejšie rozčlenené početnými plytkými úvalinami. Smerom na V sa hrúbka pokryvných pieskov zväčšuje. Úsek je na J prerušený nivou Balážovho potoka.

Južnejší úsek je tenší a fluvialne sedimenty v ňom vyplňajú erozívno-denudačnú zníženinu v. od pahorka Vampil (178 m n. m.) až po nivu potoka Tančibok. Sú pokryté eolickými pieskami a splachmi v dnách menších úvalín.

Nasleduje tenší úsek sedimentov súvekej terasy, ktorý je prerušený erozívno-denudačnou zníženinou s. od Plaveckého Štvrtka. V najvyšších častiach sedla zníženiny akumulácia vystupuje na povrch v samostatnom ostrove. Tu je najtenšia, pretože zároveň s ňou sa na povrchu objavujú aj modrozelené íly vrchnopánónskeho *čárskeho súvrstvia* (86).

Posledný úsek jv. od Plaveckého Štvrtka je opäť široký. Štrkovité piesky *vyššej strednej terasy* sú tu úplne pokryté hrubšími návejmi eolických pieskov (57). Na jedinom mieste z celého pásma je tu však zachovaná genetická, stratigrafická aj morfológická postupnosť vývoja terás tak vo vertikálnom, ako aj v horizontálnom smere (vzájomný laterálny prechod terasových stupňov stredného pleistocénu).

Drobnoštrkovité piesky až prevažne piesky *vyšších stredných terás* sú tetramodálne (0,05 – 0,09, 0,1 až 0,7 mm, 0,8 – 2 mm, 3,5 – 22 mm). Dominujúca, zrnitostne vytriedená piesčitá frakcia je trimodálna, prevažne stredno- až hrubozrná ($\varnothing < 2$ mm), menej jemnozrná ($\varnothing < 0,1$ mm). Zrná s fluviálnym charakterom prenosu sú prevažne semioválne až semiangulárne. Dobre opracované oválne až suboválne zrná s primárne eolickým prenosom a neskôr preplavené tvoria 35 – 40 % celkového objemu piesčitej frakcie. Mineralogické a petrografické zloženie pieskov je obdobné ako pri pieskoch opísanej súvekej terasy (58). Dominuje kremeň a kremenec s prímiesou navetraných živcov (75 – 80 %), zvyšok tvoria zrná rozvetraných granitoidov, kryštalických bridlíc a sludy. Z ťažkých minerálov dominuje granát (30 – 40 %), nasleduje staurolit a amfibol (Minaříková, 1969).

Minoritne zastúpená frakcia štrkov je monomodálna, jemnozrná ($\varnothing < 2$ mm, najčastejšie s $\varnothing 4 - 13$ mm). Zrnitostne vytriedené obliaky sú suboválne až oválne, zriedkavejšie semioválne (polozaoblené), prevažne nezvetrané (kremeň, kremenec, silicit, kremity pieskovec), resp. selektívne navetrané (kryštalické bridlice) a občas patinované (drobné pieskovce a granity). Ich petrografické zloženie je totožné so zložením štrkov opísanej súvekej terasy v piesčito-štrkovom až štrkovom vývoji (58). Prevažujú kremene, kremene a rohovce (70 – 75 %), nasledujú rozličné druhy pieskovcov (10 %), kryštalických bridlíc a granitoidov (< 8 %), amfibolity, fylity, chloriticko-aktinolitické bridlice a granity (2 – 6 %). Prítomné sú aj suboválne až semiangulárne klasty hornín malokarpatskej proveniencie – amfibolity, biotitické a sericiticko-chloritické fylity, chloriticko-aktinolitické bridlice, muskovitické a dvojsludové granity a veľmi zriedkavo vápence (< 2 %) (Minaříková, l. c.).

Charakteristickým znakom piesčitého vývoja *vyšších stredných terás (starší riss)* je veľmi dobré zrnitostné vytriedenie sedimentov v celom profile súvrstvia. Typické je drobnorytmické zvrstvenie v intervaloch 3 – 12 cm. V každom intervale je dobre rozoznateľné gradačné zvrstvenie. Na bázach väčšiny intervalov sú hrubozrné piesky, no niektoré vrstvičky majú na báze drobnozrné štrky a cez hrubozrné piesky prechádzajú nahor do strednozrných pieskov. V niektorých intervaloch je badateľné šikmé zvrstvenie a laterálna akrecia. Vrstvy sú uložené horizontálne až subhorizontálne, niekde sú mierne zvlhnené. Piesky aj drobné štrky sú pestrofarebné. Bázy vrstvových intervalov sú tmavšie (tmavosivé, tmavookrové až čierne), stredné časti sú svetlejšie (sivé, svetlosivé až okrové a žlté) a vrchné, jemnozrnnejšie, prechádzajú do svetložitých a svetlookrových odtieňov. Pri povrchu vrstiev sa vyskytujú aj vybielené, svetlosivé, hrdzavé, ale aj úplne biele jemnozrné piesky. Napriek tomu, že piesky a ojedinelé štrky sú v sedimente dobre rozptýlené, pri povrchu sa kumulujú hrubšie piesčité frakcie, ale najmä štrky. To potvrdzuje, že fluviálne piesky *vyšších stredných terás* boli taktiež zdrojom ich povrchového vyvievania a následného eolického transportu. Vzhľadom na to, že terasové sedimenty sú v súčasnosti prevažne pokryté eolickými pieskmi (36), nevytvorili sa na nich väčšie deflačné okná, ako je to napr. pri starších (70) aj mladších (62) fluviálnych terasách.

Úroveň povrchu odkrytej terasy sa pohybuje v relatívnej výške 17 – 20 m a báza sedimentov dosahuje 10 až 11 m nad nivou Moravy a zhruba 7 – 8 m nad nivami miestnych tokov. Z databázy IG a HG vrto slúžiacich ako podklad máp hrúbky kvartéru (Maglay et al., 2009) vyplýva, že súčasná najväčšia zachovaná hrúbka fluviálnych sedimentov *vyššej strednej terasy* v piesčitom vývoji je 7 – 9 m. V sedlách erozívno-denudačného pásma západného okraja Boru a na neogénnych pahorkoch je nižšia a pohybuje sa v rozmedzí 0,5 – 2 m.

V sedimentárnej výplni *perneckej čiastkovej depresie* je stratigrafický ekvivalent sedimentov uvedenej terasy zachovaný iba v jej západnej okrajovej časti. Vekovo zodpovedajúce fluviálne piesky sa nachádzajú v hĺbkovom horizonte asi 36 – 43 m, teda v dolnej časti intervalu 22 – 49 m, uvádzaného ako interval výskytu sedimentov mladšej časti stredného pleistocénu v celku (vrt ZV-16; Baňacký a Sabol, 1969).

Z výsledkov petrografických analýz Minaříkovej (1969) vyplýva, že piesčitá akumulácia *vyššej strednej terasy*, ako aj vekovo zodpovedajúceho súvrstvia vo výplni *zohorsko-marcheggskej* a západnej, okrajovej časti *perneckej čiastkovej depresie* dominantne prináleží k moravskej proveniencii a minoritne k proveniencii malokarpatských tokov.

Proluviálne sedimenty

54 piesčité štrky, piesky, piesčité hliny a úlomky hornín v nižších stredných náplavových kuželoch (mladší riss)

Proluviálna akumulácia *nižších stredných náplavových kuželov* je v regióne zachovaná len rudimentárne. Zodpovedajúce sedimenty boli identifikované na krátkom úseku severného svahu *stupavskej čiastkovej elevácie* (s. od cesty Stupava – Vysoká pri Morave) s pokračovaním ku skládke priemyselného a stavebného

odpadu (Šusterova jama), kde sa prstovite spájajú a zastupujú so súvekými fluviálnymi sedimentmi nižšej *strednej terasy* Moravy (53). Tvoria erozívny zvyšok distálnej zóny jednej z úrovní terasovaného kužela Stupavského potoka, ktorý Vaškovský et al. (1987) označili termínom *stupavský kužel*. Morfopozíčne vystupujú nad jeho vrchnopleistocénnou vetvou (47) vypínajúcou časť severnejšej zníženiiny a pod bezprostredne staršou vetvou (61) tvoriacou povrch s. vetvy *stupavského kužela*.

Usmernenie depozície v najmladšej strednopleistocénnej vetve kužela na SZ spôsobili neotektonické procesy, najmä čiastkové poklesy tektonického bloku s. od Stupavy. Vplyvom toho došlo k obtekaniu staršej centrálnej časti kužela na SZ a deponovaniu sedimentov v tomto priestore.

Dnešný erozívny zvyšok tejto distálnej proluviálnej akumulácie pozostáva zo slabšie až stredne vytriedeného piesčitého štrku s úlomkami hornín a s telesami pelitickéjších vrstiev, tvorených prevažne ílovitou sivou hlinou. Petrograficky materiál tvoria subangulárne, semiangulárne až suboválné úlomky až obliaky kremenčov a granitov (75 – 80 %), kremitých a vápnitých bridlíc (5 – 10 %), kryštalických bridlíc (2 – 5 %) a vo zvyšku rozličné vápence. Ide o zmes redepozitu *devínskonovoveského súvrstvia* (111) so sedimentmi súčasnej znosovej oblasti hornín borinskej jednotky. Piesčitý materiál je hrubozrnný. Piesok je zložený z neopracovaných zŕn kremeňa a kremenčov, zvetraných úlomkov kryštalických bridlíc a rozvetraných granitov. Obsahuje biotit a muskovit.

Pri povrchu proluviálnych sedimentov sa objavujú tenšie intraformačné vrstvy štrkovito-piesčitých deluviálnych splachov a priamo na povrchu piesčité hliny. Na styku s *nižšou strednou terasou* Moravy (53) je proluviálny materiál silno premiešaný s fluviálnym, pričom styku má veľmi nepravidelný (kľukatý) priebeh. Na severnom svahu elevácie je proluviálna akumulácia lokálne pokrytá nerovnomerne hrubými (2 – 10 m) presypmi eolických pieskov (15) *stupavsko-novoveského pásma*, čím vzniká rôznoveký naložený sediment (54). Hrúbka akumulácie sa na styku s terasou pohybuje v hodnotách do 8 m a na severnom svahu do 5 m.

Fluviálne sedimenty

53 piesčité štrky nižších stredných terás (mladší riss)

52 piesčité štrky nižších stredných terás (mladší riss) s pokryvom eolických pieskov (würm)

Fluviálne sedimenty najmladšieho obdobia stredného pleistocénu (*mladší riss*) majú v regióne v porovnaní s uvedenými akumuláciami staršej časti stredného pleistocénu (73, 70) výrazne väčšie povrchové zastúpenie. V oveľa väčšej miere sa zúčastňujú napr. na stavbe vekovo zodpovedajúcej sekvencie sedimentárnej výplne *zohorsko-marcheggskej*, z. časti *perneckej* a celej *kútskej čiastkovej depresie*, kde sú pokryté mladšími, vrchnopleistocénnymi fluviálnymi uloženinami dnovej akumulácie Moravy (45), a preto nevystupujú na povrch. To ale svedčí o tom, že v čase vzniku táto akumulácia pokrývala takmer celé územie dnešnej Dolnomoravskej nivy a Záhorských pláňav. V porovnaní s takouto plochou sú dnešné povrchové výskyty sedimentov len nepatrné.

Najmladšie strednopleistocénne fluviálne sedimenty *nižších stredných terás* sú najlepšie povrchovo zachované postupne od ľavobrežia Myjavy. Tam sa prvýkrát objavujú na JV od Kuklova a s čoraz väčšími plochami prechádzajú na S od Borského Svätého Jura do miestnej časti Na víškoch, kde sú výrazne pokryté eolickými pieskami (52). Výskyty terás sa ďalej stáčajú smerom na J a cez obec Sekule pozdĺž okraja nivy Moravy s občasným pokryvom eolických pieskov prechádzajú do obce Moravský Svätý Ján.

Smerom k Závodu sa pásmo výraznejšie rozširuje a v Závode zachádza pozdĺž toku Poreč aj hlbšie na V do Boru. Pásmo *nižších stredných terás* sa končí pri rašelinisku Abrod (7), výraznom „ostanci“ obkolesenom holocénnymi tokmi. Synchronne sedimenty terás sa objavujú až s. od Malaciek, kde tvoria celý rad pahorkov.

Rozlohou najväčší a najucelenejší výskyt *nižšej strednej terasy* sa nachádza na Záhorských pláňavách (*gajarsko-lábske pásmo* eolických pieskov) v priestore na V od Gajar (fototab. VIII, obr. 7) s pokračovaním na J až po Jakubov s malým ostrovom v Kostolišti.

Nižšia stredná terasa tu vystupuje z väčšej časti pokrytá eolickými pieskami, obkolesená vrchnopleistocénnou dnovou akumuláciou *nízkej terasy* Moravy (45). Výskyty v Lábe a v Kostolišti sú súčasťou jz. okraja erozívno-denudačnej *malacko-lábskej zníženiiny*. Preto sú zachované len ako maloplošné erozívne zvyšky ostrovov vo forme morfológicky nápadných pahorkov, obkolesených dnovou akumuláciou *nízkyh terás* alebo len holocénnymi nivnými sedimentmi v celom profile.

Na východnom okraji Záhorských pláňav, tvorených v tejto časti *malacko-lábskou zníženiinou*, sa v pásme s.-j. smeru od Malaciek (Vinohradku) cez Plavecký Štvrtok až po Rudanický potok vyskytuje celý rad erozívnych zvyškov najvýchodnejšieho okraja dosahu vtedajších fluviálnych sedimentov Moravy. Ide o tylový okraj pôvodne uceleného pásma *nižších stredných terás*, postgeneticky segmentovaný vodnými tokmi. Veľká časť týchto terás je nerovnomerne pokrytá hrubými návejmi eolických pieskov *centrálneho pásma* (36) a piesčitými splachmi (17). Tým vznikol zdvojený typ akumulácie (52).

Obdobná situácia je aj v j. časti územia na ľavobreží Dolnomoravskej nivy. Nižšia *stredná terasa* tu vystupuje pozdĺž západného okraja Novoveskej plošiny vo viacerých segmentoch oddelených bočnými prítokmi Moravy. Jednotlivé výstupy sa objavujú v pásme s.-j. smeru od skládky priemyselného a domového odpadu (Šusterova jama) až po nivu potoka Mláka v Devínskej Novej Vsi.

Úroveň povrchu odkrytých *nižších stredných terás* len približne reprezentuje pôvodnú úroveň povrchu sedimentov z obdobia pred eróziou v émskom interglaciáli, najmladšom glaciáli až holocéne. Jeho relatívna výška sa v regióne pohybuje v rozsahu 10 – 12 m nad povrchom holocénnej nivy Moravy, len v z. leme Novoveskej plošiny je to mierne vyššie (12 – 15 m). Na území jv. od Vysokej pri Morave v priestore *zohorsko-marcheggskej depresie* sa povrch vekovo zodpovedajúcich fluviálnych sedimentov nachádza v hĺbke –22 m (vrt K-8). Reliéf povrchu *nižších stredných terás* je mierne zvlnený a na okrajoch úplne zahladený. Výrazne sa na ňom prejavila deflácia, ktorej dôsledkom je zvýšená prítomnosť štrkových frakcií pri povrchu.

Prevažnú väčšinu sedimentov *nižších stredných terás* Moravy podľa vrtej preskúmanosti a na základe prác Vaškovej (1967), Minaříkovej (1969) a Baňackého a Sabola (1969) tvoria piesčité štrky (53), len s ojedinelým a lokálnym prechodom do štrkovitých pieskov (51), prípadne len do štrkov alebo pieskov. V depresiách je situácia mierne odlišná. Množstvo piesčitej fluviálnej frakcie výrazne stúpa a je premiešaná s eolickými pieskami. Piesčité štrky sú prevažne trimodálne (0,1 – 0,5 mm, 2 – 4 mm, 1,5 – 30 mm), menej bimodálne.

Štrková frakcia je bimodálna (0,7 – 1,5 cm, 1,6 – 4,2 cm). Obliačky sú prevažne drobné až strednozrné ($\varnothing < 5$ cm), semioválne až semiangulárne (stredne zaoblené), zriedkavo dokonale zaoblené, prevažne nezvetrané, iba ojedinele selektívne navetrané (drobové pieskovce). Hrubšie štrky, na rozdiel od mladších fluviálnych akumulácií, sú horšie vytriedené ako drobnozrné štrky. V ich petrografickom zložení prevládajú kremenec a kremeň (65 – 70 %), nasledujú rozličné druhy paleogénnych pieskovcov (15 – 20 %) ako napr. kremenné, glaukonitické a ojedinele arkózové, z ďalších hornín sú to kryštalické bridlice a granitoidy (10 – 15 %), najmä biele muskovitické, ružové a dvojsľudové ruly, muskovitické a dvojsľudové granity, menej granodiority. Najmenšie percentuálne zastúpenie majú silicity – hnedé a biele rohovce (5 %).

Piesčitá frakcia je monomodálna, prevažne hrubozrná ($\varnothing 0,5 – 1,9$ mm) a stredne zrnitostne vytriedená (57,2 %). Zrná sú prevažne menej zaoblené, semiangulárne až subangulárne, ale dobre opracované, oválne až suboválne zrná primárne eolického charakteru tvoria len zhruba 5 – 8 % celkového objemu pieskov. V mineralogickom a petrografickom zložení dominuje kremeň a kremenec (60 – 65 %), no v menšom zastúpení ako v prípade pieskov starších aj mladších fluviálnych terás. Zvyšok tvoria navetrané živce vrátane plagioklasov a sludy (biotit, muskovit a chlorit), ale najmä zrná rozličných rozvetraných hornín (granitoidných a kryštalických bridlíc). Zo základných ťažkých minerálov staurolit tvorí 10,5 – 29 %, granát len 10,7 % a amfibol 10,1 % (Minaříková, 1969). Piesky sú v súvrství rozptýlené nerovnomerne, v stredných a spodných zónach je ich zastúpenie vyššie, smerom nahor ubúdajú v prospech štrkov.

V *nižších stredných terasách* tvoriacich lem neogénnych pahorkov medzi Malackami a Plaveckým Štvrtkom, ale aj v terasách v samotnej obci a na J od nej (pozri geologickú mapu), sa okrem uvedených hornín objavujú v štrkovej frakcii subangulárne až semiangulárne klasty rozličných amfibolitov, biotitické a sericiticko-chloritické fylity, chloriticko-aktinolitické bridlice, muskovitické a dvojsľudové granity a občas aj rozličné druhy vápencov – všetko sú to (senzu Minaříková, l. c.) horniny malokarpatskej proveniencie. Dovedna tvoria asi 7 – 10 % celkového obsahu.

V súvekých terasách západného okraja Novoveskej plošiny je situácia odlišnejšia. Zatiaľ čo v severnejšej časti tohto terasového pásma v úseku Šusterova jama – ústie Stupavského potoka zrnitostné, frakčné a petrografické zloženie piesčitých štrkov zodpovedá opísanému zloženiu, južnejšie od tohto úseku sa výraznejšie mení.

Podľa Horníša (1987) v štrkoch akumulácie prevládajú stredné až hrubé obliačky ($\varnothing 2 – 6$ cm), občas sa objavujú aj veľmi hrubé ($\varnothing 5 – 9$ cm). Sú dobre vytriedené, prevažne semioválne až suboválne (stredne a dobre zaoblené), ale vyskytujú sa aj veľmi dobre zaoblené. V petrografickom zložení dominujú svetlohnedé a červenkasté kremenec, okrové a svetlosivé kremité pieskovce a žilné kremenec (45 – 55 %). Nasledujú kryštalické bridlice a granitoidy (18 – 27 %) a prítomné sú aj selektívne navetrané rozličné druhy vápencov (hľuznaté, sakokómové, rádioláriové a i.), rohovce a rozpadavé vápnité pieskovce (10 – 15 %). Piesky sú prevažne hrubozrné ($\varnothing 0,5 – 1,8$ mm) a slabozrnitostne vytriedené, miestami zahľinené. Zrná sú semiangulárne až subangulárne a selektívne navetrané.

Piesčité štrky tohto úseku *nižšej strednej terasy* sú na povrchu hrdzavo sfarbené povlakmi hydroxidov železa, farba samotných pieskov sa pohybuje od svetlosivej cez sivožltú po tmavožltú až hrdzavú.

Na základe uvedených petrografických analýz štrkov a zastúpenia ťažkých minerálov v pieskoch (Minaříková, 1969; Horníš, 1987) je zrejme, že akumulácia *nižších stredných terás* v oblasti Záhorských pláňav prináleží k moravskej proveniencii spolu s provenienciou rieky Dyje. Len na východnom okraji pláňav na hranici s Borom majú v sedimentoch Moravy minoritné zastúpenie aj horniny malokarpatskej proveniencie.

Na rozdiel od toho, v akumulácii južnejšieho úseku *nižšej strednej terasy* západného okraja *Novoveskej plošiny* s najväčšou pravdepodobnosťou ide o dunajský materiál alpskej proveniencie.

Hrúbka najmladšej strednopleistocénnej akumulácie piesčitých štrkov v uvedených *nižších stredných terasách* dosahuje síce rôzne, ale spravidla nie veľmi odlišné hodnoty. Tieto hodnoty závisia od vzdialenosti terasových akumulácií od súčasného aktívneho toku a od neotektonického režimu územia. Z vrtnej preskúmanosti (Baňacký a Sabol, 1969) a z databázy IG a HG vrtov slúžiacich ako podklad máp hrúbky kvartéru (Maglay et al., 2009) vyplýva, že báza terasových sedimentov mladšieho rissu sa vo vzdialenejších častiach od aktívneho toku pohybuje v rozpätí 3 – 5 m nad úrovňou povrchu nivy Moravy (terasy pri Jakubove, Lábe a medzi Malackami a Plaveckým Štvrtkom) a v blízkosti toku 1 – 3 m nad nivou (terasové pásmo s. od Devínskej Novej Vsi). Vzhľadom na uvedenú výšku povrchu terás (10 – 12 m) vychádzajú hodnoty hrúbky 7 – 9 m vo vzdialenejších terasách a 11 – 13 m v bližších terasách.

V časti územia Dolnomoravskej nivy, ktorým medzi Vysokou pri Morave a sz. okrajom *Novoveskej plošiny* v sv.-jz. smere prebieha výrazná neotektonická poklesová zóna – *zohorsko-marcheggská depresia*, je hrúbka akumulácie odlišná. Vaškovská (1967) a Minaříková (1969) strednopleistocénnu výplň depresie podrobnejšie nečlenia a umiestňujú ju ako celok v rámci obdobia mladšej časti stredného pleistocénu (*riss v celku*) do hĺbkového intervalu 22 – 86 m. Podrobnejším štúdiom výsledkov hodnotenia vrtu K-8 (Minaříková, 1969) a ich reinterpretáciou sa však na základe niektorých súčasných poznatkov dá usúdiť, že najmladšej časti stredného pleistocénu (*mladší riss*) zodpovedá hĺbkový interval 22 – 59 m, teda celková hrúbka najmladšej strednopleistocénnej akumulácie v depresii je zhruba 37 m. Smerom na SV do *zohorsko-plaveckej depresie* sa postupne znižuje na 14 m (vrt K-2, hĺbkový interval 16 – 30 m), 10 m (vrt ZV-5, hĺbkový interval 10 – 20 m) a 7 m (vrt ZV-11, hĺbkový interval 20 – 27 m) (Baňacký a Sabol, 1969).

51 piesky (sporadicky drobné štrky) nižších stredných terás (mladší riss)

50 piesky (sporadicky drobné štrky) nižších stredných terás (mladší riss) s pokryvom eolických pieskov (würm)

Najnovším geologickým výskumom sa zistilo, že popri uvedených piesčito-štrkových fluvialných akumuláciách *nižších stredných terás* (52) sa v regióne vyskytujú aj súveké terasové ekvivalenty, budované drobnoštrkovitými pieskami až pieskami (51). Ide o novovyčlenenú fáciu terasovej akumulácie Moravy, potvrdzujúcu teóriu polycyklickej genézy uvedených fluvialných sedimentov, a to nielen vo vertikálnom, ale aj v horizontálnom smere.

Zodpovedajúce fluvialné sedimenty najmladšieho obdobia stredného pleistocénu (*mladší riss*) majú na študovanom území povrchové zastúpenie vo forme mnohých izolovaných, väčších aj menších ostrovov a pásiem „*nižších stredných terás*“, nachádzajúcich sa tak v centrálnej časti Záhorských pláňav, ako aj na ich východnom okraji na styku s Borom a v prerušenom pokračovaní na styku s Chvojnickou pahorkatinou v Kútoch.

Na Záhorských pláňavách ide o výskyty od Sekúl cez Moravský Svätý Ján, Závod až po Veľké Leváre a výskyt v izolovanom ostrove terasy na V od Gajar. *Nižšie stredné terasy* v piesčitom vývoji tu všade lokálne prechádzajú do opísaných terás v piesčito-štrkovom a štrkovom vývoji a zároveň vystupujú aj obkolesené vrchnopleistocénnou dnovou akumuláciou *nížkej terasy* Moravy (45) alebo paralelne s ňou. Výskyty vo Veľkých Levároch a v Malackách sú súčasťou sv. okraja erozívno-denudačnej *malacko-lábskej zníženejiny*. Preto sú zachované len ako maloplošné erozívne zvyšky ostrovov vo forme morfológicky nápadných pahorkov obkolesených dnovou akumuláciou nízkych terás alebo len holocénnymi nivnými sedimentmi v celom profile.

Na v. okraji Záhorských pláňav na V od Závodu sa vyskytuje celý rad erozívnych zvyškov okraja dosahu vtedajších fluvialných sedimentov Moravy. Ide o tylový okraj pôvodne uceleného pásma *nižších stredných terás*, postgeneticky segmentovaný vodnými tokmi. Veľká časť týchto terás je pokrytá nerovnomerne hrubými návejmi eolických pieskov *centrálneho pásma* (36, 15) a piesčitými splachmi (17), čím vznikol zdvojený typ akumulácie (50).

Úroveň povrchu odkrytých *nižších stredných terás* len približne reprezentuje pôvodnú úroveň povrchu sedimentov z obdobia pred eróziou v najmladšom glaciáli až holocéne. Jeho relatívna výška sa na území pohybuje v hodnotách 9 – 10 m nad povrchom holocénnej nivy Moravy, len v oblasti Závodu je to mierne vyššie (12 – 15 m). Reliéf povrchu *nižších stredných terás* je mierne vlnený a na okrajoch úplne zahladený. Výrazne sa na ňom prejavila deflácia, ktorej dôsledkom je zvýšená prítomnosť štrkových frakcií pri povrchu.

V okrajových častiach a pri povrchu terás množstvo piesčitej fluvialnej frakcie výrazne stúpa a je premiešaná s eolickými pieskami. Piesčité štrky sú prevažne trimodálne (0,1 – 0,5 mm, 2 – 4 mm, 1,5 – 30 mm), menej bimodálne.

Piesčitá frakcia je monomodálna, prevažne hrubozrnná (\varnothing 0,5 – 1,9 mm) a stredne zrnitostne vytriedená (57,2 %). Zrná sú prevažne menej zaoblené, semiangulárne až subangulárne, ale dobre opracované, oválne až suboválne zrná primárne eolického charakteru tvoria len zhruba 5 – 8 % celkového objemu pieskov.

V mineralogickom a petrografickom zložení dominuje kremeň a kremenec (60 – 65 %), zvyšok tvoria navetrané živce vrátane plagioklasov a sludy (biotit, muskovit a chlorit), ale najmä zrná rôznych rozvetraných hornín (granitoidných a kryštalických bridlíc). Zo základných ťažkých minerálov staurolit tvorí 10,5 – 29 %, granát len 10,7 % a amfibol 10,1 % (Minaříková, 1969). Piesky sú v súvrství rozptýlené nerovnomerne, v stredných a spodných zónach je ich zastúpenie vyššie, smerom nahor ubúdajú v prospech štrkov.

V nižších stredných terasách na S od Malaciek (pozri geologickú mapu) sa okrem uvedených hornín objavujú v štrkovej frakcii subangulárne až semiangulárne klasty rozličných amfibolitov, biotitické a sericiticko-chloritické fylity, chloriticko-aktinolitické bridlice, muskovitické a dvojsludové granity a občas aj rozličné druhy vápencov – všetko sú to (senzu Minaříková, l. c.) horniny malokarpatskej proveniencie. Dovedna tvoria asi 7 – 10 % celkového obsahu.

V *perneckej čiastkovej depresii* sú fluviálne sedimenty zachované len v piesčitom vývoji, kde však nie sú bližšie stratigraficky členené a označujú sa ako riss v celku (62).

Stredný pleistocén/vrchný (mladší) pleistocén

49 fluviálne íly až ílovité hliny vo výplni neotektonických depresíí (ém) (len v reze)

Uloženyiny predstavujú najmladší interglaciálny klimaticko-sedimentárny záznam, ktorý sa na základe vyhodnotenia vrtných jadier prejavuje výraznou zmenou sedimentácie oproti sedimentácii podložných aj nadložných vrstiev kvartérnej výplne *zohorsko-marcheggskej, perneckej a sološnicko-plaveckej čiastkovej depresie*. Ide o sedimenty (vrstvy) s nepravidelným a rôzne hrubým plošným výskytom. Zatiaľ čo ich prechod do nadložia je prevažne kontinuálny, styk s podložíom je takmer pravidelne diskordantný.

V centre slovenskej časti *zohorsko-marcheggskej depresie* (vrt K-8) v hĺbke asi 22 m je akumulácia tvorená vrstvou, resp. prepláskom hnedých piesčitých hlín až tmavohnedých hlín s hrúbkou 20 – 30 cm (Baňacký a Sabol, 1969). Vrstva leží diskordantne na stredno- až hrubozrnných fluviálnych pieskoch mladšej časti stredného pleistocénu (64) a pozvoľna prechádza do nadložných fluviálnych piesčitých štrkov vrchného pleistocénu (45). Smerom k sv. okraju depresie sa objavuje v podobe vrstvy jemne piesčitých zelenosivých ílov hrubej do 30 – 35 cm, ležiacich opäť diskordantne na eolických a fluviálnych pieskoch (60, 62) mladšej časti stredného pleistocénu v hĺbke zhruba 16 m (vrt K-2) až 10 m (vrt ZV-5) alebo sa úplne stráca. V distálnej časti *perneckého kužela* (vrt ZV-11) tento interglaciálny sediment v hĺbke 18 – 20 m tvorí vrstva modrosivých piesčitých ílov (splachov) hrubá do 2 m.

V *perneckej čiastkovej depresii* je situácia odlišná. Vrstva oddeľuje dve sekvencie fluviálnej až proluviálnej výplne len v západnej polovici depresie, zatiaľ čo vo východnej časti sa stráca a nahrádza ju priamy diskordantný styk dvoch proluviálnych sekvencií.

V západnej časti centra depresie (vrt ZV-16) sa nachádza v hĺbke 23 m ako vrstva sivej až hrdzavo škvrnitej ílovitej hliny až ílu hrubá asi 1,2 m, oddeľujúcej podložné fluviálne štrkovité piesky Moravy (62) od nadložných štrkovitých pieskov vrchného pleistocénu (41). V centrálnej časti (vrt ZV-6) sa objavuje v hĺbke 22 – 25 m ako vrstva (vrstvy) organických hlín až rašelin (sapropelov) hrubá 3 m. Na erozívnej báze sa nachádza piesčitý svetlohnedý íl, smerom nahor prechádzajúci do siltovitého sivočierneho ílu s preplavenými rastlinnými zvyškami. Ide o fluviálne až deluviálno-fluviálne hliny, z ktorých Krippel (1962) určil interglaciálnu flóru. V južnej okrajovej časti depresie (vrt K-1) sa akumulácia mení na vrstvu silno zahľinených žltohnedých štrkovitých pieskov hrubú asi 1 m, ležiacich v hĺbke 24 – 25 m. Vo východnej až sv. časti centra *perneckej čiastkovej depresie* (vrty K-3 a K-6) sa v zodpovedajúcej stratigrafickej úrovni v hĺbke od 23 do 27 m objavujú silno zahľinené proluviálne štrky a úlomky hornín, resp. len úlomky hornín medzi dvoma sekvenciami eolických a proluviálnych pieskov (pozri geologický rez 5 – 6).

V *sološnicko-plaveckej čiastkovej depresii* interglaciálna vrstva oddeľuje dve sekvencie proluviálnej výplne prevažne v jej z. a j. časti, zatiaľ čo vo v. a s. časti sa stráca a nahrádza ju priamy diskordantný styk dvoch proluviálnych sekvencií.

V západnej časti centra depresie sa nachádza v hĺbke 23 m (vrt ZV-17) ako vrstva sivej až hrdzavo škvrnitej ílovitej fluviálnej až deluviálno-fluviálnej hliny až ílu hrubá asi 1,2 m, oddeľujúca podložné (vrstvy). V južnej okrajovej časti depresie sa akumulácia mení na vrstvu silno zahľinených žltohnedých štrkovitých pieskov hrubú asi 1 m, ležiacich v hĺbke 24 – 25 m. Vo východnej až sv. časti centra *sološnicko-plaveckej čiastkovej depresie* sa v zodpovedajúcej stratigrafickej úrovni v hĺbke od 23 do 27 m objavujú silno zahľinené proluviálne štrky a úlomky hornín, resp. len úlomky hornín medzi dvoma sekvenciami eolických a proluviálnych pieskov.

V *kútskej čiastkovej depresii* je horizont reprezentovaný škvrnitým piesčitým ílom, nahradený občasnými drobnými štrkami s $\varnothing < 18$ mm. Zistil sa vo vrtoch RV-7 (interval 17,0 – 18,4 m) a RV-22 (interval 8,0 až 10,0 m) (Baňacký a Sabol, 1969).

48 chemogénno-organogénne sladkovodné vápence – penovce (ém)

Výskyt sladkovodných pramenných vápencov interglaciálneho obdobia (ém) sa na zmapovanom území zaznamenal len na z. okraji Malých Karpát na J od Perneka. Na tektonickej línii oddeľujúcej časť mezozoických horninových sledov borinskej jednotky (179) od *devínskonovoveského súvrstvia* strednobádenského veku asi 750 m na JZ od kóty Jastrabník (548) vo výške 335 m n. m. sa zachoval menší erozívny zvyšok pôvodne ucelenej údolnej kaskády pramenných vápencov. Vplyvom neskoršej hlbkovej výmolyvej erózie sa destabilizovala, rozlámala a nastalo gravitačné zliezanie jednotlivých častí. V súčasnosti sa jedno väčšie teleso nachádza vo svahu výmoly s bázou asi 1 – 1,5 m nad jeho dnom (fototab. X, obr. 1). Výskyt ďalších menších telies sa predpokladá pod deluviálnymi sedimentmi okraja výmoly v nižších polohách.

Celý blok pramenných vápencov s výškou 2,5 m, šírkou 3,5 m a odhadovanou dĺžkou 4 – 5 m pozostáva zo zemitých, pieskovcových až štruktúrnych penovcov svetlosivej, bielej a krémovej farby (fototab. X, obr. 1). Ojedinelé vrstvy porézneho penovca hrubé do 4 cm sú diageneticky spevnené do penovcových travertínov. V niektorých vrstvách je hojne prítomná inkrustovaná flóra v podobe odtlačkov listov drevín (fototab. X, obr. 2). V okolí telesa sa v hlinito-kamenitých sutinách nachádza veľké množstvo úlomkov penovcov, ktoré sa postupne vplyvom zrážkovej vody rozpúšťajú a spolu so svahovými hlinami tvoria sivobielu plastickú hmotu. AMS datovanie stanovilo vek sedimentov na viac ako 50 000 r. BP (pred súčasnosťou) (Moravcová, 2012).

Vrchný (mladší) pleistocén

Proluviálne sedimenty

47 piesčité štrky, piesky a piesčité hliny s úlomkami hornín v nízkych náplavových kuželoch

46 piesčité štrky, piesky a piesčité hliny s úlomkami hornín v nízkych náplavových kuželoch (würm) s pokryvom eolických pieskov (neskorý würm)

Proluviálne akumulácie *nízkych náplavových kuželov* majú na študovanom území významné plošné, objemové a v konečnom dôsledku aj reliéfovité zastúpenie. Po fluviálnych sedimentoch dnevej akumulácie (41, 45) sú druhým najrozšírenejším typom kvartérnych uloženín nachádzajúcich sa aj na povrchu. Ich výskyt sa pevne viaže na zmenu spádovej krivky tokov, často podmienenú neotektonickými procesmi. V dôsledku toho sú proluviálne akumulácie sústredené do miest vyústenia horských malokarpatských potokov na líniu výrazného tektonického rozhrania Malých Karpát, resp. ich okrajových častí, ako je Kuchynská hornatina a Stupavské predhorie s Borskou nížinou. Vrchnopleistocénne proluviálne sedimenty boli obdobne ako staršie uloženiny (82, 75, 66) deponované do priestoru pásma mladej poklesávajúcej neotektonickej *zohorsko-plaveckej depresie* (Podmalokarpatskej zníženejiny), ktorej vývoj syngeneticky a kontinuálne pokračoval aj vo vrchnom pleistocéne. Poklesy jednotlivých čiastkových krýh depresie oproti pohoriu boli nerovnomerné. To spôsobilo, že na menej poklesávajúcich blokoch, nazývaných aj čiastkové elevácie, sa *nízke kužele* nachádzajú v morfolologickej pozícii najnižších vložených kuželov [resp. druhých najnižších, ak berieme do úvahy vyššie *nivné kužele* (14) v rámci vyššie položených starších kuželov]. Na viac poklesávajúcich tektonických blokoch nazývaných čiastkové depresie sa proluviálne sedimenty *nízkych kuželov* nachádzajú na povrchu starších proluviálnych akumulácií, teda v pozícii naložených kuželov. Všetky akumulácie zobrazené na mapách tvoria rozličné, zväčša však veľmi dobre zachované vejárovité formy prevažne veľkých plošných rozmerov (pozri geologickú mapu).

Na sv. ohraničení regiónu, resp. v sv. časti Podmalokarpatskej zníženejiny sa telesá *nízkych kuželov* objavujú v Cerovej-Lieskovom. Ide o dve, morfologicky dobre zachované kratšie telesá. Sedimenty oboch kuželov pozostávajú zo strednozrnných (\varnothing 2 – 5 cm), hrubozrnných (\varnothing do 10 cm) až balvanovitých, rôzne opracovaných úlomkov a štrkov v zmesi so stredno- až hrubozrnným pieskom (\varnothing < 2 mm). Smerom do distálnych častí sedimenty prechádzajú do lepšie vytriedeného piesčitého štrku alebo do pelitickejších súvrství, tvorených prevažne ílovitou sivou hlinou. Na väčšine povrchu sa nachádzajú piesčité hliny s drobnými obliakmi. Materiál tvoria kremence, kremeň, granitoidy, kremité a vápnité bridlice a rozličné vápence. Ide o zmes redepozitu *jablonického zlepenca* karpatského veku (119) budujúceho priľahlé svahy.

Hoci sú jednotlivé vetvy kuželov pomerne ploché, ich hrúbka sa pohybuje od 2 do 15 m. V distálnej časti zníženejiny dosahujú hrúbku len 1 – 1,5 m. Akumulácie oboch kuželov sú zvodnené.

V ďalšom úseku okraja Podmalokarpatskej zníženejiny synchrónne telesá smerom na JZ absentujú až po vyústenie potoka Trstienka medzi Plaveckým Mikulášom a Plaveckým Podhradím. V porovnaní s predchádzajúcimi kuželmi ide o rozsiahlejšie, v holocéne čiastočne terasované teleso *nízkeho kužela*, ktorého distálne výplavy vybiehajú na s. okraj čiastkovej *sološnicko-plaveckej depresie* a zúčastňujú sa na jej vnútornej

sedimentárnej výplni (vrty RV-4, RV-9; Baňacký a Sabol, 1969). Ide najmä o južnejšiu, ľavú vetvu tohto kužeľa. Podľa Minaříkovej (1969) a Vaškovej (1967) sediment tvoria čerstvé ostrohranné a poloostrohranné úlomky svetlosivých vápencov (asi 70 – 80 %), ostatnú zložku tvoria prevažne vápňité pieskovce kremených pieskovcov a navetrané arkózové pieskovce (20 – 30 %). Klasty sú uložené chaoticky a nie sú vytriedené ani zrnitostne, ani petrograficky. Prevažuje strednozrnná až hrubozrnná frakcia ($\varnothing \leq 8$ cm), v okrajových častiach veľmi hrubá až balvanovitá ($\varnothing 10 - 20$ cm). V ojedinelých prípadoch sa v sedimente vyskytujú aj väčšie bloky vápencov (\varnothing do 50 cm). V piesčitej zložke prevláda materiál eolického pôvodu.

Hrúbka sedimentov kužeľa sa výrazne nemení, prakticky ihneď po vyústení z pohoria stúpa na 15 m a smerom do depresie pozvoľna narastá na 22 – 25 m (Sabol, 1968).

V južnejšom úseku medzi Plaveckým Podhradím a Rohožníkom v priestore *plaveckej depresie* sa vyvinuli tri rozsiahle telesá *nízkych kužeľov*, ktoré Sabol (1968), Minaříková (1969) a Baňacký a Sabol (1969) označili ako *plavecký* (resp. *podhradský*), *sološnický* a *rohožnícky kužeľ*. Vrchno-pleistocénne uloženiny všetkých troch kužeľov tu vystupujú ako obnažené jadrá vrchných etáží apikálnych zón viacgeneračných naložených kužeľov, ktoré sú v postglaciáli mierne laterálne erodované bifurkujúcimi, teda z oboch strán obtekajúcimi holocénnymi tokmi.

Podľa Minaříkovej (1969) a Vaškovej (1967) sediment *plaveckého kužeľa* Kráľovho potoka v Plaveckom Podhradí tvoria čerstvé až mierne navetrané a subangulárne až angulárne klasty rôznych druhov vápencov, často druhotne spevnené do podoby rozpadavých brekcií (asi 70 – 80 %). Ostatnú zložku tvoria paleovulkanity, kremence a kremenné pieskovce (15 – 20 %). Klasty sú uložené chaoticky a nie sú vytriedené ani zrnitostne, ani petrograficky. Hrúbka vrchno-pleistocénnej zložky sedimentov kužeľa sa pohybuje v rozpätí 19 – 22 m. Podložie tvoria eolické piesky mladšej časti stredného pleistocénu (60) v hrúbke do 2 m.

Najrozsiahlejší z uvedených troch kužeľov je *sološnický kužeľ* Sološnického potoka v Sološnici. Vrchno-pleistocénna časť akumulácie kužeľa siaha od jeho vyústenia z pohoria až do vzdialenosti zhruba 7 km do centra *sološnicko-plaveckej čiastkovej depresie*, pričom sa prstovite zastupuje (mieša) s akumuláciou paralelného južnejšieho *rohožníckeho kužeľa* Rohožníckeho potoka na S od Rohožníka. Jeho distálna zóna je ohraničená tektonicky. Približne tretina tejto vzdialenosti je pokrytá vrstvami eolických pieskov (36) centrálného pásma (Boru) hrubými 2 – 20 m.

V sedimentoch akumulácie prevažujú angulárne až semiangulárne úlomky rozličných vápencov (70 %). Kremence, kremenné pieskovce a paleovulkanity sú zastúpené minimálne (< 30 %). Horninové klasty sú prevažne čerstvé (80 %), zvyšok tvoria úlomky s rôznym stupňom navetrania. Ide pravdepodobne o redepozity zo starších akumulácií.

Materiál je všeobecne uložený chaoticky a nie je zrnitostne ani petrograficky vytriedený, resp. je vytriedený len slabo. V depresii je zrnitostne dobre vytriedený. Prevažuje strednozrnná až hrubozrnná frakcia (\varnothing do 10 cm), v depresii drobnozrnná až strednozrnná ($\varnothing 0,4 - 5$ cm) a v apikálnej časti na okraji pohoria sa vyskytuje aj hrubá frakcia ($\varnothing 5 - 10$ cm). Piesčitá zložka pri pohorí je hrubozrnná ($\varnothing < 2$ mm). Petrograficky v nej prevládajú kremence. Prítomnosť prímеси eolických pieskov je v proximálnej zóne preukázateľná len do hĺbky 4 m, smerom na Z narastá až na dominantnú zložku.

Vrchno-pleistocénna zložka sedimentov kužeľa dosahuje v depresii hrúbku 22 – 27 m (vrt ZV-19; Baňacký a Sabol, 1969).

Vrchno-pleistocénna časť telesa *rohožníckeho kužeľa*, ktorého južnejšia časť je terasovaná, sa stáča smerom od *rohožníckej čiastkovej elevácie* smerom na SZ do depresie, kde sa prstovite zastupuje s telesom *sološnického kužeľa*.

Materiál je všeobecne uložený chaoticky a nie je zrnitostne ani petrograficky vytriedený, resp. je len slabo vytriedený. V *plaveckej čiastkovej depresii* je zrnitostne dobre vytriedený. Prevažuje strednozrnná až hrubozrnná frakcia (\varnothing do 10 cm), v depresii drobnozrnná až strednozrnná ($\varnothing 0,4 - 5$ cm) a v apikálnej časti na okraji pohoria sa vyskytuje aj hrubá frakcia ($\varnothing 5 - 10$ cm). Prítomnosť prímеси eolických pieskov je v proximálnej zóne preukázateľná len do hĺbky 4 m, smerom na Z narastá až na dominantnú zložku.

Petrograficky v materiáli prevládajú rozličné druhy vápencov (70 %), nasledujú červené kremité arkózové pieskovce. Malú prímесь tvoria aj paleovulkanity, objavujú sa aj sericiticko-chloritické fylity a uralitické amfibolity.

Hrúbka vrchno-pleistocénnej akumulácie narastá z 2 – 4 m pri pohorí na 10 – 12 m pri okraji Boru. Najväčšie hodnoty dosahuje za okrajovou tektonickou líniou v depresii. Akumulácia je silno zvodnená, o čom svedčí častá prítomnosť hnilokalov a slatín na styku kužeľa s viatymi pieskami Boru.

Na J až JV od Rohožníka sa nachádza teleso rozsiahleho terasovaného kužeľa *nízkeho kužeľa* potoka Vývrat, v staršej literatúre (Sabol, 1968; Minaříková, 1969; Baňacký a Sabol, 1969) označovaného ako *vývratský kužeľ*. Vrchno-pleistocénne uloženiny tu vystupujú ako obnažené jadro spodnej etáže tohto viacgeneračného terasovaného kužeľa (pozri 75, 66), ktoré je v postglaciáli mierne laterálne erodované z oboch strán obtekajúcim holocénnym tokom.

Podľa Minaříkovej (1969) a Vaškovskej (1967) sediment tvoria čerstvé ostrohranné a polostrohranné úlomky vápencov (asi 70 – 80 %), kremencov a kremenných pieskovcov (15 – 20 %) a v ostatnej petrografickej zložke aj rozličných kryštalických bridlíc a granitoidov. Klasy sú uložené chaoticky a nie sú vytriedené ani zrnitostne, ani petrograficky. Prevažuje strednozrná až hrubozrná frakcia (\varnothing do 8 cm), v okrajových častiach veľmi hrubá až balvanovitá (\varnothing 10 – 20 cm). V ojedinelých prípadoch sa v sedimente vyskytujú aj väčšie bloky kremencov (\varnothing do 70 cm). Piesčitá zložka je hrubozrná ($\varnothing < 2$ mm), vo vrchnej časti zahľinená. Petrograficky v nej dominujú kremence. Medzi neopracovanými zrnami sa vyskytujú dobre opracované zrná eolických pieskov (asi 5 %).

Hrúbka sedimentu sa odhaduje na 2 – 4 m pri okrajoch výskytu a na zhruba 6 m v osovej časti. Akumulácia je silno zvodnená, o čom svedčí prítomnosť holocénnych humusových hĺn (8) po oboch stranách kužeľa.

Na JZ od *vývratského kužeľa* sa rozprestiera vejár jedného z najrozsiahlejších kužeľov obdobia vrchného pleistocénu na študovanom území. Ide o prolúviálne teleso viacgeneračného kužeľa Maliny a Javorinky, jednostranne terasovaného zo S na J, ktoré Sabol (1968) označil ako *kuchynský kužeľ*. Jeho asymetrické omladzovanie a posun osi smerom na J je v apikálnej časti vyvolané tektonicky. Neotektonická dynamika mala rovnako vplyv aj na skutočnosť, že kužeľ je vo východnej časti pri pohorí terasovaný (geomorfologický vývoj terasovej postupnosti), zatiaľ čo v západnej časti je naložený (superpozičný vývoj).

Vrchnopleistocénna časť akumulácie kužeľa siaha od jeho vyústenia z pohoria v obci Kuchyňa až do vzdialenosti asi 9 km do centra *perneckej čiastkovej depresie*, pričom sa prstovito zastupuje (mieša) s akumuláciou paralelného kužeľa Perneckého potoka (*pernecký kužeľ*). Jeho distálna zóna je ohraničená tektonicky. Približne polovica tejto vzdialenosti a väčšia časť plochy je pokrytá vrstvami eolických pieskov (36) *centrálneho pásma* (Boru) hrubými 2 – 20 m.

V sedimentoch dnovej akumulácie prevažujú angulárne až semiangulárne úlomky rozličných amfibolitov (60 %), biotitických a sericiticko-chloritických fylitov a rúl (20 %). Granitoidné horniny tvoria asi 10 % horninovej skladby. Kremence a kremenné pieskovce sú zastúpené minimálne (< 5 %), vápence sú veľmi zriedkavé. Horninové klasy sú prevažne čerstvé (80 %), zvyšok tvoria úlomky s rôznym stupňom navetrania. Ide pravdepodobne o redepozity zo starších akumulácií kužeľa.

Materiál je všeobecne uložený chaoticky a nie je zrnitostne ani petrograficky vytriedený, resp. je len slabo vytriedený. V *perneckej čiastkovej depresii* je zrnitostne dobre vytriedený. Prevažuje strednozrná až hrubozrná frakcia (\varnothing do 10 cm), v depresii drobnozrná až strednozrná (\varnothing 0,4 – 5 cm) a v apikálnej časti na okraji pohoria sa vyskytuje aj hrubá frakcia (\varnothing 5 – 10 cm). Piesčitá zložka je hrubozrná ($\varnothing < 2$ mm). Petrograficky v nej prevládajú kremence. Prítomnosť prímеси eolických pieskov je v proximálnej zóne preukázateľná len do hĺbky 4 m, smerom na Z narastá až na dominantnú zložku.

Hrúbka vrchnopleistocénnej akumulácie kužeľa narastá z 2 – 4 m pri pohorí na 10 – 12 m pri okraji Boru. Najväčšie hodnoty dosahuje za okrajovou tektonickou líniou v depresii. Z vrtovej ZV-6, K-3 a K-6 (Baňacký a Sabol, 1969) je zrejmé, že zodpovedajúce štrkovito-úlomkovito-piesčité súvrstvie kužeľa nachádzajúce sa pod eolickými pieskami dosahuje hrúbku až 18 m. Akumulácia je silno zvodnená, o čom svedčí častá prítomnosť hnilokalov a slatín na styku kužeľa s viatymi pieskami Boru.

Južne od *kuchynského kužeľa* sa rozprestiera ďalší vejár prolúviálnych sedimentov viacgeneračného kužeľa Perneckého potoka, ktorý Sabol (1968) označil termínom *pernecký kužeľ*. Teleso síce úplne nedosahuje plošné rozmery predtým opísaného kužeľa, ale jeho vnútorná aj povrchová stavba je obdobná. Zhodné je napr. neotektonicky akcelerované asymetrické omladzovanie a posun osi smerom na J, čím došlo v apikálnej časti telesa k jeho terasovaniu. Zhodný je aj prechod do superpozičného vývoja v *perneckej čiastkovej depresii*, kde má teleso charakter naloženého kužeľa. Naopak, rozdiel je v tom, že vrchnopleistocénna časť akumulácie *perneckého kužeľa* nastupuje až ďalej od pohoria (asi 1 km od západného okraja Perneka) a vzápätí sa výrazne obojstranne rozširuje, no najmä smerom na S ku *kuchynskému kužeľu*.

Najmladšia akumulácia siaha od pohoria sz. smerom najďalej do vzdialenosti asi 6 km do centra *perneckej čiastkovej depresie*, kde sa spolu so súvekou akumuláciou *kuchynského kužeľa* podieľa na najmladšej časti jej vnútornej sedimentárnej výplne. Juhozápadným smerom akumulácia siaha popri okraji *lozorniansko-jablonovskej čiastkovej elevácie* do vzdialenosti asi 4 km a prstovito sa spája so súvekou akumuláciou *jablonovského kužeľa*. Celá distálna zóna je ohraničená tektonicky. Väčšia časť plochy vrchnopleistocénnej akumulácie *perneckého kužeľa* je v západnej časti pokrytá vrstvami eolických pieskov (36) *centrálneho pásma* (Boru) hrubými 1 – 22 m.

Litologická náplň vrchnopleistocénnej dnovej akumulácie *perneckého kužeľa* je takmer totožná s náplňou rovnakej akumulácie opísaného *kuchynského kužeľa*. Rozdiel je len vo vzájomnom pomere zastúpenia jednotlivých hornín. Prevažujú rozličné kryštalické bridlice. Amfibolity, fylity a ruly tvoria dovedna 45 – 50 % horninovej skladby, granitoidné horniny asi 15 %, kremence a kremenné pieskovce asi 10 – 15 % obsahu. Významná je však prítomnosť vápencov a vápnitých bridlíc, pričom ich celkový podiel na horninovej skladbe sa v závislosti od dĺžky transportu výrazne mení. Kým v apikálnej časti dosahujú 20 %, vo vzdialenejších častiach pri štrkovisku Osičiny je to len zhruba 5 % obsahu.

V celom telese ide o piesčito-štrkovitý, chaoticky uložený materiál, pozostávajúci prevažne z čerstvých (80 %) horninových klastov. Zvyšných 20 % tvoria redeponované úlomky s rôznym stupňom navetrania, ktoré pochádzajú jednak zo starších akumulácií (akumulačných úrovní) kužeľa, jednak z piesčito-štrkových sedimentov *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu (111). Obdobná situácia je aj v opracovaní klastov. Popri neopracovaných angulárnych až semiangulárnych úlomkoch (80 – 85 %) sa vo zvyšnom podiele vyskytujú stredne opracované a zriedkavo až opracované štrky prevažne kremencov a granitov.

Materiál kužeľa nie je zrnitostne ani petrograficky vytriedený, resp. je len slabo vytriedený. V *perneckej čiastkovej depresii* je zrnitostne dobre vytriedený. Prevažuje strednozrnná až hrubozrnná frakcia (\varnothing do 10 cm), v depresii drobnozrnná až strednozrnná (\varnothing 0,4 – 5 cm). Hrubá frakcia (\varnothing 5 – 10 cm) sa vyskytuje do vzdialenosti asi 3 km. Veľmi hrubá až balvanovitá frakcia (\varnothing 10 – 20 cm) je zriedkavá a nachádza sa len v apikálnej časti na okraji pohoria. Piesčitá zložka je hrubozrnná ($\varnothing < 2$ mm). Petrograficky v nej prevládajú kremene a kremence. Eolické piesky v proximálnej zóne tvoria 20 % obsahu, v depresii výrazne dominujú (Minaříková, 1969).

Hrúbka najmladšej pleistocénnej akumulácie *perneckého kužeľa* sa v apikálnej časti z. od Perneka pohybuje v hodnotách 1 – 3 – 5 m a postupne po okraj depresie narastá na 8 – 9 m. V depresii na základe vrto K-1, K-6, ZV-6 a ZV-7 (Baňacký a Sabol, 1969) dosahuje najväčšie hodnoty. Zodpovedajúce štrkovito-úlomkovito-piesčité súvrstvie kužeľa nachádzajúce sa pod eolickými pieskami (36) dosahuje hrúbku od 10 m na okraji (ZV-7; Baňacký a Sabol, l. c.) do 18 m v centre depresie. Rovnako ako v prípade *kuchynského kužeľa*, aj akumulácia *perneckého kužeľa* je silno zvodnená. Na styku s pieskami Boru sú viaceré podmáčané až močaristé plochy (Pernecké jazero).

Na predpolí severnej časti Stupavského predhoria v priestore vyústenia Rudanického potoka v Jablonovom sa vyvinul výrazne terasovaný viacgeneračný kužeľ, ktorý Sabol (1968) označil ako *jablonovský kužeľ*. Jeho teleso leží väčšou plochou na neotektonickej kryhe severného úseku *lozorniansko-jablonovskej čiastkovej elevácie*, čo sa vo východnej polovici kužeľa prejavilo jeho rovnomerným terasovaným vývojom.

Vrchnopleistocénna časť akumulácie tvorí stredovú os a zároveň morfológicky najnižšiu úroveň telesa, pričom staršie, strednopleistocénne úrovně (75, 66) sa nachádzajú po jej oboch stranách. Sedimenty sa objavujú už na hornom východnom okraji obce, kde tvoria vyvýšený centrálny val dnovej akumulácie, obtekanej bifurkujúcim tokom. V úzkom, len postupne sa rozširujúcom kónuse (100 – 500 m) smerujú asi 5 km na ZSZ, kde sa pod eolickými pieskami *centrálneho pásma* výraznejšie rozširujú a prstovito spájajú so súvekými sedimentmi susedných kužeľov – *perneckého* a *lozornianskeho*. Len časť distálnej zóny je ohraničená tektonicky.

V sedimentoch najmladšej, vrchnopleistocénnej akumulácie kužeľa prevažujú semiangulárne až semi-oválne úlomky hornín. Tvoria ich rozličné druhy vápencov (< 70 %), muskovitických a dvojsľudových granitov (< 20 %) a kremencov a kremenných pieskovcov (< 10 %). Vo vrte ZNV-9 (Fordinál et al., 2012) dominujú kremence, nasledujú granity a objavujú sa aj horniny fylitického charakteru a chloriticko-aktinolitické bridlice. Vápence boli v tejto časti kužeľa zriedkavé. Horninové klasty sú prevažne čerstvé (70 – 80 %), zvyšok tvoria úlomky s rôznym stupňom navetrania. Navetrané sú niektoré úlomky až štrky granitov, fylitov a amfibolitov. Aj v tomto prípade ide pravdepodobne o redepozity jednak zo starších akumulácií kužeľa, jednak z piesčito-štrkových sedimentov *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu (111) tvoriacich priúpätnú časť pohoria.

Materiál je uložený chaoticky, zrnitostne a petrograficky nie je vytriedený, ale oproti uvedeným súvekým kužeľom je viac piesčitý. V apikálnej časti prevažuje v štrkoch strednozrnná až hrubozrnná frakcia (\varnothing do 10 cm), v strednej časti skôr strednozrnná (\varnothing 2 – 5 cm) a v distálnej zóne v oblasti potoka Mečiarka drobnozrnná frakcia (\varnothing 0,5 – 2 cm). Piesčitá zložka je bimodálna. Prevalu majú jemnozrnné (\varnothing 0,09 – 0,2 mm) eolické piesky (60 – 70 %), v druhej modálnej triede sú proluviálne hrubozrnné piesky (\varnothing 0,8 – 2 mm). Petrograficky v nich prevládajú kremene pred živcami, v hrubozrnnnej zložke kremence. Na povrchu kužeľa je čierna piesčitá humusová hlina až hnedá ílovito-piesčitá hlina.

Hrúbka akumulácie vrchnopleistocénnej časti sa od proximálnej do distálnej zóny mení len pozvoľna a v porovnaní so severnejšími kužeľmi dosahuje oveľa nižšie hodnoty. V dnovej akumulácii v obci sa pohybuje medzi 2 – 3 m, vo vrte ZNV-9 je takmer 7 m (Fordinál et al., 2012) a v distálnej zóne 9 – 10 m. V jz. časti sa sedimenty *jablonovského kužeľa* spájajú so súvekými sedimentmi *lozornianskeho kužeľa* a na základe odvodnenia z vrto ZV-11 a KM-1 môžu dosahovať väčšiu hrúbku aj napriek tomu, že v súvrství dominujú eolické piesky. Celkovo je akumulácia zvodnená len v najspodnejších úrovniach.

Na JZ až Z od *jablonovského kužeľa* sa vyvinul ďalší, plošne rozsiahly, prevažne jednogeneračný náplavový kužeľ Suchého potoka s apikálnou časťou v Lozorne. Sabol (1968) použil na tento kužeľ termín *lozorniansky kužeľ*. Ide o relatívne ploché teleso, na povrchu vlastným tokom postgeneticky segmentované na viaceré vetvy, ktorého severná polovica je pokrytá eolickými pieskami (36) hrubými do 4 m. Takmer celý kužeľ sa nachádza na *lozorniansko-jablonovskej čiastkovej elevácii*, len jeho sz. a severná časť zasahuje aj do priestoru menej poklesnutých krýh *zohorsko-plaveckej depresie*. Charakteristickým znakom tohto telesa je

jeho široko rozvinutý vejár, ktorý po vyústení zo Stupavského predhoria takmer vzápätí dosahuje hodnotu tesne nižšiu ako 180°. Smerom na západ sú sedimenty kužela deponované až do vzdialenosti asi 6 km od pohoria približne po Zohor, kde sa v distálnej zóne prstovito stýkajú s fluvialnými sedimentmi dnovej akumulácie Moravy (45).

Náplavy kužela sú veľmi dobre opticky rozoznateľné aj pri povrchu. Pozostávajú z polohrubých, hrubých, pri pohorí až veľmi hrubých (\varnothing 2 – 5 – 10 cm) poloopracovaných až opracovaných úlomkov, štrkov a pieskov. Smerom do distálnych častí tieto sedimenty prechádzajú do stredne vytriedeného piesčitého štrku. Na povrchu telesa pribúdajú piesčité hliny a časté sú aj jemno- až strednozrnné piesky.

V petrografickom zložení štrkového materiálu sú hojne zastúpené najmä granity (dvojsľudové a leukokratné muskovitické žuly) s rôznym stupňom navetrania a čerstvé svetlohnedé až okrové kremence (60 – 70 %). V premenlivom zastúpení (5 – 20 %) nasledujú kryštalické bridlice (rozličné fylity, pararuly a drobné úlomky amfibolitov) a v hrubých frakciách aj kremenné pieskovce (do 20 %). Kremité a vápnité bridlice a v menšej miere aj rozličné druhy vápencov a silicitov (žltých a čiernych) sú zastúpené nepatrne. V distálnejších zónach prevažujú štrky kremencov. Väčšina úlomkov hornín je semiangulárna až semioválna, ale vyskytujú sa aj suboválne až sférické obliaky kremencov, granitov a silicitov, vyvetraných a redeponovaných zo zlepcov, resp. štrkovito-piesčitých sedimentov *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu (111) tvoriacich základnú geologickú stavbu Stupavského predhoria (pozri geologickú mapu).

Z vrtoch HV-1 (Bamiš, 1970) a S-15 (Baláž, 2000) vyplýva, že pre sedimenty telesa kužela sú príznačné aj vrstvy hrubozrnných prolúviálnych kremitých pieskov hrubé 10 – 15 m s 5 – 10-percentným obsahom dokonale zaoblených klastov kremitých eolických pieskov. V prolúviálnych pieskoch sa okrem zŕn kremeňa vyskytujú aj horninové úlomky (< 30 %). Významné sú aj polohy rašelin v hĺbke okolo 6 m hrubé 1 – 1,5 m.

Hrúbka piesčitých štrkov *lozornianskeho kužela* sa v pozdĺžnom profile od proximálnej do distálnej zóny viackrát mení. Na východnom okraji obce sa pohybuje v rozpätí 2 – 3 m, za zlomovou líniou v časti Nižné Gozové dosahuje až 15 m a smerom na Z, JZ a SZ opäť klesá. Vo vrte ZNV-9 dosahuje len takmer 7 m (Fordinál et al., 2012). V sz. distálnych zónach na menej poklesnutých kryhách *zohorsko-plaveckej depresie* vrchnopleistocénna akumulácia opäť hrubne. Vo vrtoch ZV-11 a KM-1, odhliadnuc od povrchového pokryvu viatych pieskov (36) a podložných prolúviálnych a eolických sedimentov mladšej časti stredného pleistocénu (66, 60), dosahuje hodnotu 18 m. Na okraji kužela v mieste jeho laterálneho prechodu do vrchnopleistocénnych fluvialných sedimentov Moravy vo vrte RV-9 (Baňacký a Sabol, 1969) dosahuje opäť len hodnotu 8 m aj napriek tomu, že v súvrství často dominujú eolické piesky. Výška povrchu telesa kužela nad súčasným tokom je maximálne do 5 m.

Ďalší, v porovnaní s uvedenými kuželmi plošne oveľa menej rozsiahly je súveký náplavový kužel Stupavského potoka v Stupave (fototab. VII, obr. 7 – 9), ktorý Vaškovský (in Vaškovský et al., 1987) označoval ako *stupavský kužel*. Jeho vrchnopleistocénne sedimenty tvoria najspodnejšiu úroveň terasovaného kužela, pričom dve, pozíčne mierne vyššie úrovne tvoria prolúviálne akumulácie stredného pleistocénu (75, 53, 54).

Ide o vložený kužel rozdelený na 2 až 3 vetvy, v postglaciáli až holocéne laterálne erodovaný. Významné je usmernenie jeho depozície v kratšej vetve na SZ a v dlhšej vetve na JZ. Toto prekladanie toku sa dialo striedavo vo viacerých etapách vrchnopleistocénneho vývoja. Spôsobili to neotektonické procesy, najmä čiastkové poklesy tektonických blokov j. aj s. od Stupavy. Ich vplyvom došlo k obtekaniu staršej centrálnej časti kužela deponovaného na vyššej neotektonickej kryhe *stupavskej čiastkovej elevácie*, teda k sprievodnej bifurkácii toku.

Plošne rozsiahlejšia je zhruba 2 km dlhá jz. vetva kužela, usmernená do *lamačsko-stupavskej čiastkovej depresie*, pričom sedimenty obojstranne obtekajú vystupujúci ostrov sedimentov neogénu v časti Stupava-Mást. Severozápadná vetva kužela je veľmi krátka a úzka. Na povrchu je zachovaná iba jej apikálna časť, pretože väčšina sedimentov tejto vetvy kužela sa nachádza pod povrchom holocénnych fluvialných náplavov, spod ktorých lokálne vystupujú len v oblasti Sedlička (pozri geologickú mapu).

Vrchnopleistocénne prolúviálne sedimenty *stupavského kužela* pozostávajú zo strednozrnných (\varnothing 2 až 5 cm), hrubozrnných (\varnothing do 10 cm) až balvanovitých, rôzne opracovaných úlomkov a štrkov v zmesi so stredno- až hrubozrnným pieskom (\varnothing < 2 mm). Smerom do distálnych častí sedimenty prechádzajú do lepšie vytriedeného piesčitého štrku alebo do pelitickejších súvrství, tvorených prevažne ílovitou sivou hlinou (ručný vrt HGS-7; Drábik et al., 1984). Na väčšine povrchu sa nachádzajú piesčité hliny. Materiál tvoria kremence (fototab. 7, obr. 8) a žuly, kremité a vápnité bridlice a rozličné vápence. Ide o zmes redepozitu *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu (111) so sedimentmi súčasnej znosovej oblasti hornín borinskej jednotky.

Hoci sú jednotlivé vetvy kužela pomerne ploché, jeho hrúbka sa pohybuje v rozpätí 2 – 15 m. V distálnej časti *stupavsko-lamačskej zníženi* dosahujú hrúbku len 1 – 1,5 m. Akumulácia *stupavského kužela* je zvodnená.

Na juh od *stupavského kužela* vybieha z okraja Pezinských Karpát do priestoru *stupavsko-lamačskej zníženi* celý rad menších paralelných terasovaných kuželov. Ich spodnejšie úrovne sú pravidelne zložené

z vrchnopleistocénnych proluviálnych akumulácií. Ide o kužele Marianskeho, Bystrického a Vápenického potoka, ako aj o kužeľ pravostranného prítoku Lamačského potoka. Všetky „nízke kužele“ sú morfológicky výrazné, buď na povrchu postgeneticky segmentované vlastnými tokmi na viaceré vetvy, alebo len jednostranne laterálne vymedzené. Pre väčšinu telies týchto kužeľov je príznačné asymetrické omladzovanie a posun centrálnych osí smerom na juh, čo je vyvolané tektonicky.

Náplavy všetkých kužeľov pozostávajú z chaoticky uložených, zrnitostne a petrograficky nevytriedených polohrubých, hrubých až veľmi hrubých (\varnothing 2 – 5 – 10 cm) angulárnych, semiangulárnych až suboválnych úlomkov a štrkov, ako aj z neopracovaných aj opracovaných zŕn pieskov. Na povrchu telies pribúdajú piesčité hliny až zahlinené piesky a časté sú aj jemno- až strednozrné piesky (*mariansky kužeľ*).

V petrografickom zložení štrkového materiálu sú hojne zastúpené najmä granity (dvojsľudové a leukokratné muskovitické žuly) s rôznym stupňom navetrania. Pochádzajú jednak zo znosovej oblasti Karpát, jednak z okrajových sedimentov *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu (111). Nasledujú čerstvé aj mierne navetrané rozličné kryštalické bridlice (fylity, metabáziká, svorové ruly). Granity a kryštalické bridlice tvoria dovedna 60 – 70 % celkového objemu. Nasledujú svetlohnedé až okrové kremence (20 – 30 %) a v premenlivom zastúpení (5 – 15 %) tmavosivé vápnité bridlice a čierne detritické vápence. V distálnejších zónach kužeľov sa výraznejšie zvyšuje podiel kremencov na úkor granitov a kryštalických bridlíc.

V úzkom, postgeneticky laterálne erodovanom náplavovom kuželi Sulabovho jarku, na ktorom leží centrum Záhorskej Bystrice, na úkor zvetraných granitov pribúda množstvo neopracovaných úlomkov rozličných druhov kryštalických bridlíc vrátane tmavých vápnitých bridlíc. V najjužnejšom kuželi prítoku Lamačského potoka tmavosivé vápnité bridlice a čierne detritické vápence absentujú.

Všetky kužele majú pomerne veľký podiel pieskov, no najmä *mariansky a bystrický kužeľ*. V telesách sa vyskytujú najmä hrubozrné sľudnaté kremenné piesky (\varnothing 0,8 – 1,8 mm) s obsahom zŕn kryštalických bridlíc, pri povrchu jemno- až strednozrné bimodálne kremenné piesky (\varnothing < 0,6 mm). Podľa opracovania zŕn ide prevažne o eolickú prímes (20 – 30 %).

Hrúbka vrchnopleistocénnych proluviálnych akumulácií je v prípade každého z kužeľov rôzna. Podľa stavebných sond má najväčšiu hrúbku vrchnopleistocénna vetva *marianskeho kužeľa* (8 – 10 m), v telese *bystrického kužeľa* je to len 6 – 7 m, v oboch vetvách kužeľa Vápenického potoka do 8 m a v kuželi prítoku Lamačského potoka 5 – 6 m. Akumulácie všetkých kužeľov sú zvodnené.

Na západnom, tektonicky podmienenom okraji *stupavskej čiastkovej elevácie* sa v mieste vyústenia Stupavského potoka do Moravy nachádzajú erozívne zvyšky *nízkeho kužeľa*. Výška povrchu kužeľa zodpovedá výške nízkej terasy Moravy (45), ktorá sa v tomto úseku vyskytuje v prerušovanom s.-j. pásme a dosahuje hodnotu 1,5 – 2 m nad povrchom nivy.

Na rozdiel od nezvetraných čerstvých suboválnych až semiangulárnych drobno- až strednozrných obliakov rozličných kremencov, kryštalických bridlíc, pieskovcov a silicítov terasy Moravy sa v akumulácii kužeľa vyskytujú rôzne opracované úlomky a štrky kremencov a granitov, kremitých a vápnitých bridlíc a ojedinele aj rozličných vápencov v zmesi so stredno- až hrubozrným pieskom (\varnothing < 2 mm). Na povrchu akumulácie sú piesčité až ílovité hliny.

Kužeľ pravdepodobne prstovito zasahuje do nízkej terasy dnovej akumulácie Moravy a odhadom dosahuje hrúbku do 7 m.

Fluviálne sedimenty

- 45 piesčité štrky dnovej akumulácie v nízkych terasách a v nivách**
- 44 piesčité štrky dnovej akumulácie v nízkych terasách (würm) s pokryvom eolických pieskov (neskorý würm)**
- 43 piesčité štrky dnovej akumulácie v nízkych terasách (würm) s pokryvom spraší (neskorý würm)**
- 42 piesčité štrky dnovej akumulácie v nízkych terasách (würm), s pokryvom sprašových hlín (neskorý würm)**

Fluviálne sedimenty obdobia vrchného pleistocénu (*würmu*) zaberajú zo všetkých kvartérnych uloženín študovaného územia najrozsiahlejšie a najucelenejšie plochy. Väčšina týchto sedimentov tzv. dnovej akumulácie však na povrch nevystupuje v dôsledku ich pokrytia mladšími, holocénnymi fluviálnymi uloženinami nivnej fácie (11) alebo v prípade ich terasového vývoja aj eolickými pieskami (44), sprašami (43) a sprašovými hlinami (42).

Objemovo najväčší výskyt uvedených sedimentov je v z. časti územia, kde dnová akumulácia plošne zodpovedá rozsahu zobrazeného úseku Dolnomoravskej nivy (niva Moravy) vrátane východnejšie sa rozpres-

tierajúcich Záhorských pláňav s prevažne *nízkymi terasami* a dnovými akumuláciami Moravy. Za uvedenými akumuláciami nasledujú postupne dnové akumulácie v rozsahu nív a *nízkych terás* Myjavy, Teplice (Vrbovčianky), Rudavy, Rudavky, Maliny a *dnové akumulácie* ich malokarpatských prítokov. V erozívno-denudačnej *malacko-lábskej znížene* zabierajúcej priestor na Z až JJZ od Malaciek sú *nízke terasy* zachované len ako erozívne zvyšky vo forme roztrúsených ostrovov obkolesených holocénnymi nivnými sedimentmi v celom profile alebo dnovými akumuláciami hrubými len do 0,5 m.

V jz. časti regiónu sa nachádza úzke terasové pásmo z. úpätia *stupavskej čiastkovej elevácie* a *novoveskej elevácie*. Začína sa v okolí skládky priemyselného odpadu (Šusterova jama) a prerušované bočnými prítokmi sa tiahne na J až po Devínsku Novú Ves.

Z ostatných výskytov je to príslušná časť dnovej akumulácie Dunaja v Devíne, no najmä vekovo zodpovedajúce akumulácie väčších malokarpatských potokov, ktoré čiastočne vyplňajú dná dolných úsekov dolín pred vyústením z pohoria, ako aj dná medzi telesami pleistocénnych náplavových kužeľov na úpätí pohoria a v Podmalokarpatskej znížene. V tomto pásme medzi Jablonicou a Záhorskou Bystricou, resp. až Devínskou Novou Vsou, sú to najmä akumulácie potokov Brezová, Hodonský a Čierny potok v Jablonici, Cerovského potoka v Cerovej-Lieskovom, Obecného potoka a potoka Chotár v Prievaloch, potoka Hanšpile v Plaveckom Petre, potokov Fanes a Libuša v Plaveckom Mikuláši, potoka Trstienka medzi Plaveckým Mikulášom a Plaveckým Podhradím, Kráľovho potoka v Plaveckom Podhradí, Sološnického potoka v Sološnici, príľahlých úsekov Rudavy a Rudavky, Rohožníckeho potoka a potoka Vývrat v Rohožníku, Javorinky (Kuchynskej Maliny) v Kuchyni, Perneckej Maliny a Perneckého potoka v Perneku, Rudanického potoka v Jablonovom, Suchého a Lozornianskeho potoka v Lozorne, Matejovho a Zohorského potoka medzi Lozornom a Stupavou, Stupavského potoka a potoka Mláka v Stupave, Podhájskeho a Marianskeho potoka v Marianke, Bystrického a Vápenického potoka v Záhorskej Bystrici a Lamačského a Dúbravského potoka medzi Lamačom a Devínskou novou Vsou.

Štrkovito-piesčité (45) až prevažne piesčité dnová akumulácia vystupuje priamo na povrch spod nivnej fácie napr. v miestach umelých odkryvov. Reprezentujú ich najmä ťažobné jamy opustených aj aktívnych štrkovísk, rekreačné vodné plochy, kazety umelých kanálov a niektoré rybníky napr. medzi Kútmi a Sekuľami (U Janičkov, Ošříd, Mláky), v Sekuliach (Stará šutrovňa), v Jakubove (Stará a Nová šutrovňa), v Malých Levároch (Levárske jazero) (fototab. VIII, obr. 8), na S a JV od Suchohradu, na JV od Záhorskej Vsi, na S a SV od Vysokej pri Morave (jazero Axi, Bojné lúky, Lábske jazero), na JV od Vysokej pri Morave (Múrnice), pri Devínskome Jazere, v Devíne a inde. V nive Myjavy je to napr. jazero Kazarka v Šaštíne-Strážach.

V Malých Levároch sa v uvedených štrkovo-piesčitých sedimentoch našli fosílné zvyšky stavovcov *Mammothus primigenius*, *Paleoloxodon antiquus*, *Megaloceros giganteus germanicus*, *Coelodonta antiquitatis*, *Rangifer tarandus*, *Alces alces*, *Bison priscus atd.* (Ďurišová, 1981, 1984, 1987; Musil, 1960; Schmidt, 1969; Holec, 1992).

V rámci výskumu sa realizovalo metódou AMS datovanie fosílnych zvyškov fauny stavovcov zo štrkovito-piesčitých sedimentov *dnovej akumulácie* v Malých Levároch (Moravcová at al., 2011). Výsledky stanovujú vek na 24 000 – 39 000 r. BP.

Okrem umelých odkryvov dnová akumulácia vystupuje priamo na povrch spod nivnej fácie najmä vo forme početných malo- aj veľkoplošných erozívnych zvyškov („ostancov“) svojej pôvodnej akumuláčnej úrovne, dnes zachovanej vo forme nadnivnej, tzv. *nízkej terasy* (pozri geologickú mapu). Medzi najrozsiahlejšie povrchové výskyt *nízkych terás* v piesčito-štrkovom vývoji patrí pásmo Malé Leváre – Gajary – Jakubov – Láb – Zohor alebo prerušované pásmo Kúty – Sekule. Úroveň povrchu odkrytých nízkych terás reprezentuje pôvodnú úroveň povrchu sedimentov dnovej akumulácie z obdobia pred eróziou v neskorom glaciáli až holocéne. Jeho relatívna výška sa na území pohybuje v hodnotách 3 – 6 m nad povrchom nivy, no na JZ od Zohora v priestore *zohorsko-marcheggskej depresie* je to len 1,5 – 2 m a v s. časti nivy Moravy na Z od Kútov až po úroveň Sekúľ v priestore *kútskej čiastkovej depresie* len 1 – 1,5 m. V nive Myjavy sa výška povrchu *nízkej terasy* pohybuje v intervale 2 – 4 m a v nive Rudavy pred vstupom do pieskov Boru po úroveň Studianky, prípadne po vyústení z pieskov vo Veľkých Levároch v hodnotách 1 – 4 m.

Reliéf povrchu *nízkych terás* je všeobecne plochý, mierne zvlhnený a výrazne sa na ňom prejavila deflačná a eolická činnosť. Niektoré menšie výskyt terás v oblasti erozívno-denudačnej *malacko-lábskej znížene* majú tvar menších pahorkov. Ako sme už uviedli, väčšina *nízkych terás* Moravy je nesúvisle pokrytá presypmi naviatych pieskov (40) a dnová akumulácia čiastočne *würmsko-holocénnymi* resedimentovanými štrkami prikorytovej fácie (10), no najmä *holocénnymi* povodňovými hlinami a piesčitými hlinami nivnej fácie (11).

Sedimenty dnovej akumulácie sa vyznačujú polycyklickým fluvialným vývojom. To zapríčinilo prostredníctvom rôznorodého frakčného zastúpenia klastov v telese ich výraznú zrnitostnú diferenciáciu nielen vo vertikálnom, ale najmä v horizontálnom smere. Tento fakt je vyjadrený aj v rozlíšení a osobitnom plošnom zobrazení dvoch typov *nízkych terás* na mapách (45, 41).

Podľa vrtnej preskúmanosti a na základe prác Vaškovej (1967), Minaříkovej (1969) a Baňackého a Sabola (1969) väčšinu sedimentov dnovej akumulácie v nive aj terasách Moravy a v blízkych úsekoch nívej prítokov tvoria piesčité štrky (45) s prechodom do samostatne opísaných štrkovitých pieskov (41). Piesčité štrky sú prevažne trimodálne (0,1 – 0,5 mm, 0,5 – 4 mm, 7 – 40 mm).

V štrkovej frakcii ide o nezvetrané čerstvé suboválne až semiangulárne (stredne zaoblené), zriedkavo dokonale zaoblené drobné- až strednozrné ($\varnothing < 5$ cm) obliaky. Hrubozrné štrky ($\varnothing 5 - 10$ cm) sa zistili len na báze výplne. Hrubšie štrky sú všeobecne lepšie vytriedené ako drobnozrné štrky. V ich petrografickom zložení výrazne prevládajú kremence v troch varietach a kremeň (80 – 85 %). Svetlé kremence sú monominerálne (kremenné), okrové sú muskoviticko-sericitické a tmavé s grafitickým a rudným pigmentom. Z ďalších hornín sú zastúpené kryštalické bridlice (ruly, ortoruly a amfibolické ruly; 7 – 10 %), pieskovce (glaukonitické, kremenné a arkózové; 10 %) a silicity – čierne a hnedé rohovce (3 – 5 %). Najmenšie percentuálne zastúpenie majú granitoidné horniny (1 – 2 %), najmä rozličné žuly, pričom od prítoku Maliny sú to aj muskovitické žuly.

Piesky dnovej akumulácie sú monomodálne, prevažne stredno- až hrubozrné ($\varnothing < 1,8$ mm), len zriedka jemnozrné ($\varnothing < 0,2$ mm) a veľmi slabo zrnitostne vytriedené. Zrná sú prevažne semioválne až semiangulárne, ale zhruba 20 % tvoria dobre opracované oválne až suboválne zrná s primárne eolickým charakterom opracovania. V mineralogickom a petrografickom zložení dominuje kremeň (75 – 80 %), zvyšok tvoria navetrané živce vrátane plagioklasov a sludy (biotit, muskovit a chlorit). Z ťažkých minerálov prevláda granát a amfibol. Piesky sú v súvrství rozptýlené nerovnomerne, v stredných a vrchných polohách je ich zastúpenie vyššie. Veľmi často prechádzajú do pieskov agradačných valov (38), s ktorými sa zrnitostne aj petrograficky zhodujú.

Na základe petrografických analýz štrkov a zastúpenia ťažkých minerálov v pieskoch možno konštatovať, že vrchnopleistocénna dnová akumulácia v oblasti Dolnomoravskej nívej (vrátane úseku Devínska Nová Ves – Devín) a väčšej časti Záhorských pláňav prináleží k moravskej proveniencii spolu s provenienciou rieky Dyje.

Sedimenty dnových výplní malokarpatských potokov nesú viaceré odlišné znaky. Pri vyústeniach z pohoria a v medzikuželových priestoroch Podmalokarpatskej zníženiiny ide všeobecne o slabo vytriedené až nevytriedené piesčité štrky. V štrkovej frakcii sa vyskytujú prevažne nezvetrané čerstvé, ale aj selektívne navetrané a zvetrané, slabo zrnitostne vytriedené a prevažne menej opracované semioválne, semiangulárne až subangulárno-angulárne stredno- až hrubozrné ($\varnothing 2 - 10$ cm) obliaky a čiastočne aj úlomky hornín. Občas sa vyskytujú aj balvany. Piesky sú prevažne hrubozrné ($\varnothing 0,5 - 1,8$ mm) a slabo zrnitostne vytriedené, miestami zahľinené. Zrná sú semiangulárne až subangulárne a nezvetrané. Farba pieskov sa pohybuje od svetlosivej cez sivožltú po tmavožltú až hrdzavú.

V petrografickom zastúpení štrkov v j. časti dominujú svetlohnedé a červenkasté kremence a žilný kremeň (50 – 60 %), z ostatných hornín sú to najmä obliaky a úlomky kyslých muskovitických granitov, kremenných pieskovcov, kryštalických bridlíc (najmä fylitov) a v s. úseku pri potokoch od Prieval po Rohožník, ale aj v Stupavskom potoku aj rozličné druhy vápencov.

V nive Myjavy a v oblasti eolických pieskov Boru sa v dnových akumuláciách malokarpatských potokov mení najmä zrnitostné zastúpenie frakcií. Ide prevažne o slabo až stredne vytriedené, pri povrchu akumulácie vytriedené štrkovité piesky až hlinité piesky. Štrková frakcia obsahuje nezvetrané čerstvé aj selektívne navetrané, stredne zrnitostne vytriedené a stredne opracované, prevažne strednozrné ($\varnothing 2 - 5$ cm) obliaky. Subangulárne úlomky sa vyskytujú zriedkavo. Piesky sú prevažne strednozrné až jemnozrné ($\varnothing 0,08$ až $0,9$ mm) a v horných častiach profilov dobre zrnitostne vytriedené, miestami zahľinené. Zrná sú semioválne až oválne a nezvetrané. V pôvodných fluvialných pieskoch je vysoké zastúpenie eolických pieskov (40 – 45 %). Farba pieskov sa pohybuje od svetlosivej cez sivožltú po tmavožltú.

Petrograficky sú piesčité štrky Myjavy, Brezovej a Teplice (Vrbovčianky) výrazne odlišné najmä v dominancii semioválnych až suboválnych štrkov rozličných druhov pieskovcov paleogénu (70 %) s minoritným zastúpením vápencov a kremencov. Štrkovité piesky malokarpatských potokov na území Boru sú petrograficky takmer totožné s piesčitými štrkami dnových akumulácií Podmalokarpatskej zníženiiny. Rozdiel je len vo zvýšenej prítomnosti kremeňa v pieskoch a zníženého obsahu vápencov v štrkoch.

V oblasti Záhorských pláňav sa v dnových akumuláciách prítokov Moravy výrazne uplatňuje prítomnosť jemnozrných eolických pieskov. Tých je v sedimente viac ako 50 %. Obsah strednozrných fluvialných pieskov sa pohybuje v rozmedzí 25 – 30 % a obsah drobné- až strednozrných štrkov len v rozmedzí 20 až 25 %. Štrkovité piesky až piesky, na rozdiel od sedimentov dnovej akumulácie v „ostancoch“ nízkej terasy Moravy, sú celkovo oveľa lepšie zrnitostne vytriedené. V priemere majú bimodálny charakter. Petrograficky (okrem zložky eolických pieskov) obsahujú horniny Malých Karpát.

V oblasti *stupavsko-lamačskej zníženiiny* sú dnové akumulácie potokov zložené z vrstiev slabo až stredne vytriedených štrkovitých a ílovitých pieskov až ílov hrubých len 1 – 2,5 m s obsahom úlomkov hornín. Štrky

sú prevažne drobn- až strednozrné, oválne aj subangulárne a nezvetrané (čerstvé). Paradoxná je častá prítomnosť veľmi zvetraných obliakov a slabšie opracovaných klastov. Piesky sú hrubozrné, sfudnaté a často veľmi silno zašľovanú a smerom na povrch zahlinené.

Petrografické zloženie zodpovedá blízkej znosovej oblasti Pezinských a Devínskych Karpát vrátane Stupavského predhoria. Prevalu majú granity v rôznom štádiu zvetrania a navetrané aj čerstvé kremence. Nasledujú žilné kremene, fylity, vápence a vápnité bridlice. Okrem čerstvých klastov hornín ide zväčša o redepozity hruboklastických sedimentov *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu (111).

Na krátkom zobrazenom úseku Dunaja sú sedimenty jeho dnovej akumulácie zložené zo zvodnených, dobre vytriedených a opracovaných piesčitých štrkov. Pokiaľ ide o zrnitosť, prevládajú stredné až hrubé frakcie (\varnothing 2 – 7 cm), na báze miestami až veľmi hrubé, balvanovité (\varnothing 10 – 15 cm, miestami až 18 cm). Smerom na povrch dnovej výplne sa jednotlivé frakcie zjemňujú. Pribúdajú drobné žltosivé piesčité štrky (\varnothing 1 – 2 cm) a rovnako pribúda aj hrubozrnnejšia piesčitá frakcia.

V petrografickom zložení štrkov Dunaja podľa Horniša (1987) prevládajú kremence, kemité pieskovce a žilné kremene (34 – 50 %). Nasledujú granitoidy, kryštalické bridlice, vápence a pieskovce (10 – 30 %). V menšej miere sú zastúpené žilné kalcity, rohovce a hľuznaté, sakokómové a rádioláriové vápence. Zriedkavo sa vyskytujú vápnité pieskovce a litotamniové vápence neogénu (3 – 10 %).

Hrúbka vrchnopleistocénnej dnovej akumulácie tokov územia silno varíruje najmä z dvoch dôvodov. Prvým z nich je nerovnomernosť jej povrchu spôsobená postsedimentačnou hĺbkovou a laterálnou fluvialnou eróziou, čo sa prejavilo neskorším vznikom *nízkych terás* a nív. Druhým dôvodom je nerovnomernosť povrchu podložia, t. j. hĺbky iniciálneho dna, spôsobená jednak prekladaním koryta toku na začiatku akumulácie, jednak vplyvom neotektonických vertikálnych pohybov jednotlivých štruktúrno-tektonických blokov, ktorými tok počas akumulácie svojich sedimentov pretekal.

Z máp vrtnej preskúmanosti (Baňacký a Sabol, 1969) a mapy hrúbky kvartéru (Maglay et al., 2009) vyplýva, že hrúbka dnovej akumulácie Moravy sa na skúmanom území pohybuje v rozmedzí okolo 5 – 7 m v rozsahu nivy a 10 – 11 m v *nízkej terase*. Uvedené údaje platia v tých miestach, kde sa eróziívna báza fluvialných štrkov *nízkych terás* nachádza približne na úrovni, resp. mierne nad úrovňou (0,5 – 1 m) bázy štrkov dnovej akumulácie.

Iná situácia je v nive Moravy bezprostredne na Z od Kútov od horného okraja územia zobrazeného na mape až približne po úroveň na Z až JZ od Sekúľ, kde v tomto úseku v smere S – J prebieha mladšia neotektonická poklesová zóna – *kútska čiastková depresia*. Na základe sedimentárno-petrografického vyhodnotenia vrtov K-13, ZV-22, ZV-23, RV-7, RV-8 (Minaříková, 1969) a vrtov BZ-1, BZ-2 a BZ-3 (Baňacký et al., 1996a) sa v oblasti uvedenej depresie hrúbka vrchnopleistocénnej dnovej akumulácie zväčšuje na maximálnu hodnotu 12 m, len vo vrte RV-7 je sporný interval 10,5 – 17,5 m, v ktorom sa nachádzajú fluvialne piesky neurčeného veku nad interglaciálnymi ílmi (49). Piesky pravdepodobne prislúchajú k najmladšiemu glaciálu (41), čo by zvyšovalo hrúbku vrchnopleistocénnej dnovej akumulácie v tejto depresii až na 17,5 m. Charakteristika štrkopiesčitých sedimentov je totožná s uvedenou charakteristikou Minaříkovej (1969), no v štrkoch pribúdajú pieskovce paleogénneho veku.

Ešte výraznejšie odlišná je situácia na území medzi Vysokou pri Morave a sz. okrajom *stupavskej čiastkovej elevácie* (Pri Šusterovej jame). V smere SV – JZ tam alúviom Moravy prebieha výrazná neotektonická poklesová zóna – *zohorsko-marcheggská depresia*, ktorá tvorí súčasť *zohorsko-plaveckej depresie* smerujúcej na SV.

Podľa Vaškovskej (1967) a na základe sedimentárno-petrografického vyhodnotenia vrtu K-8 (Minaříková, 1969) sa v oblasti *zohorsko-marcheggskej depresie* hrúbka sedimentov vrchnopleistocénnej dnovej akumulácie Moravy zvyšuje až na 22 m. Charakteristika sedimentov v tomto stratigrafickom úseku je zhodná s charakteristikou sedimentov Moravy zo severnejšieho aj južnejšieho úseku. Rozdielna je len zvýšená prítomnosť malokarpatského proluvialneho materiálu, prstovito sa vkladajúceho do fluvialných sedimentov v horizonte vrchných 2 – 8 m. Pod touto úrovňou až do hĺbky 18 m sa vyskytujú drobnozrné, typicky moravské piesčité štrky a do hĺbky 22 m hrubozrné štrky striedajúce sa s hrubozrnými pieskami. Bezprostredne v podloží dnovej akumulácie sú fluvialne sedimenty Moravy z obdobia stredného pleistocénu (73, 58, 52).

Na ostatných tokoch ústiach do Moravy sa v miestach ich vyústenia z pohoria hrúbka dnovej akumulácie pohybuje v hodnotách 2 – 3 m, v medzikuželových priestoroch je 3 – 5 m, v oblasti Boru je ťažko identifikovateľná a v eróziívno-denudačnej *malacko-lábskej znížene* je len 3 m. Smerom k nive Moravy sa postupne zvyšuje na 5 – 6 m. Potoky ústiace do *stupavsko-lamačskej znížene* (Mláka až Dúbravský potok) majú paradoxne zachovanú len veľmi plytkú dnovú akumuláciu dosahujúcu priemernú hrúbku len 2 m. Extrémne malá hrúbka dnovej akumulácie sa zaznamenala aj v eróziívno-denudačnej časti územia sz. od Stupavy, kde vo vrte ZNV-7 dosahuje hodnotu do 1,2 m (Fordinál et al., 2012).

V samotnom pohorí je dnová akumulácia v celom profile nahradená holocénou výplňou dolín.

41 piesky (sporadicky drobné štrky) dnovej akumulácie v nízkych terasách**40 piesky (sporadicky drobné štrky) dnovej akumulácie v nízkych terasách (würm), s pokryvom eolických pieskov (neskorý würm)**

Na základe najnovšieho výskumu podmieneného indíciami Minaříkovej (1969) a čiastočne Baňackého a Sabola (1969) sa potvrdilo, že popri piesčito-štrkových sedimentoch dnovej akumulácie nachádzajúcich sa pod holocénnymi náplavmi a v *nízkych terasách* Moravy (45) sa v regióne vyskytujú aj súveké terasové a aluviálne ekvivalenty budované drobnoštrkovitými pieskami až pieskami (41). Ide o novovyčlenenú, pravdepodobne klimaticky podmienenú fáciu dnovej akumulácie Moravy, potvrdzujúcu teóriu polycyklickej genézy uvedených fluvialných sedimentov. Následkom takejto genézy sa prostredníctvom rôznorodého frakčného zastúpenia klastov v akumuláciách prejavila ich výrazná zrnitostná diferenciácia, a to nielen vo vertikálnom, ale aj v horizontálnom smere.

Plošne najväčšie výskyty *nízkej terasy* v piesčitom a štrkovito-piesčitom vývoji sa zistili v západnej polovici Záhorských pláňav (pozri geologickú mapu), pričom pôvodne sa veľká časť z nich zamieňala za výskyty eolických pieskov *lábsko-gajarského pásma* a pieskov z časti *centrálneho pásma*. Ďalšie menšie výskyty súvekej terasy boli identifikované v blízkosti fluvialných pieskov agradačného valu Moravy (38) na J od ústia Myjavy v časti Stredné pole, na JV od Malých Levár cez Gajary a na JV od Suchohradu v častiach Kopanišká a Bogdalický vrch.

Jemne štrkovité piesky terás sú trimodálne (0,2 – 0,6 mm, 0,8 – 2 mm, 4 – 25 mm). Frakcia štrkov je monomodálna, jemnozrná ($\varnothing < 2$, ojedinele 2,5 cm), obliaky sú nezvetrané, čerstvé, suboválné až oválne, zriedkavejšie polozaoštené. V petrografickom zložení majú obdobne ako pri piesčito-štrkových akumuláciách (45) výraznú prevahu kremeňa a kremeň (80 – 85 %), nasledujú kryštalické bridlice (< 10 %) a paleogénne pieskovce a silicity (3 – 5 %). Granitoidné horniny sú zriedkavé (1 – 2 %).

Piesčitá frakcia je bimodálna, prevažne stredno- až hrubozrná ($\varnothing < 2$ mm), len zriedkavo jemnozrná ($\varnothing < 0,2$ mm). Zrná sú prevažne semioválne až semiangulárne a zhruba 20 % zrn tvoria dobre opracované oválne až suboválné zrná eolického pôvodu. Mineralogické a petrografické zloženie pieskov je obdobné ako pri opísaných sedimentoch *dnovej akumulácie* (45). Dominuje kremeň (75 – 80 %), zvyšok tvoria navetrané živce vrátane plagioklasov a sľudy. Z ťažkých minerálov prevláda granát a amfibol.

Charakteristickým znakom piesčitého vývoja *nízkych terás* a dnovej akumulácie v nive je obdobne ako pri uvedených starších terasách v piesčitom vývoji (70, 62) veľmi dobré zrnitostné vytriedenie na vrstvičky a rovnomerné rozptýlenie pieskov. Typické je drobnorytmické zvrstvenie pripomínajúce rytmy. V každom intervale je dobre rozoznatelné gradačné zvrstvenie. Niektoré vrstvičky majú na báze drobnozrné štrky a cez hrubozrné piesky prechádzajú nahor do strednozrných pieskov, no prevažne sa začínajú priamo hrubozrnými pieskami. Sú pestro sfarbené. Bázy vrstvičiek sú tmavšie (tmavosivé až čierne), stredné časti zvyčajne svetlosivé až žlté a vrchné strednozrné úrovne prechádzajú do svetložltých odtieňov, ale sú aj biele a hrdzavé.

Piesčité dnové akumulácie v nive aj v terasách, a to najmä v oblasti Záhorských pláňav od ústia Myjavy do Moravy cez Malé a Veľké Leváre, Gajary, Jakubov až po úsek na JZ od Lábu, laterálne prechádzajú do piesčitých štrkov (45), pričom prechod je prevažne prstovitý. Piesky *nízkych terás* a dnovej akumulácie veľmi často prechádzajú do pieskov agradačných valov (38), s ktorými sa zrnitostne aj petrograficky zhodujú. Zároveň sú zdrojom povrchového vyvievania a depozície v podobe eolických pieskov (15, 36). V oblasti Gajar a na Z od Lábu tvoria aj v súčasnosti rozsiahle deflačné zóny. Ich povrch je mierne zvlnený tenkými presypmi eolických pieskov previatych na krátku vzdialenosť, no väčšina *nízkych terás* Moravy v piesčitom vývoji je nesúvisle pokrytá presypmi naviatych pieskov (15) a dnová akumulácia holocénnymi povodňovými hlinami a piesčitými hlinami nivnej fácie (11). V zníženinách eolických pieskov je povrch terás lokálne denudovaný a terasy sa objavujú v podobe deflačných okien (napr. Krčmová ohrada na J od Jakubova).

Synchrónne akumulácie sa zistili aj na ľavobreží nivy Myjavy na jej styku s mladými eolickými pieskami Boru (15) a pod nimi v smere toku od horárne Šrámek cez lokálne väčšie výstupy v Šajdíkových Humeniach, Borskom Mikuláši, Šaštíne-Strážach a Kuklove, za ktorým sa na úrovni Borského Svätého Jura spájajú s *nízkymi terasami* Moravy. Obdobná situácia je v pravostranných *nízkych terasách* Rudavy pri jej opätovnom vstupe do centrálneho pásma pieskov Boru (pozri geologickú mapu).

Hrúbka piesčitej dnovej akumulácie Moravy sa v regióne pohybuje v rozsahu nivy v rozmedzí okolo 5 – 6 m a v *nízkej terase* v rozmedzí 9 – 10 m. V nive Myjavy sa hrúbka akumulácie pohybuje v rozmedzí 3 – 4 m, len vo v. úseku presahuje 10 m. V *nízkej terase* sú tieto hodnoty vyššie a pohybujú sa v rozmedzí 9 – 12 m. Povrch piesčitej terasy Moravy je zhruba o 1 – 1,5 m nižší ako povrch súvekej terasy v piesčito-štrkovom vývoji. Je to spôsobené intenzívnejším vyvieváním pieskov.

39 ílovito-piesčité hliny vo výplni neotektonických depresíí (len v geologickom reze)

Uvedené sedimenty boli identifikované vrtmi R-10 v hrúbke 70 m (interval 8 – 15 m) a R-16 v hrúbke 2,6 m (interval 12,4 – 15 m) a 8 m (interval 21 – 29 m), uskutočnenými v s. časti *sološnicko-plaveckej depresie* (Baňacký a Sabol, 1969; pozri geologickú mapu). Zatiaľ čo vo vrte R-10, ktorý je bližšie k pohoriu, ide len o jednu zónu, vo vzdialenejšom vrte R-16 ide už o dve zóny predelené intraformačnou vložkou eolických pieskov posledného glaciálu (37).

Sedimenty v depresii pozostávajú zo sivých až hnedastých jemnopiesčitých hĺn s častými polohami ílovitých hĺn až vložkami ílov, najmä v spodnej časti. V profile ide o drobnorytmické striedanie. Vo viacerých zónach badať prítomnosť organických látok. V spodnej časti súvrstvia je vrstva tmavosivého plastického ílu hrubá do 40 cm.

Podľa charakteru depozície nejde o prolúviálny materiál kužeľov malokarpatských tokov, ale o materiál deponovaný v stojatej, resp. slabo prietochnej vode lokálnej zníženeiny.

38 piesky (sporadicky drobné štrky) agradačných valov

Ide o zvlášť vyčlenenú fáciu sedimentov opísanej dnovej akumulácie Moravy (41, 45) a zároveň o špecifický morfológický a sedimentologický fluválny fenomén. Tým, že piesky agradačných valov sú deponované najmä vo vrchných častiach dnovej akumulácie, prípadne bezprostredne na jej pôvodnom neskoroglacálnom povrchu, predstavujú finálne pleistocénne až rané postglaciálne štádium jej vývoja.

Sedimenty boli identifikované prerušovane pozdĺž celého ľavobrežného alúvia Moravy, najmä v blízkosti jej toku. Drobné ostrovčeky vyvýšenín nepravidelných podlhovastých tvarov sa objavujú už v s. časti nivy na okraji *nízkej terasy* (45) na úrovni Kútov, pokračujú väčšími plochami na J od ústia Myjavy v časti Stredné pole a mnohými výskytmi na úrovni Sekúl smerujú ďalej na J. Po kratšom prerušení sa objavujú ako paralelné valy na JZ od Moravského Svätého Jána, kde na exploatovanej lokalite Bôrová v blízkosti aktívneho toku dosahujú plošné rozmery prevyšujúce 1 x 0,8 km. Na S od Malých Levár vystupujú opäť na okraji *nízkej terasy*. V ďalšom úseku sa objavujú najmä medzi Malými Levármi a Gajarmi. Južnejšie od Gajar sa piesky agradačných valov na povrchu nezachovali. Je to pravdepodobne spôsobené zmenou hydrodynamického režimu toku v severnejšej časti na úrovni Malých a Veľkých Levár.

Fluviálne piesky sa opäť objavujú medzi Suchohradom a Záhorskou Vsou, ako aj v samotných obciach a ďalej na východ v užšom vyvýšenom terasovom pásme smeru S – J prebiehajúcim až po Vysokú pri Morave. Južnejšie od Vysokej pri Morave sa piesky agradačných valov na povrchu nezachovali. Pravdepodobne to spôsobila zmena hydrodynamického režimu toku v súvislosti s miernym neotektonickým poklesom v rámci *zohorsko-marcheggскеj depresie* (pozri kolónku 45).

Celkovo pri týchto sedimentoch ide o pôvodne ucelené pásmo výstupu dnovej akumulácie s vyvinutým systémom prikorytových valov na povrchu, ktoré sa neskôr v dôsledku hydrodynamického režimu Moravy, najmä avulzie paralelného toku (dnešný Zohorský kanál) a laterálnej erózie migrujúcich tokov, rozčlenilo na sled *nízkyh terasových „ostancov“* a veľké množstvo viac-menej izolovaných vyvýšených piesčitých telies (ostrovov) rôznych nepravidelných tvarov. Tieto telesá niekedy vizuálne pripomínajú presypy eolických pieskov (36), no ich komplikovaný pôdorys a sedimentárno-petrografická charakteristika tomu nezodpovedajú. Najčastejšie sa vyskytujú ako mierne vyvýšené ploché, paralelne zvlnené telesá s rôznym úklonom po okrajoch, najstrmšie v mieste laterálneho zrezu tokom, resp. na styku s mŕtvymi ramenami (8). Morfológicky výraznejšie sú dlhé a úzke klukaté, zaoblené i priame valy. Všetky tieto formy reliéfu prevyšujú povrch holocénnej vyššej nivy (11) o 2 – 3 m a pri styku valu s hladinou vody v mŕtvych ramenách, resp. s nižšou nivou (6) dosahujú relatívnu výšku až 5 – 6 m.

Na viacerých lokalitách (napr. pri rekreačných oblastiach Leváre, Vlčie hrdlo, v okolí majera Dúbrava a i.) na záveterných svahoch agradačných valov boli identifikované mladé eolické prenosy pieskov na krátku vzdialenosť vytvárajúce drobné presypy.

Sedimenty agradačných valov pozostávajú zo zreteľne zvrstvených stredno- až hrubozrnných, menej rôznorznných, stredne až slabo zrnitostne vytriedených fluválnych kremitých pieskov sivej až okrovej farby. Vyskytujú sa aj hrdzavé polohy. Pri vlhkých pieskoch prevláda hnedožltá a žltá farba. V telesách sa nachádzajú aj vrstvy so zvýšeným obsahom drobných štrkov (Ø 3 – 10 mm) a miestami aj štrky s Ø do 19 mm. Zrná pieskov sú prevažne polozaoblené a poloostrohranné, asi 20 % zrn je zaoblených. Svedčí to o čiasťochnej eolickéj piesčitej prímеси. Petrograficky sa piesky valov zhodujú s pieskami dnovej akumulácie Moravy. Prevláda kremeň (< 75 – 80 %), ostatok tvoria živce (draselné a plagioklasy) a sľudy. Z ťažkých minerálov prevláda granát a amfibol (Vaškovská, 1967; Minaříková, 1969).

Hrúbka akumulácie fluválnych pieskov sa najčastejšie pohybuje v rozmedzí 1 – 7 m. Ak piesky dosahujú približne do polovice dnovej akumulácie, ich hrúbka sa zvyšuje odhadom na 13 m.

Eolické sedimenty**37 jemnozrnné nevápnité piesky (würm), (len v reze)****36 jemnozrnné nevápnité piesky dún a presypov**

Uvedené sedimenty predstavujú charakteristický, na niektorých miestach až dominantný reliéfovotvorný a špecifický genetický prvok finálnej vrchnopleistocénnej eolickej sedimentácie, ktorý je typický práve pre oblasť Borskej nížiny. Eolické piesky sú aj tunajším významným krajnotvorným prvkom dotvárajúcim celkový morfológický krajinný ráz, ako aj ráz jej celového geoekologického prostredia (fototab. IX, obr. 4). Vytvárajú rôzne nepravidelné formy depozície, od izolovaných ostrovčekovitých presypov cez súvislé, slabo až nepatrne zvlnené pokryvy (tabule) až po rôzne členité formy zložitých dunových komplexov s prevažne oválnym až barchanovitým pôdorysom – podľa Baňackého a Sabola (1969) nazvané ako *súvislé dunové oblasti*. Pokrývajú rozsiahle plochy pleistocénnych fluviaálnych terasových systémov Moravy a jej prítokov, ako aj pleistocénne proluviálne systémy náplavových kuželov malokarpatských potokov, resp. na menších plochách aj priamo sedimenty neogénu⁵.

Oblasti výskytu eolických pieskov je možné na základe starších prác Hromádku (1935) a Minaříkovej (1969), ako aj vlastných zistení a doplnení čiastočne rozdeliť na niekoľko pásiem.

Prvé pásmo výskytu eolických pieskov označované ako *pásmo nivy Moravy* tvorí zóna najmladších, postgeneticky fluviaálne izolovaných ostrovov nízkych presypov eolických pieskov (15) zväčša malých plošných rozmerov a tenkých, mierne zvlnených pokryvov prerušovaných výstupov fluviaálnych pieskov *agradáčného valu* (38) a *nízkej terasy* (41, 45) Moravy.

Druhé pásmo výskytu eolických pieskov označované ako *lábsko-gajarské pásmo* (Baňacký a Sabol, 1969) je morfológicky výraznejšie a plošne rozsiahlejšie, s maximálnou šírkou 6 km a dĺžkou asi 19 km vrátane izolovaných výskytov v okolí Malých Levár a na Z od Lábu. Naviate piesky sú deponované na fluviaálne sedimenty *nízkych terás* Moravy, pre ktoré je v z. časti charakteristický piesčitý (41) a vo v. časti piesčito-štrkový vývoj (45). V severnejšej a strednej časti pásma nasadajú piesky taktiež na *nižšie stredné terasy* (52) mladšej časti stredného pleistocénu. Celá oblasť *nízkych a stredných fluviaálnych terás* Moravy s premenlivo hrubým a niekde len čiastočným pokryvom eolických pieskov sa geomorfologicky označuje ako Záhorské pláňavy (Mazúr a Lukniš, 1978).

Náveje eolických pieskov na fluviaálnych terasách *lábsko-gajarského pásma* väčšinou nie sú kompaktné, ale prerušované, resp. zoskupené do väčších aj menších „ostrovov“ rôznych plošných tvarov. Sú popretkávané návejmi mladších eolických pieskov (15). Najväčšiu kompaktnú plochu dosahujú medzi Jakubovom a Lábo, pričom jej z. hranicu tvorí niva Moravy so Zohorským kanálom a východnú erozívno-denudačná *malacko-lábska znížienina* vyplnená nivnými sedimentmi (11) prítokov Moravy (Malina, Balážov potok, Tančibok, Močiarka a i.) a erozívnymi zvyškami ostrovčekov *nízkej terasy* (45), občas s pokryvom eolických pieskov (44). Severnú hranicu tvorí niva Rudavy, ktorá zároveň v smere V – Z pretína aj celé terasové pásmo. Ďalšie ostrovy eolických pieskov sú na SZ a S od Jakubova, na S od Jakubovských rybníkov (úzky pruh smeru S – J) a na Z od Lábu.

Formy depozície eolických pieskov na *nízkych a stredných terasách* sú rôzne. Prevažuje mierne zvlnený plochý pokryv (tabuľa) s hrúbkou pieskov 2 – 3 m, ktorý je typický pre z. časť územia medzi Gajarmi a Lábo, prípadne pre niektoré izolované ostrovy na V až JV od Jakubovských rybníkov. V takomto plochom a relatívne tenkom pieskovom pokryve sa vyskytujú občasné znížieniny – deflačné okná – s obnaženým povrchom podložnej *nízkej terasy* Moravy v piesčitom vývoji (41).

Viac zvlnený plochý pokryv s občasnými dunami bochníkovitého tvaru je typický pre z. a v. okraj tohto pásma, a to v miestach jeho prechodu do okolitých nív (Kostolište). Medzidunové a iné úvalinové znížieniny sú v týchto miestach vyplnené deluviaálno-fluviaálnymi hlinito-piesčitými splachmi (17). Hrúbka pieskov v dunách narastá na 6 m. Do uvedených foriem depozície možno zaradiť aj zvlnené izolované ostrovy pieskov na SZ a S od Kostolišťa na Z od Lábu, kde jednotlivé duny dosahujú hrúbku do 8 m.

Typický zvlnený reliéf presypových, resp. dunových komplexov rôznych tvarov je príznačný pre eolické depozity v najsevernejšej časti a ďalej smerom na SZ po piesky Boru. Podobný reliéf je na južnom ohraničení rozsiahlej plochy na SZ od Lábu v časti Piesočné a na jej východnom ohraničení s. od Lábu v časti Beničovské. Vo všetkých prípadoch ide o zložitý systém až pozdĺžne pásma vyznačujúce sa výraznejšou disekciou reliéfu, s častým striedaním dún a medzidunových znížienín až úvalín vyplnených piesčitými splachmi (17). Hrúbka pieskov v dunách týchto pásiem sa pohybuje odhadom v rozmedzí 8 – 13 m.

⁵ Kvôli lepšej výpovedi o geologickej stavbe a vývoji územia počas kvartéru sú na mape na miestach s výskytom kombinácií fluviaálnych (resp. proluviálnych) a naložených eolických sedimentov použité špeciálne znázornenia zohľadňujúce vek oboch typov (pozri príslušné kolónky legendy, napr. 40, 44, 46, 52, 54 atď.).

Eolické piesky *lábsko-gajarského pásma* sú previate na kratšiu až strednú vzdialenosť (2 – 10 km) z deflačných zón tvorených piesčitými fluvialnými akumuláciami Moravy (41). V celom pásme ide o polydisperzné stredno- až jemnozrné monomodálne, zrnitostne stredne až dobre vytriedené žltosivé, sivé a svetlosivé piesky. Jemnozrná piesčitá frakcia (0,25 – 0,1 mm) tvorí asi 75 – 80 % celkového objemu, zvyšok pripadá na strednozrné piesky. Zrná sú prevažne poloaoblené a poloostrohranné (60 – 90 %), menej však dokonale zaoblené (8 – 10 %). Mineralogicky sú tieto piesky vytriedené horšie. Obdobne ako v prvom pásme výskytov, aj v pieskoch *lábsko-gajarského pásma* popri 70 – 80 % obsahu kremeňa významný podiel (asi 18 až 20 %) tvoria draselné živce a plagioklasy, ako aj glaukonitické pieskovce a ruly moravskej proveniencie. Šupinky muskovitu a chloritu, ktoré sa vo východnejších pieskoch nevyskytujú, tvoria 1 – 1,5 % obsahu. Zastúpenie minerálov ťažkej frakcie uvádza Minaříková (1969).

Tretie pásmo výskytu eolických pieskov označil už Hromádka (1935) názvom *centrálne pásmo*. Tento termín neskôr prevzali a vo svojich prácach pri výskume Záhorskej nížiny použili aj ďalší autori (Vašková, 1967; Minaříková, 1969; Baňacký a Sabol, 1969). Ide o plošne najrozsiahlejšie pásmo naviatych pieskov na celom území strednej Európy. Podľa geomorfologického členenia Mazúra a Lukniša (1978) svojím ohraničením takmer presne zodpovedá geomorfologickému oddielu Bor, ľudovo nazývanému Búr. Najväčšiu šírku, až 24 km, dosahuje v s. časti územia v úseku Sekule – Jablonica a najväčšiu dĺžku, až 32 km, v úseku od Šajdíkových Humenec (fototab. IX, obr. 1 – 3) po Zohor.

Zo Z toto pásmo na línii Zohor – Malacky – Veľké Leváre ohraničujú Záhorské pláňavy a v severnejšom úseku po Sekule aj Dolnomoravská niva. Presnejšie ide o hranicu Boru s uvedenou erozívno-denudačnou *malacko-lábskou zníženinou* smeru SSV – JJZ, ktorú vyplňajú nivné sedimenty (11) a dnové akumulácie (45) prítokov Moravy, ako aj o časť *zohorsko-marcheggskej depresie*, ktorej najvrchnejšie členy tvorí dnová akumulácia a holocénne nivné sedimenty Moravy.

Východná hranica *centrálneho pásma* má komplikovanejší nepravidelný priebeh, výrazne ovplyvnený hydrodynamickým režimom a laterálnou eróziou malokarpatských tokov vtekajúcich na toto územie (pozri geologickú mapu). V dôsledku toho sa pozdĺž okraja *centrálneho pásma* vyskytuje veľké množstvo väčších aj menších izolovaných ostrovov eolických pieskov zabiehajúcich k pohoriu a viacero výbežkov proluviálnych sedimentov zasahujúcich ďaleko do Boru. Na tejto hranici vzniká aj disproporcja medzi geografickým a geologickým, t. j. štruktúro-tektonickým ohraničením. Na základe vrtej preskúmanosti sa totiž zistilo, že centrálna línia neotektonickej *zohorsko-plaveckej depresie* dosahuje maximálny pokles viac na Z od geomorfologicky vyčlenej Podmalokarpatskej zníženiny, teda na území Boru. Zatiaľ čo zníženinu na povrchu tvoria prevažne proluviálne sedimenty stredno- a vrchnopleistocénnych náplavových kužeľov (75, 66) deponovaných na sedimenty neogénu, *zohorsko-plavecká depresia* je pokrytá eolickými pieskami deponovanými na starších kvartérnych proluviálnych a fluvialných sedimentoch (72, 65, 57, 52, 46).

Severné ohraničenie tohto pásma tvorí niva Myjavy s priebehom V – Z.

Medzi Zohorom a Lozornom sa eolické piesky *centrálneho pásma* vyklinujú, resp. v Lozorne prechádzajú postupne až na úpätie Stupavského predhoria, kde tvoria len tenké pokryvy a izolované presypy menších rozmerov (15).

Na základe najnovších výsledkov výskumu študovaného územia vznikajú v niektorých prípadoch isté disproporcie v zobrazení plošného rozsahu eolických pieskov *centrálneho pásma* Boru medzi mapou Baňackého a Sabola (1973) a súčasnou geologickou mapou regiónu. Podrobným geologickým mapovaním a sedimentologickým vyhodnotením sa zistilo, že pomerne veľkú časť plôch z časti tohto pásma (pozri geologickú mapu) netvoria eolické piesky, ale fluvialné sedimenty *vrchných a stredných terás* Moravy v piesčitom vývoji vystupujúce na povrch spod pieskov (70, 62). V severnej časti *centrálneho pásma* vystupujú na povrch aj fluvialné sedimenty *nízkej terasy* Myjavy v piesčitom vývoji (41) a v strednej časti pásma proluviálne sedimenty *vrchného náplavového kužeľa* Maliny (75). Výstupy fluvialných a proluviálnych piesčitých sedimentov tvoria nepravidelné a pomerne rozsiahle plochy najmä medzi Sekulami a Závodom a južnejšie smerom k Malackám. Veľké plochy sú aj za priemyselným parkom na JV od Malaciek, pozdĺž Balážovho potoka a potoka Tančibok v časti Vampil, ako aj na SV od Plaveckého Štvrťka v časti Nové zabité. Uvedené miesta boli, resp. sú súčasťou deflačnej zóny na tvorbu východnejšie deponovaných piesčitých presypov.

Náveje eolických pieskov *centrálneho pásma* deponované na fluvialných terasách Moravy a Myjavy a na proluviálnych kužeľoch potokov vnesených z Karpát sú nerovnomerne hrubé, a najmä na okrajoch nesúvislé a nekompaktné. Zo S na J je ich plošná celistvosť viacnásobne prerušená úvalinovitými dolinami a plytkými aj širokými dolinami vyplnenými fluvialnými nivnými hlinito-piesčitými sedimentmi (9, 11) potokov Poreč, Lakšársky potok, Rudava, Malina, Balážov potok, Tančibok, Močiarka, Ondriašov, Lozorniansky a Suchý potok a množstvom úvalín s deluviálno-fluviálnou piesčitou výplňou (17).

Rovnako ako v predchádzajúcich dvoch uvedených pásmach, aj v *centrálnom pásme* sú formy depozície eolických pieskov rôzne. Erozívno-denudačné zvyšky pieskov poznačených deluviálnymi splachmi a ojedinelé plytké presypy hrubé do 4 m sú typické pre záveterné svahy neogénnych pahorkov v jz. časti pásma (Vinohradok, Vampil, Valchovňa) pokrytých fluvialnými akumuláciami starších strednopleistocénnych terás

Moravy (73) vystupujúcich na Z od železničnej trate medzi Malackami a Plaveckým Štvrtkom, ako aj pahorok tvorených najstaršími fluvialnými akumuláciami Moravy (80, 73) vystupujúcich na V od Sekúľ a Závodu (časti Vinohrady, Za Brezovou mláskou a i.) a v okolí Studienky na SZ, S a SV od obce.

Plochý až mierne zvlnený eolický piesčitý pokryv tabuľového charakteru s častými deflačnými oknami, t. j. odkrytým povrchom podložných fluvialných a proluvialných sedimentov (75, 70, 66, 56, 47, 45), je typický pre z. časť pásma na JZ od Borského Svätého Jura, na S od Závodu (Dúbrava), na SV od Malaciek, v okruhu majera Potôčky a časť územia od Malaciek až po Druhý a Tretí rybník v nive Maliny. Vo v. časti pásma je mierne zvlnený reliéf tabuľového charakteru medzi Mikulášovom a Bílkovými Humencami, medzi Perneckým jazerom a Rudanickým potokom (Ondrejovská), v území na J od Rudanického potoka (Lábske breziny, U Otrubákov), vo v. časti obce Plavecký Štvrtok a v jz. okrajovej časti pásma medzi Plaveckým Štvrtkom, Lábom a Zohorom (Pri Frikave). Priemerná hrúbka pokryvu eolických pieskov sa na vyznačených územiach pohybuje v rozmedzí 2 – 3 m a v celkovom diapazóne dosahuje maximálnu hodnotu 6 m.

Na SV od Plaveckého Štvrtka v časti Bažantnica – Hlboká dolina sa v rámci tohto pásma na veľkej ploche ťažia eolické a podložné fluvialne piesky. Sedimentologická charakteristika odkrytých súvrství je vyhodnotená a opísaná v samostatnej správe (Baráth, 2009).

Pravidelne zvlnený, miestami plochý pieskový pokryv s občasnými dunami bochníkovitého tvaru je typický najmä pre pásmo medzi Malackami a Veľkými Levármí prerušované deflačnými plochami a pásmo medzi Malackami-Bažantnicou a Plaveckým Štvrtkom (Rudanickým potokom). Okrem uvedenej oblasti je pravidelne zvlnený, miestami plochý pieskový pokryv charakteristický aj pre z. okraj *centrálneho pásma* na J od Plaveckého Štvrtka (Dlhé diely, Cisársky borník), sz. časť Lozorna, v. okraj pásma medzi Jablonickou cestou a Lozornom a ďalšie početné maloplošné výskyty.

Medzidunové a iné úvalinové zníženia sú v týchto miestach vyplnené deluviálno-fluvialnými hlinito-piesčitými splachmi (17). Hrúbka pieskov v dunách pravidelne zvlneného reliéfu narastá na 7 m a v izolovaných ostrovoch pieskových dún dosahuje až 10 m.

Morfologicky najcharakteristickejší a pre Bor najtypickejší je silno zvlnený reliéf dunových komplexov, často tvoriacich ucelené dunové pásma, ktoré vystupujú v podobe dlhých pieskových valov až chrbtov. Podľa Janšáka (1950) ide primárne o „rožkovité“ a „bochníkovité“ formy presypov, ktoré sa neskôr smerom na V spájajú a vzájomne prelínajú do zložitých systémov s výraznejšou disekciou reliéfu, s častým striedaním dún a medzidunových znížení až úvalín. Medzidunové priestory tvoria početné úvaliny s deluviálno-fluvialnou piesčitou až hlinito-piesčitou výplňou (17).

Na základe súčasného výskumu vychádzajúceho z výsledkov pozorovania Baňackého a Sabola (1969) sa na zobrazenej časti územia *centrálneho pásma* (Boru) vytvorilo 5 výraznejších pieskových chrbtov. Najrozsiahlejší a najvyšší z nich je chrbát dunových komplexov Lakšárskych dún tiahnuci sa od osady Tomky po Lakšársku Novú Ves. Najvyššie duny chrbta dosahujú kóty s nadmorskou výškou vyše 220 m (Na vrškoch, 229 m n. m., Lakšárska duna hrubá do 40 m). Veľmi výrazný je aj chrbát dunových komplexov tiahnuci sa od horárne Kopča pri Rudanickom potoku smerom na SV až po Jablonovskú cestu. Najvyššie duny chrbta dosahujú kóty s nadmorskou výškou vyše 200 m (Malá a Hrubá hviezda). Na S od Jablonovskej cesty sú dunové komplexy posunuté východným smerom až na okraj Boru. Ich mohutný chrbát v Podobe Perneckých vrškov sa tiahne v smere JZ – SV popri Perneckom jazere až po Majerský rybník. Paralelné pásmo dún je vyvinuté aj západnejšie od Perneckých vrškov v časti Balážová. Výrazné sú dunové komplexy na V až SV od Malaciek (Orlie vrchy, Orlovské vršky a Jazerské vršky s kótami s nadmorskou výškou vyše 200 m).

Údaje o hrúbke vrchnopleistocénnych eolických pieskov (36) v uvedených pásmach dunových komplexov sú veľmi rozdielne. Pri ich interpretácii sa okrem topografického odčítania výšky samotných presypov brali do úvahy najmä údaje o hĺbke kontaktu pieskov s podloží, získané najmä z geologických vrtoz radu ZV a K (Baňacký a Sabol, 1969) a vlastných vrtoz radu ZNV (Fordinál et al., 2012). Situácia je komplikovanejšia najmä v priestore, kde sa dunové komplexy vyvinuli v oblasti poklesových krýh *zohorsko-plaveckej depresie*, a to superpozične na starších (strednopleistocénnych) eolických piesčitých formáciách. Za predpokladu relevantného odčlenenia vrchnopleistocénnych eolických pieskov depresie (37) od starších pieskov v podloží je možné kvantifikovať neotektonické poklesové tendencie jednotlivých vyčlenených neotektonických blokov.

Najväčšie hodnoty hrúbky vrchnopleistocénnych eolických pieskov v rámci *centrálneho pásma* (Boru) sa zaznamenali v neotektonickej depresii na SV od horárne Kopča a ďalej v pokračovaní po Jablonovskú cestu. Podľa údajov z vrtu ZV-10 tu najmladšie pleistocénne piesky (37) dosahujú hrúbku až 24 m a v ich podloží ležia akumulácie strednopleistocénnych eolických pieskov hrubé až 26 m (60), prípadne fluvialne akumulácie v piesčitom vývoji (62). V severovýchodnej časti *zohorsko-marcheggskej depresie* sa hrúbka najmladších pleistocénnych pieskov pohybuje v rozmedzí 2 – 16 m, v sv. časti *perneckej depresie* je to až 21 m. V ostatných dunových komplexoch mimo územia s poklesovou tendenciou neotektonických blokov sa hrúbka akumulácií pohybuje prevažne v rozsahu 12 – 20 m, pričom v medzidunových priestoroch klesá na 3 – 6 m. Výnimky tvoria uvedené dunové chrbty, kde naviete piesky dosahujú hrúbku 30 m a v Lakšárskej dune na SZ od Lakšárskej Novej Vsi až 40 m.

Na základe vyhodnotenia ťažkých minerálov, vytriedenia a opracovania klastov (Minaříková, 1969) sú eolické piesky *centrálneho pásma* previate na strednú až dlhšiu vzdialenosť (10 – 18 km) z rovnakej deflačnej oblasti ako v prípade predchádzajúcich pásiem, t. j. z piesčitých fluvialných terasových akumulácií Moravy (41).

Ide prevažne o monodisperzné jemnozrnné a bidisperzné jemno- až strednozrnné monomodálne, zrnitostne veľmi dobre (76,2 %) až dobre (23,8 %) vytriedené žltosivé, sivé a svetlosivé piesky. Jemnozrnná piesčitá frakcia (0,25 – 0,1 mm) tvorí asi 82 % celkového objemu, zvyšok pripadá na strednozrnné piesky. Zrná sú prevažne dokonale zaoblené až zaoblené (85 – 93 %), polozaoblené tvoria len 7 – 9 % objemu. Piesky sú veľmi dobre vytriedené aj po mineralogickej stránke. Ich zloženie je jednotvárne, 90 % objemu tvorí kremeň a zvyšok prevažne draselné živce. Z ťažkých minerálov pribúda najmä granát, amfibol a staurolit.

Štvrté pásmo výskytu eolických pieskov označené ako *stupavsko-novoveské pásmo* tvoria opäť dominantne najmladšie piesčité formácie, ktoré sú podrobne opísané v ďalšom texte (15). Tvorí ich celý rad plytkých izolovaných piesčitých presypov na úpätí Stupavského predhoria medzi Lozornom a Stupavou s pokračovaním na s. svahoch a plošinách neotektonických krýh *stupavskej a novoveskej čiastkovej elevácie* (Novoveská plošina).

Väčšina presypov eolických pieskov, najmä v oblasti Boru a čiastočne aj Záhorských pláňav (36), sa sformovala v období posledného až neskorého glaciálu würmu (Šajdíkové Humence 16 130 ± 765 r. BP; Plavecký Štvrtok 14 790 ± 710 r. BP a Borský Mikuláš 12 150 ± 600 r. BP; Moravcová a Fordinál, 2010), hoci za vhodných podmienok dochádzalo k ich previevaniu aj v období holocénu.

35 prachovité, sporadicky jemnopiesčité hliny – spraše

Uvedený typ sedimentov sa v rámci regiónu zistil na rozsiahlych plochách na záveterných svahoch dolín a na hrebienkoch Chvojnickej pahorkatiny a priľahlej časti Brezovských Karpát v okolí Osuského. Ide o typické, mierne druhotne pozmenené spraše, aké pokrývajú napr. Trnavskú a Nitriansku tabuľu, resp. Hronskú pahorkatinu. Okrem uvedených veľkoplošných výskytov sa spraše nachádzajú už len na malých plochách na záveterných svahoch pravobrežia Stupavského potoka v Borinke, na v. svahoch Dúbravskej hlavice (357 m n. m.) nad Dúbravkou a v Devíne nad cintorinom. Ani na jednej z týchto lokalít však nejde o typické spraše.

V nadloží horizontu konkrécií sa vyvinul finálny (vrchný) sprašový komplex štadiálu W_3 , tvoriaci zároveň ich povrchovú stavbu. Fosílny pôdny komplex PK-1 sa podarilo identifikovať na základe zvýšeného obsahu humusu a zníženého obsahu $CaCO_3$. Ide o horizont fosílny hnedozeme hrubý asi 30 cm.

Na báze sprašových pokryvov územia takmer pravidelne vystupujú hlinito-kamenité (29) a v južných výskytoch aj hlinito-štrkovité (27) deluviálne sedimenty, ale aj fluvialne sedimenty strednej a vrchnej terasy Teplice (Vrbovčianky) (73, 64) alebo ich kombinácie s piesčito-hlinitými splachmi s úlomkami hornín (17, 16). Nad nimi vystupujú na povrch ďalšie jemnozrnné až peltické splachy zo spraší a tenko laminované spraše s množstvom rozvetraných vápnitých konkrécií, označované aj ako sprašové hliny (Vaškovský et al., 1987). V nadloží horizontu konkrécií sa vyvinul finálny (vrchný) sprašový komplex štadiálu W_3 , tvoriaci zároveň ich povrchovú stavbu. Fosílny pôdny komplex PK-1 sa podarilo identifikovať Vaškovskému (in Vaškovský et al., 1987) na lokalite v Dúbravke a Baňackému (in Baňacký et al., 1996a) v okolí Senice, zhodne na základe zvýšeného obsahu humusu a zníženého obsahu $CaCO_3$. Ide o horizont fosílny hnedozeme hrubý asi 30 a 40 cm.

Spraše najmladšieho štadiálu sa na všetkých lokalitách vyznačujú veľmi variabilnou hrúbkou, odhadom medzi 4 – 6 m. Vo sfarbení spraší dominuje svetložltá až bielosivá farba s odtieňmi do svetlohnedá až tmavohnedá. Podľa granulometrického zloženia (Vaškovská in Vaškovský et al., 1987) ide o piesčito-prachovité hliny s obsahom veľmi jemného piesku 15 – 30 %, hrubého prachu 35 – 56 % a ílovitej frakcie do 13 %. Z vonkajších znakov spraší je nápadná gravitačne porušená stĺpcovitá (hranolovitá) odlučnosť, makropórovitosť a vápnitosť, ktorá sa pohybuje medzi 6 – 30 %. Karbonáty majú rôzne formy, buď sú rozptýlené, alebo sa koncentrujú vo forme pseudomycélií a konkrécií.

Najmladšie spraše sú aj pri povrchu poznačené postgenetickými vápnitými splachmi, čo miestami zväčšuje ich hrúbku. Na odkryvoch sa splachy prejavujú drobnou vrstvitosťou, spôsobenou tenkými striedajúcimi sa humóznymi a karbonátovými horizontmi, ako aj železitými a mangánovými nátekmi recentných a subrecentných plošných zmyvov.

Z celkového hľadiska ide o druhotne mierne pozmenené spraše. Sú menej spevnené, občas úplne rozpadavé. Výrazná v nich je prítomnosť splachov a občas aj intraformačných svahovín, najmä pieskov a drobných úlomkov hornín.

34 eolicko-deluviálne sprašové hliny s polohami spraší a solifluovaných sedimentov podložia (neskorý würm)

Sprašové hliny podobné sprašiam obdobia neskorého glaciálu majú na študovanom území, na rozdiel od iných nížinných regiónov, len menšie plošné zastúpenie. Vyvinuli a zachovali sa zväčša na záveterných, na JV orientovaných svahoch dolín Chvojnickej pahorkatiny, Stupavského predhoria a Brezovských Karpát v okolí Jablonice, ale aj na iných, kratších hrebienkoch z. okraja pohoria. Na viacerých izolovaných plochách sa zistili najmä v doline pravostranného prítoku Stupavského potoka na S a SV od horárne Boleška, priamo v doline Stupavského potoka, no najmä v oblasti Bystrickej hory a na V, resp. J od nej. Južným smerom sa sprašové hliny prerušované alúviami potokov tiahnu po z. úbočí až po Záhorskú Bystricu.

Hrúbka sprašových hĺn je všade veľmi variabilná. Najväčšie hodnoty dosahuje na úpätiach svahov, kde hliny miestami tvoria úpätné plášte s hrúbkou do 6 – 8 m. Na ostatných svahoch, ako aj na plochých hrebienkoch Chvojnickej pahorkatiny a Stupavského predhoria a úseku medzi Mariankou a Záhorskou Bystricou sa ich hrúbka najčastejšie pohybujú v rozpätí 1 – 5 m.

Sprašové hliny majú morfológiu aj habitus podobné sprašiam. Z litologických charakteristík a úložných pomerov vyplýva, že eolický prenos a akumulácia sedimentu boli obdobné ako pri sprašiach, ale postsedimentačné prostredie bolo vlhkejšie, s prevládajúcimi pedogenetickými zmenami so zvýšením podielu ílovej hmoty a s odvápnením, pričom CaCO_3 bol nahradený FeO_3 .

Sedimenty sú zložené zo svetložltých, žltosivých, žltohnedých, hnedých až hrdzavosivých odvápnených hĺn, v ktorých okrem zložky redeponovaných predkvartérnych sedimentov podložia, tvoreného prevažne piesčitymi štrkami a úlomkami hornín *jablonických zlepenčov* karpatského veku (119) a hornín *devínskonovoveského súvrstvia* (111), sa často nachádzajú aj spraše (35). Dominujúcou zložkou v sedimente je ílovitá frakcia a frakcia prachu až hrubého prachu. Štruktúra je listovitá, hrudkovitá a hranolčekovitá. Majú malú pórovitosť. V dôsledku cyklického opakovania procesov erózie a sedimentácie a s tým súvisiacim pravidelným obnovovaním expozície svahov sú sprašové hliny do značnej miery poznačené litologickým zložením podložných sedimentov. Hojne sa v nich vyskytujú drobné zhluky Fe a Mn oxidov, ojedinele aj menšie konkrécie, sivé povlaky, klíny a záteky podmienené procesmi ilimerizácie. Faunisticky sú sterilné.

Pleistocén/holocén

33 eluviálno-deluviálne piesky a piesčité hliny zvetranín

Zvetraniny tvoria jeden z primárnych zdrojov materiálu deluviálnych sedimentov. Zachovali sa najmä na rozsiahlejších, mierne zvlnených plochách *stredohorského systému zarovnaní (stredohorskej rovne)* Pezinských a Devínskych Karpát. Najväčšie plochy preto zaberajú bezprostredne na JV od zmapovaného regiónu. Na študovanom území boli identifikované len na dvoch lokalitách.

Väčšie plochy zvetranín sa nachádzajú sv. od Marianky v častiach Santoberk a Pri zabitom. Ide o zarovnanú plošinu vo výške asi 400 m n. m., ktorej povrch tvoria zvetraninové kôry svorových rúl až pararúl, kryštalických bridlíc (najmä fylitov) a granitoidov hrubé do 2 m. Zvetraniny pozostávajú prevažne z hrubozrnných a stredozrnných zelenkavých a stmelených pieskov až pieskovcov, miestami z pestrofarebných hnedých, bordových a hrdzavých siltov, ale aj úlomkov čiernych bridlíc. Kôry zvetrania nesú znaky pôvodnej bridličnosti, odlučnosti a puklinovitosti.

Ďalšie menšie plochy zvetranín sú aj na JZ od Dúbravky v okolí Švábskeho vrchu (367 m n. m.). Zvetraniny vzniknuté na granitoidoch až granitoch pozostávajú z bielych, sivých až okrových hrubozrnných sfudnatých pieskov až pieskovcov. Zachovávajú si pôvodný tvar odlučnosti a puklinovitosti. V pieskoch sú časté úlomky rozvetraných granitov, občas sa nájdu aj bloky pevnejších hornín.

Hrúbka tunajších zvetranín je v dôsledku nerovnomerného zvetrávania granitov a rozdielnej denudácie nerovnomerná. Najhrubšie sú na ľahšie zvetrávajúcich zónach a tiež v konkávných úsekoch reliéfu najmä v dôsledku ich pokrytia eluviálno-deluviálnymi resedimentmi z vyšších polôh. Tu dosahujú hrúbku do 3 m. Na ostatných miestach je zvetraninová kôra hrubá len do 1,5 m.

32 proluviálno-soliflukčné, piesčito-kamenité, piesčito-balvanovité až blokované svahové prúdy

Prítomnosť tohto, všeobecne zriedkavého genetického typu kvartérnej akumulácie je na skúmanom území raritou. Proluviálno-soliflukčné prúdy, okrem výskytu na jv. okraji Považského Inovca medzi Nitrianskou Blatnicou a Vozokanmi (Maglay in Ivanička et al., 2011), boli donedávna známe len z oblasti najvyšších pohorí Západných Karpát. Na území tohto regiónu sa zistili 4 výskyt.

Prvý výskyt na JV od Rohožníka medzi kótami Vinohrady (269) a Vajarská (430) v časti Bosorský vršok má formu podlhovastého plytkého kužela vyplňajúceho zníženinu prebiehajúcu paralelne s prelomovým úsekom Rohožníckeho potoka. Ide o proluviálno-soliflukčný svahový prúd dlhý 1,5 km a široký do 300 m.

Jeho sedimenty sú deponované na vrchnobádenské íly *studienčanského súvrstvia* (95), ktoré za spolupôsobenia soliflukcie umožňovali rýchlejší pohyb produktov mrazového zvetrávanie po spádnici. Bázu sedimentov tvoria chaoticky uložené balvany až bloky vápencov (\varnothing 20 – 80 cm), sivomodré ílovité piesky, resp. sivé hrubozrnné kemité piesky s drobnými úlomkami hornín, arkózové pieskovce a droby, ako aj drobnozrnné zlepenca a bridlice. Na povrchu sú tmavohnedé piesčité hliny a recentné čierne humusové pôdy, no občas tu vystupuje aj hruboklastický materiál vo forme pozdĺžnych vyvýšení.

Hrúbka akumulácie je zväčša malá, maximálne do 1,5 m. Svedčí o tom aj pomerne častý výstup podloží neogénnych ílov na povrch, len v proximálnej zóne prúd dosahuje mierne väčšiu hrúbku (2 – 5 m). Charakteristické je vysoké zvodnenie sedimentov s častým presakovaním na povrch, čo sa prejavuje lokálnymi zamokreniami.

Popri chaoticky uložených nezvetraných úlomkoch, balvanoch až blokoch karbonátov a iných hornín *maluzinského súvrstvia* sa v materiáli nachádzajú hrubozrnné piesky a hliny s úlomkami ako súčasť tenkých vrstiev deluviálno-fluviálnych sedimentov (19, 18), ktoré tento svahový prúd na viacerých miestach križujú.

Druhý, plošne menší výskyt je na J od Plaveckého Mikuláša na z. svahu Jelenej hory a okraji Bukovskej brázd. V tunajšom svahovom prúde ide o soliflukčne rozvlečený kamenito-blokovitý materiál premiešaný s hrubozrnným vápnným pieskom. Petrograficky v menších klastoch prevažujú piesčité vápence a drobnozrnné zlepenca paleogénu, veľké úlomky, balvany až bloky sú tvorené *gutensteinskými vápencami a dolomitmi* triasu.

V poradí tretí výskyt má formu plytkého kužeľa (miestami až nivy) vyplňajúceho zníženu na okraji Kuchynskej hornatiny v s. časti intravilánu obce Kuchyňa. Približne 1 km z. od kóty Bartalová (517) sa nachádza apikálna časť výnosového kužeľa, ktorý sa esovite tiahne pozdĺž severného okraja vrchného (strednopleistocénneho) kužeľa Maliny (75) západným až sz. smerom do Podmalokarpatskej zníženu k miestnej časti Mrúčka.

Sedimenty prúdu sú deponované na vrchnobádenské íly *studienčanského súvrstvia* (96, resp. 95), ktoré za spolupôsobenia soliflukcie urýchlili pohyb produktov zvetrávanie po spádnici. Bázu sedimentov tvoria nevytriedené balvany až bloky kremencov a zriedkavo aj vápencov (\varnothing 20 – 100 cm), ílovité piesky, resp. hrubozrnné kemité piesky s drobnými úlomkami hornín. Na povrchu sú tmavohnedé piesčité hliny a recentné čierne.

Hrúbka akumulácie je pomerne malá (\leq 2 m). Aj v tomto prípade je pre sediment charakteristické vysoké zvodnenie.

Štvrtý výskyt proluviálno-soliflukčných sedimentov sa zaznamenal na severnom úpätí Devínskych Karpát medzi Devínskou Novou Vsou a Dúbravkou. V tektonicky predisponovanej erozívnej znížene sa spod sz. svahov Dúbravskej hlavice (357 m n. m.) cez Veľkú lúku až po miestnu časť Kamenáče tiahne morfológicky výrazný svahový prúd ústiaci do *stupavsko-lamačskej zníženy*. V jeho telese sa nachádza prevažne hruboklastický neopracovaný alebo slabo opracovaný, prevažne nezvetraný materiál, uvoľnený z okolitých hornín (pozri geologickú mapu). Ide o solifluované svahoviny ako produkty mrazového zvetrávanie v podmienkach periglaciálnej klímy.

Popri chaoticky uložených nezvetraných úlomkoch, balvanoch až blokoch prevažne kremencov, menej kryštalických bridlic a karbonátov, sa v materiáli nachádzajú hrubozrnné piesky a hliny. V distálnych zónach svahový prúd prekrýva tenká vrstva deluviálno-fluviálnych sedimentov (18). Na rozdiel od opísaného kužeľa, pri Kuchyni sú v tomto svahovom prúde úlomky hornín a hrubozrnný piesok aj na povrchu. Priemerná hrúbka tohto, taktiež zvodneného telesa sa v jeho osovej časti pohybuje odhadom v rozmedzí 10 – 20 m.

Deluviálne sedimenty

31 piesčito-balvanovité až blokované svahoviny a sutiny

Ide o špecifický hruboklastický derivát deluviálnych sedimentov (29, 28). Na tomto území sa zistili iba dva výskyt.

V prvom prípade ide o malý výskyt v priľahlej časti Karpát na SV od kóty 430 Vajarská v hornom úseku Suhej doliny (Špičková dolina) okraja krasovej plošiny budovanej *wettersteinskými vápencami* považského príkrovu hronika. V úpätnej časti nižšieho svahu a v dne doliny sa tu zachovali erozívne zvyšky ílovito-piesčitých, výrazne balvanovitých až blokovitých sedimentov vápencov.

Druhý výskyt je väčší a nachádza sa na S od Kuchyne na malej plošine okraja Kuchynskej hornatiny nad vyústením potoka Vývrat do Podmalokarpatskej zníženy. Na plochom povrchu kratšej rázsochy sa tu zachovali erozívne zvyšky piesčitých, výrazne balvanovitých až blokovitých sedimentov pochádzajúcich zo štrkov, balvanov, blokov a úlomkov hornín podložného *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu (111).

V zahlinených hrubopiesčitých pieskoch je veľké množstvo prevažne subangulárnych, občas angulárnych balvanov (\varnothing 20 – 30 cm) a hrubých štrkov (\varnothing 10 – 15 cm). Okrem toho sa v sedimente sporadicky nachádzajú väčšie balvany (\varnothing do 50 cm) a občas aj veľmi veľké bloky (\varnothing 1 – 1,5 m). Miestami sa našli aj bloky

s \varnothing do 2 m. Hlavnú horninovú náplň tvoria kremence, kremene a vápence. Najväčšie rozmery, podobne ako na iných miestach, dosahujú bloky kremencov, no ako na jedinom zistenom mieste sa tu nachádzajú aj rovnako veľké bloky vápencov.

Z celkového pohľadu ide o druhotne soliflukčne rozvlečené balvanovito-blokovité sedimenty podložia, ktoré majú dnes podobu hrubých blokovísk a na menších plochách až kamenných morí. Hrúbka akumulácie je veľmi premenlivá a s výnimkou veľkých rozmerov blokov sa pohybuje v rozmedzí 0,5 – 1 m, zriedkavo 2 m.

30 kamenité, piesčito-kamenité až piesčito-balvanovité osypy a sutiny

Ide o sedimenty viazané na najexponovanejšie svahy s výstupom skalného podložia. V rámci regiónu sa vyskytujú len v príľahlej časti Malých Karpát na sz. úbočí masívu Veľkého Peterklina (587 m n. m.) a na malom úseku jz. zakončenia masívu Vápennej (752 m n. m.).

Na prvej lokalite ide o produkty mechanického zvetrávania skalného podložia deponované v úpätných častiach svahov, príľahlych k j. zakončeniu Bukovskej brázdy vo formách prerušovaných pokryvov (kolúvií). Poloostrohanný materiál druhotne soliflukčne rozvlečených balvanovito-blokovitých sedimentov pozostáva prevažne z blokov paleovulkanitov *malužinského súvrstvia* (bazaltoidné andezity) a je premiešaný s hrubozrnným pieskom.

Na druhej lokalite ide o pravé osypové kužele zložené z úlomkov hornín mezozoika, najmä *gutensteinských vápencov* rôznej veľkosti, od drobných úlomkov až po bloky (\varnothing do 1 m). Hruboklastický materiál mezozoika (vápence a dolomity) je obohatený o vápnitú piesčitú zložku, ktorá dominuje najmä v horných častiach osypových kužeľov. Väčšinou ide o druhotne soliflukčne rozvlečené balvanovito-blokovité sedimenty produktov mrazového zvetrávania, resp. až skalného rútenia. Sedimenty majú podobu osypov, hrubých blokovísk, kamenných prúdov až kamenných morí.

29 hlinito-kamenité, piesčito-kamenité až balvanovité svahoviny a sutiny

Sedimenty tvoria plošne najrozsiahlejší a objemovo najväčší litotyp kvartérnych usadenín v zobrazených častiach Pezinských a Devínskych Karpát. Ide prevažne o erozívno-gravitačné sutiny vzniknuté zvetrávaním podložných hornín kryštalinika a mezozoika a ich následným posúvaním v smere spádnice po svahu ronom, soliflukciou a gravitačnými pohybmi, prípadne aj blokovými sklzmi.

Výraznejšie pokryvy (plášte) sa zachovali v úpätných častiach svahov Bielych hôr, Plaveckého predhoria, Bukovskej brázdy a Kuchynskej hornatiny. Ide o prerušované pásmo po obvode pohoria od Prieval po Rohožník a o výskyty medzi dolinou potoka Vývrat a dolinou Maliny v Kuchyni, na svahoch hornatiny na S od Perneka a prerušované po obvode pohoria od Marianky cez Záhorskú Bystricu, Lamač, Dúbravku, Devínsku Novú Ves až na j. okraj pohoria v Devíne a na svahy Devínskej Kobyly (514 m n. m.).

Okrem Malých Karpát sa hlinito-kamenité delúviá vyskytujú aj na svahoch príľahlej časti Chvojníckej pahorkatiny. Okrem úpätných častí vonkajších svahov tieto sedimenty v pohorí lemujú úpätia horských dolín, vypĺňajú dná dolín bez aktívneho toku a nachádzajú sa aj v medzirázsochách chrbtov. V miestach s výstupom podložných zlepcov neogénu sa laterálne zastupujú s príbuznými deluviálnymi štrkopieskovými sedimentmi okraja pohoria (27, 28). V južnej časti pohoria často nadväzujú na eluviálno-deluviálne zvetraniny (33).

Hliny a piesčité hliny tohto litogenetického typu obsahujú premenlivé množstvá úlomkov hornín až blokov, ktoré v nich často prevládajú. Hlinito-kamenité sedimenty sú v celku tvorené sivými a sivohnedými piesčitými hlinami s premenlivým, no zväčša veľkým podielom ostrohrannej drviny, miestami gravitačných blokov mezozoických vápencov a granitoidov, migmatitov, rúl a svorov kryštalinika. Petrografické zloženie úlomkov hornín závisí od zdrojovej oblasti, t. j. od podložných hornín. V profiloch je možné sledovať dve nevýrazné súvrstvia. V spodnej časti sú sedimenty obyčajne viacej kamenité, blokovité, v nadloží viac hlinité a úlomkovité, s preplavenými polohami hlin a humózných hlinitých pôdnych sedimentov. V okolí výstupov granitoidov sú sedimenty viac piesčité.

Hrúbka hlinito-kamenitých a piesčito-kamenitých svahovín je premenlivá a závisí od expozície svahov. Celkove prevláda hrúbka 2 – 3 m a zväčša nepresahuje 5 m. Na mapách je vyznačená len hrúbka odhadom presahujúca 2 m.

28 hlinité a piesčito-hlinité štrky a úlomky hornín

27 resedimentované hlinité až piesčito-hlinité štrky, ojedinele s úlomkami hornín

Ide o príbuzné, miestami (napr. na západnom úpätí Malých Karpát) ťažko vzájomne odlišiteľné druhy svahových sedimentov. Na mape sú tieto uloženiny rozčlenené len na základe prevahy obsahu štrkovej zložky nad zložkou poloopracovaných až neopracovaných úlomkov hornín v sedimente.

Oba uvedené subtypy akumulácií majú v regióne pomerne hojné zastúpenie tak počtom výskytov, ako aj ich plošným rozsahom. Nachádzajú sa najmä na jz. úpätí Brezovských Karpát medzi Osuským a Jablonicou, na s. a sz. úpätí Pezinských Karpát medzi Jablonicou a Prievalmi s pokračovaním na JZ po Plavecký Peter a na J od Rohožníka na úpätí Kuchynskej hornatiny a Stupavského predhoria, na svahoch pohoria na Z od Záhorskej Bystrice a južnejšie v Bratislave-Dúbravke. Všade na uvedených miestach lemujú výstupy neogénnych piesčitých štrkov až balvanov a úlomkov hornín karpatského *jablonického zlepenca* (119, s. časť pásma) a *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu (111, j. časť pásma).

Rozsiahle plochy výskytu deluviálnych štrkov sa zaznamenali v s. časti Boru v oblasti vyšších tektonických kryh Lakšárskej pahorkatiny (*lakšárska čiastková elevácia*). Nachádzajú sa v priestore Borský Mikuláš – Borský Peter – Lakšárska Nová Ves – Bílkove Humence. Sedimenty pochádzajú z uvoľnených strednobádenských štrkov a pieskov *žížkovských vrstiev jakubovského súvrstvia* (107).

Zmiešané sedimenty obsahujúce opracované štrky a iné poloopracované až angulárne úlomky približne v rovnakom pomere (28) sa nachádzajú v úpätnom pásme od vyústenia Maliny v Kuchyni až takmer po Pernek a na malom úseku na S od Jablonového. Južnejšie od Jablonového a v celom Stupavskom predhorí až po Záhorskú Bystricu prevažujú v sedimentoch rôzne opracované štrky s menšou prímесou ostrohrannejších klastov hornín (27). Na plošinách Stupavského predhoria tento subtyp akumulácie dominuje a zaberá najväčšie plochy, hoci jej hrúbka je len zhruba 2 m.

Vyčlenené deluviálne sedimenty centrálneho pásma Boru, úpätného pásma a plošín predhoria celkovo pozostávajú zo zahlienených, štrkov, úlomkov hornín a pieskov. Formovali sa pôsobením ronu, splachu a soliflukcie a sú poznačené litologickým zložením podložných neogénnych sedimentov a kvartérnych proluviálnych sedimentov. Hliny na povrchu majú miestami sprašový charakter, sú ílovité, v nižších úrovniach viac piesčité, občas obsahujú aj samostatné hrubšie telesá jemnozrnnejších pieskov. Farba hĺn je žltosivá, hnedá až hrdzavohnedá, pri prevahe ílu svetlosivohnedá. V nižších vrstvách akumulácií prevažujú hrubozrnne piesčité štrky s prímесou menej opracovaných až takmer neopracovaných úlomkov hornín. Piesky sú prevažne stredozrnne, v zónach premiešania s klastami granitoidov výrazne hrubozrnne a sfudnaté. Vo farebných odtieňoch pieskov dominuje žltá a hrdzavožltá farba, občas sú bielo až okrovo šmuhované. Štrky kremencov sú dobre opracované, granity sú viac zvetrané až rozpadavé a poskytujú materiál hrubozrnneho piesku. Prevahu majú hrubozrnne štrky (\varnothing 5 – 10 cm) a nápadná je častá prítomnosť balvanov (\varnothing 10 až 30 cm). Občas sa v sedimentoch na medzidolinových plošinách vyskytujú aj bloky kremencov s \varnothing viac ako 50 cm. Väčšie bloky spodotriasových kremencov dosahujúce rozmery 2 – 5 m, ktoré sa sporadicky vyskytujú na povrchu plošín Stupavského predhoria jv. od Lozorna, pravdepodobne tvoria už súčasť *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu (111).

Litologicky v sedimentoch prevažujú rozličné granitoidné horniny nad kremencami a žilným kremeňom. Prítomné sú aj úlomky kryštalických bridlíc, v severnej časti aj vápnitých bridlíc a rozličných druhov vápencov. Polohy odvápnených alebo slabo vápnitých hĺn a piesčitých hĺn sú faunisticky sterilné. Hrúbka piesčito-hlinitých a štrkovito-kamenitých deluviálnych sedimentov sa na východnom okraji územia pohybuje v rozpätí 2 – 12 m. Deluviálne štrky sú veľmi často premiešané s mladými eolickými pieskami (15), alebo sú nimi až pokryté, a po obvode aj staršími piesčitými formáciami (36).

Piesčito-hlinité deluviálne štrky (27) sa okrem uvedených úpätných častí pohoria a s. časti Boru vyskytujú aj po obvode hrán morfológicky vyvýšených stredno- a vrchnopleistocénnych fluviálnych terás Moravy (80, 73, 64, 58, 53, 52). Na v. okraji Záhorských pláňav na hranici s naviatymi pieskami Boru sa sedimenty tiahnu pozdĺž výstupov piesčitých štrkov riečnych terás od Borského Svätého Jura cez Sekule, Moravský Svätý Ján, Závod, Veľké Leváre, Malacky až po Plavecký Štvrtok (na S od Kamenného mlyna pri štátnej ceste a pri hlavnej železničnej trati). Ďalej smerom na J od Plaveckého Štvrtka až po skládku odpadu j. od Zohora (Šusterova jama) je pásmo výskytov prerušené, pretože sa v týchto miestach nevyskytujú ani stredné riečne terasy.

Deluviálne piesčito-hlinité štrky sa znova objavujú až po obvode fluviálnych sedimentov riečnych terás Moravy (73, 58, 52, 45) a proluviálnych sedimentov Stupavského potoka (75, 59), situovaných na vyšších neogénnych kryhách *stupavskej* a *devínskonovoveskej elevácie* (Novoveská plošina). Obdobná situácia je aj v Devínskej Novej Vsi na s. okraji Devínskej Kobyly.

Deluviálne piesčito-hlinité štrky zaberajú najväčšie plochy v s. časti Boru v okolí výstupov starších terás Moravy v širšom okolí Borského Sv. Jura, na V od Závodu a v okolí Studienky.

Všade na uvedených lokalitách tieto sedimenty zaberajú najmä úpätné časti okrajových svahov terasových plošín a dná kratších úvalín. Ide o štrky, piesky a hliny pôvodných fluviálnych terasových a proluviálnych sedimentov, resedimentované na krátku vzdialenosť a rozvlečené na svahy. V akumuláciách výrazne prevažujú stredozrnne (\varnothing 2 – 5 cm), dobre opracované štrky. Hrubozrná frakcia je len ojedinelá. Piesky sú stredno- až hrubozrnne a veľmi zahlienené. Petrograficky v štrkoch dominujú kremence a kremeň (75 %), nasledujú rozličné kremenné pieskovce a granitoidy (asi 20 %). Sporadické telesá jemnozrnnych kremitych pieskov majú eolický charakter prenosu. Hrúbka akumulácií sa pohybuje medzi 1,5 – 5 m.

Piesčité deluviálne štrky j. okraja Lamačskej brány v Dúbravke pochádzajú zo sedimentárnej výplne *stupavsko-lamačskej zníženi* vyplnenej štrkami a pieskami *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu (110, 111). Na rozdiel od opísaných akumulácií lemov riečnych terás, v sedimentoch okraja depresie sa opäť objavujú menej opracované stredno- až hrubozrnné štrky. Petrograficky v nich dominujú zvetrané granitoidy nad kremencami a kryštalickými bridlicami. Piesčitá frakcia je výrazne hrubozrnná. Akumulácia na úpätiach svahov dosahuje maximálnu hrúbku 8 m.

26 piesčité hliny až hlinité piesky s ojedinelými úlomkami hornín

Deluviálne hlinito-piesčité sedimenty majú v regióne významné plošné rozšírenie, hoci ich výskyt je vyhradený len na zdrojové miesta s dostatkom piesčitej zložky. Najviac rozšírené sú na miernejších plochých svahoch, plošinách, prípadne úpätiach svahov vyšších tektonických kryh v s. časti Boru, na svahoch priľahlej časti Chvojnickej pahorkatiny, najmä v širšom okolí Čár a na svahoch Stupavského predhoria a po jeho obvode, kde svojim výskytom indikujú prítomnosť výstupov strednobádenských pieskov (106) a piesčitých ílov *jakubovského* (104) a *devínskonovoveského súvrstvia* (111), resp. pieskov a pieskovcov vrchnobádenských *sandberských vrstiev* (99). Na vyšších neogénnych kryhách Boru aj na kryhách budovaných *čárskym súvrstvom* vrchného panónu (86), ktoré tvoria mierne vyvýšeniny medzi Malackami a Plaveckým Štvrtkom, hlinito-piesčité delúviá lemujú plochy s výskytom eolických pieskov a piesčitých štrkov fluviaálnych stredno-pleistocénnych terás Moravy (73, 70, 64, 62). Tieto sedimenty rovnako tvoria distálnu zložku hlinito-štrkových a hlinito-kamenitých delúvií lemujúcich plochy rozšírenia fluviaálnych terasových a proluviaálnych sedimentov (pozri geologickú mapu).

Litofaciálne zloženie hlinito-piesčitých delúvií je okrem spomínaných zdrojových výstupov piesčitých neogénnych a kvartérnych fluviaálnych sedimentov ovplyvnené aj prítomnosťou resedimentovaných sprašových hĺn (34) a polygenetických svahových hĺn (25) vrátane splachov recentného pôdneho pokryvu. Ide prevažne o sivé, sivožlté až sivohnedé a hnedé odvápnené piesčité hliny, hlinité piesky až piesky s množstvom hlinitých závalkov a drobných úlomkov pevnejších hornín, resp. drobných štrkov.

Celková hrúbka sedimentov sa pohybuje väčšinou v rozmedzí 1 – 3 m, no na úpätiach svahov Chvojnickej pahorkatiny môže byť až 10 m. Väčšina akumulácií stratigraficky prináleží do obdobia najmladšieho pleistocénu až spodného holocénu. Ich kontinuálna stavba je narušaná eróziou a vložkami sedimentov geneticky blízkych deluviaálnych variet, s ktorými tvoria časté litofaciálne prechody.

25 hliny až piesčité hliny

Svahové hliny tvoria prechodný genetický litotyp medzi sprašovými hlinami (34) a ostatnými varietami deluviaálnych sedimentov, najmä piesčitých (26) a štrkovitých (27) hĺn, prípadne deluviaálno-fluviaálnych splachov (16, 17). Na rozdiel od čiastočne vizuálne podobných deluviaálno-fluviaálnych piesčito-hlinitých až hlinitých splachov (16), viazaných najmä na dná úvalín a suchých dolín, sa tento typ sedimentov vyskytuje len ojedinele na mierne sklonených svahoch priľahlej časti Chvojnickej pahorkatiny od Čár až po Jablonicu, na priľahlej časti Stupavského predhoria, vždy v oblasti výskytu sprašových hĺn alebo podložných neogénnych ílov, prípadne v Bukovskej brázde na podložných ílovcach paleogénu (pozri geologickú mapu).

Všeobecne akumuláciu reprezentujú prevažne rozličné odvápnené hliny, a to od výrazne humusových až po prachovité a sporadicky jemnopiesčité hliny s detritom aj bez neho. Litofaciálne zloženie hlinitých sedimentov je poznačené okolitými výstupmi piesčitých ílov neogénu a sprašových hĺn, prípadne iných variet deluviaálnych sedimentov. Ich farba má mnoho odtieňov, od sivej cez sivožltú a žltohnedú až po svetlohnedú a hrdzavohnedú.

Genéza svahových hĺn je výsledkom kombinácie mnohých procesov. Spodnú, jemnopiesčitú hlinu tvoria produkty zvetrávania materskej horniny in situ a neskôr bola narušená soliflukciou. Stredná, hlinito-ílovitá časť má morfológiu aj habitus podobné sprašovým hlinám. V hline je badateľný pohyb hmôt po svahu, správaný intraformačnými splachmi. Hrúbka svahových hĺn nepresahuje 4 m.

24 litofaciálne nečlenené hlinité, hlinito-piesčité až hlinito-kamenité svahoviny a sutiny

Napriek tomu, že deluviálne sedimenty pozostávajú z veľkého množstva vyčlenených litologických derivátov, resp. variet charakterizovaných prevahou príslušnej frakcie, vyskytujú sa aj „svahoviny“, pre ktoré nebolo možné v dôsledku častého striedania frakcií technicky stanoviť reprezentačný litofaciálny typ. Pri tomto subtype ide teda prevažne o zmes už opísaných deluviaálnych až deluviaálno-soliflukčných akumulácií, frakčne pozostávajúcich z piesčito-kamenitých a piesčitých cez hlinito-kamenité a hlinito-piesčité až po hlinité, s lokálnym prechodom do sprašových hĺn.

Striktne vzaté, tieto sedimenty sú vyvinuté a zachované v mnohopočetných oddelených výskytoch takmer na celom zobrazenom území Malých Karpát, kde sa ich výskyty viažu najmä na dná a svahy kratších su-

chých dolín, resp. na závery dolín s občasným tokom. Na mape sú vyznačené drobné výskyty v pásme od Prieval po Rohožník, v príľahlej časti Bukovskej brázdy a v pásme od Borinky po Lamač, ktorých hrúbka odhadom prevyšuje 2 m.

Na tvorbe zmiešaných delúvií sa uplatňovali prevažne gravitačné procesy spojené s rôznym druhom zvetrávania v podmienkach zvýšenej energie odnosu. To zapríčinilo, že v centrálnejších a najexponovanejších častiach pohoria (mimo zobrazeného územia) sú tieto sedimenty často jediným reprezentantom kvartérnej akumulácie a označujú sa ako „horský kvartér“.

Deluviálno-proluviálne sedimenty

23 piesčité hliny s úlomkami hornín v dejekčných kuželoch

22 piesčité hliny so štrkami v dejekčných kuželoch

21 piesčité hliny až hlinité piesky v dejekčných kuželoch

20 hliny až piesčité hliny v dejekčných kuželoch

Deluviálno-proluviálne sedimenty predstavujú kombináciu deluviálnych sedimentov (svahovín a sutín) redeponovaných na kratšiu vzdialenosť, ktoré boli akumulované v typickej forme proluviálnych vejárov dejekčných kuželov. Väčšinou ide o strmšie, morfológicky výrazné výnosové kužele menších rozmerov, ale zistili sa aj menej strmé (plytšie) formy väčších plošných rozmerov.

Materiál všetkých dejekčných kuželov svojím charakterom predstavuje produkt sporadickej aj cyklickej, zväčša však náhlejšej privalovej vody, spôsobenej náhlymi klimatickými udalosťami. Litologická náplň telies kuželov je totožná s náplňou deluviálno-fluviálnych splachov (19 – 16) dnovej výplne úvalín, dolín, výmoľov a iných znížení reliéfu, na ktoré tieto sedimenty geneticky nadväzujú. Na základe toho sa deluviálno-proluviálne sedimenty členia na celý rad litologických variet, ktoré sú na mape znázornené štyrmi základnými subtypmi (23 – 20).

Najväčšie a najpočetnejšie výskyty rozličných variet dejekčných kuželov na študovanom území sa zaznamenali v priúpätnom pásme Malých Karpát od Cerovej-Lieskového po Prievaly a priebežne od Kuchyne po Bratislavu-Lamač, v Bratislave-Devínskej Novej Vsi a na z. ohraničení Novoveskej plošiny oproti nive Moravy. Okrem tohto pásma sú ďalšie výskyty na pravobreží nivy Myjavy na svahoch Chvojnickej pahorkatiny od Čár cez Šaštín-Stráže po Dojč a na z. ohraničení Boru od Borského Svätého Jura po Závod. Všetky výskyty sa viažu na miesta vyústenia bočných suchých úvalinovitých dolín až úvalín a občas aj výmoľov (pozri geologickú mapu).

Dejekčné kužele úpätného pásma od Cerovej-Lieskového po Prievaly obsahujú materiál pochádzajúci z vápnito-piesčitého tmelu neogénneho *jablonického zlepenca* (119) karpatského veku. Ide prevažne o piesčité a štrkovito-kamenité hruboklastické sedimenty miestnych malokarpatských potokov, chaoticky uložené do strmších kónusov. Petrograficky prevažujú obliaky mezozoických vápencov a kremencov. Objavujú sa aj obliaky kremeňa, rohovcov, kriedových a paleogénnych pieskovcov, ale aj granitoidov a fylitov (22).

Významné sú kužele priúpätného pásma Kuchynskej hornatiny na J od Kuchyne, paralelné kužele úpätia Stupavského predhoria medzi Jablonovým a Lozornom, ako aj sporadické kužele v prerušovanom pokračovaní úpätného pásma po Stupavu. Materiál uvedených kuželov pochádza prevažne z neogénnych sedimentov *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu (111) a tvoria ho prevažne hlinito-štrkovité a piesčito-štrkovité, chaoticky uložené sedimenty (22). Obdobný materiál sa nachádza v telesách malých a strmších výnosových kuželov zakončenia krátkych úvalín na z. okraji staršej strednopleistocénnej terasy Moravy (73, 72). Ide o redeponované fluviálne štrky, ktoré sú v telesách dejekčných kuželov výrazne obohatené o piesčitú až ílovito-piesčitú zložku. Povrch tvoria preplavené piesky s hlinami.

Hlinitý, hlinito-ílovitý (20) až hlinito-piesčitý materiál (21) prinášaný občasnou kalovou vodou obsahujú dejekčné kužele Chvojnickej pahorkatiny, kužele úpätia Stupavského predhoria medzi Lozornom a Stupavou, ako aj v okolí Stupavy. V telesách kuželov je možné objaviť zóny spláchnutých spraší bez prítomnosti úlomkov hornín striedajúce sa s piesčitými, resp. iba drobnoštrkovitými zónami.

Na z. úpätií Pezinských Karpát a s. úpätií Devínskych Karpát sa vyvinuli kužele s prevahou hlinito-kamenitého až hlinito-piesčito-kamenitého, chaoticky uloženého materiálu (23) prinášaného občasnou privalovou vodou. Najvýraznejšia je sústava paralelných dejekčných kuželov vytvárajúca kolúviá medzi Prievalmi a Plaveckým Mikulášom a medzi Záhorskou Bystricou a krematóriom v Lamači. Maloplošné vnútrohorské dejekčné kužele boli identifikované v miestach vyústenia kratších suchých dolín do doliny Stupavského potoka v okolí Borinky.

Formovanie dejekčných kužeľov sa začalo v neskorom glaciáli, no podstatná časť telies sa sformovala až v období holocénu. Sedimentačne je miestami spätá aj s formovaním nívneho krytu, do ktorého môže prstovite zasahovať. Hrúbka telies dejekčných kužeľov sa pohybuje medzi 3 – 8 m.

Deluviálno-fluviálne sedimenty

19 splachové (ronové) piesčité hliny s úlomkami hornín

18 splachové (ronové) piesčité hliny so štrkami

17 splachové (ronové) hliny, piesčité hliny až hlinité piesky

16 splachové (ronové) hliny

Výskyt uvedeného typu sedimentov je v regióne veľmi častý. Okrem nivy Moravy vrátane nív jej prítokov je priebežne rozšírený po celom študovanom území (pozri geologickú mapu). Vyčlenené uloženie tvoria prechodnú fáciu medzi rozličnými varietami deluviálnych a fluviálnych nívnych sedimentov. Vyskytujú sa ako priame a bezprostredné pokračovanie fluviálnej nívnej výplne dno dolín smerom nahor do úvalinovitých dolín, úvalín, resp. horných úsekov dolín bez stáleho aktívneho toku alebo ako pozdĺžne lemy nív na úpätiach svahov dolín. Na okraji pohoria často prechádzajú do deluviálno-proluviálnych dejekčných kužeľov (23 – 20).

Najvýraznejšie plošné rozšírenie majú v dnách úvalinovitých dolín a na úpätiach miernych svahov Chvojnickej pahorkatiny a Stupavského predhoria a v medzidunových zníženinách, úvalinách a okrajoch presypov eolických pieskov Boru. Hojne sa vyskytujú aj na okrajoch terás Záhorských pláňav, na j. úpäti Devínskej Kobyly, v Lamačskej bráne, na okrajoch Novoveskej plošiny, v zníženinách povrchu náplavových kužeľov Podmalokarpatskej zníženiny a na úpätiach aj v suchých dolinách zobrazenej časti Malých Karpát (pozri geologickú mapu). Akumulácie sú sústredené do nepravidelných, často veľmi dlhých a tenkých línií, končiacich sa buď kontinuálnym prechodom do fluviálnych holocénnych nív, alebo do opísaných svahovín.

Deluviálno-fluviálne sedimenty v závislosti od dominujúcej faciálnej zložky tvoria celý rad jednotlivých litologických derivátov, ktoré sú na mape sústredené do štyroch základných subtypov (19 – 16). Väčšinou ide o akumulácie jemných, plošne (ron) spláchnutých častí vyššie položeného pôdneho pokryvu (hnedozeme, hnedé lesné pôdy, rendziny a i.), ale aj jeho materského substrátu (kvartérne spraše, sprašové hliny, eolické piesky, štrky a úlomky hornín; neogénne íly, silty, piesky, štrky a úlomky sedimentárnych hornín). Spláchnuté môžu byť aj svahové sedimenty premiestnené na krátku vzdialenosť, obsahujúce klastický horninový materiál starších geologických útvarov, prípadne sedimenty pochádzajúce zo starších kvartérnych akumulácií fluviálnych terás a proluviálnych kužeľov. Splachy na strmších svahoch úvalín niekedy prechádzajú do výmoľovej erózie, čím sa narúšajú aj podložné pieskovo-ílové a štrkové súvrstvia neogénu, resp. granitové zvetraniny (33).

V oblasti výskytu eolických pieskov (37, 36, 15) na Záhorských pláňavách, v Bore a na mnohých ďalších miestach sú veľmi časté rozsiahle, zväčša pozdĺžne akumulácie hrdzavých, žltých a žltohnedých hlinitých pieskov až sivohnedých piesčitých hlin s premenlivým obsahom tmavosivého až tmavohnedého spláchnutého humusu (17). Takéto, prevažne piesčité splachy tvoria výplne úvalín a medzidunových priestorov hrubé asi 2 – 3 m (lokálne až 4 m), ako aj pokryvy po obvode výskytov eolických pieskov.

Do tejto kategórie (17) sú zaradené aj piesčité splachy s prítomnosťou ojedinelých obliakov drobných štrkov (\varnothing 0,5 – 2 cm) lemujúce výstupy nízkych fluviálnych terás v piesčitom vývoji (41). Takéto sedimenty sa zaznamenali na väčších plochách medzi Malými Levármí, Gajarmi a Jakubovom, na V od Jakubova a na JV od Lábu. Ich hrúbka sa pohybuje okolo 2 m.

Na príľahlej časti Chvojnickej pahorkatiny aj na J od Šaštína-Stráži a na Stupavskom predhorí sú v deluviálno-fluviálnych sedimentoch typické hliny (16), piesčité hliny (17), hlinité piesky, piesčité štrky a štrky (18). Tunajšie splachy dosahujú hrúbku 1 – 3 m. Piesčité štrky a piesky s menším obsahom hlin (18) tvoria náplň splachov okraja výskytov fluviálnych terás a proluviálnych kužeľov, no vyskytujú sa aj na ich povrchu ako výplň plytkých znížení a úvalín.

Ďalej od úpätia svahov pohoria alebo na ílovito-piesčitom a ílovitom neogénnom podloží sa vyskytujú hlinité splachy s menším obsahom piesku (16). Takéto sedimenty nachádzame v okolí Marianky a medzi Mariankou a Záhorskou Bystricou, ako aj v samotnej Lamačskej bráne.

V príľahlých častiach Malých Karpát sú splachy zložené z hlinitých pieskov s úlomkami hornín, pričom tie v mnohých prípadoch v sedimente prevažujú (19). Plošne najrozsiahlejšie výskyt splachov s úlomkami až balvanmi sa zaznamenali na rozhraní pohoria a nížiny na SV od Rohožníka a Kuchyne, ako aj pri Prievaloch. Materiál v pohorí je všeobecne slabo vytriedený, občas zvrstvený. Najväčšia hrúbka splachov, 1 – 4 m, je na úpätiach svahov.

15 eolické jemnozrné nevápnité piesky (neskorý würm – holocén)

Uvedené sedimenty predstavujú významný genetický prvok finálneho štádia vrchnopleistocénnej eolickej sedimentácie s pokračovaním do holocénu a v niektorých prípadoch až do recentu. Tento prvok je typický pre oblasť Záhorských pláňav, západnú náveternú časť Boru, priľahlú okrajovú časť Chvojnickej pahorkatiny a celkovo pre okrajové časti hlavných más dunových komplexov vrchnopleistocénnych eolických formácií *centrálneho pásma* Boru (pozri geologickú mapu).

Popri vrchnopleistocénnych pieskoch (37, 36) sú najmladšie eolické piesky aj významným reliéfovým prvkom dotvárajúcim celkový morfológický krajinný ráz. Vytvárajú rozličné mladé nepravidelné formy depozície, od izolovaných ostrovčekovitých malých presypov cez súvislé, slabo až nepatrne zvlnené pokryvy až po takmer rovné tabule.

Na základe starších prác Hromádku (1935) a Minaříkovej (1969), ako aj vlastných zistení je možné oblasti výskytu eolických pieskov rozdeliť na štyri pásma, pričom prvé pásmo, označované ako *pásmo nivy Moravy*, a štvrté pásmo, označované ako *stupavsko-novoveské pásmo*, tvoria výhradne, resp. najmä najmladšie akumulácie eolických pieskov (15).

V *pásme nivy Moravy* sa eolické piesky vyskytujú priamo v nive Moravy len ako sústava postgeneticky fluválne izolovaných ostrovov nízkych presypov väčších aj menších rozmerov a tenkých, mierne zvlnených pokryvov, deponovaných pravdepodobne v období najmladšieho štádiálu würmu až holocénu na vrchnopleistocénnych terasových „ostancoch“ dnovej akumulácie (45, 41) alebo pieskoch agradačných valov (38). Tak je to napr. v miestnej časti Borová pri štátnej hranici s Rakúskom medzi Moravským Svätým Jánom a Malými Levármí, v miestnej časti Pri čiernom kruhu na Z od Gajár alebo na viacerých miestach medzi Záhorskou Novou Vsou a Vysokou pri Morave.

Celkovo ide o pôvodne staršie, prevažne vrchnopleistocénne piesky previate v postglaciáli a v staršom holocéne, zväčša na krátku vzdialenosť. V sedimente podľa Minaříkovej (1969) výrazne prevláda jemnozrná piesčitá frakcia (0,25 – 0,1 mm – asi 80 %). Zrná sú prevažne stredne opracované, s nižším stupňom zaoblenia. Petrograficky sú v závislosti od starších pieskov v z. časti vytriedené horšie, vo v. časti sú vytriedené. Popri menšom obsahu draselných živcov (do 30 %) a plagioklasov obsahujú aj glaukonitické pieskovce a ruly moravskej proveniencie a šupinky muskovitu a chloritu. Obsah kremeňa sa pohybuje v hodnotách do 70 %. Piesky majú žltosivú až sivú farbu, občas sú prítomné hrdzavé vrstvy. Rovnako občasné sivé až tmavosivé sfarbenie spôsobujú organické zvyšky hmoty. Hrúbka presypov je rozdielna, zväčša sa pohybuje v hodnotách do 5 m. Najväčšia je v presype Jelení hrb v jv. časti Vysokej pri Morave, až 14 m. Podľa uvedených parametrov ide o najmladšie piesky pochádzajúce z konca glaciálu.

Najmladšie eolické piesky v menšej hrúbke pokrývajú aj rozsiahle plochy pleistocénnych fluvialných terasových systémov Moravy prerušované od Kútov cez Sekule, Moravský Svätý Ján, Závod, Malé a Veľké Leváre, Gajary, Jakubov a Láb, kde sa popri starších pieskových formáciách (36) zúčastňujú na geologickej stavbe druhého, *lábsko-gajarského pásma* eolických pieskov.

V rámci tretieho pásma, nazývaného *centrálne pásmo* eolických pieskov, sa mladé piesky začínajú objavovať už na okraji nivy Myjavy. Pokrývajú jej najmladšie terasové akumulácie na jej ľavobreží približne od Šajdíkových Humenec cez Borský Mikuláš (fototab. IX, obr. 1) po Borský Svätý Jur.

Mladé eolické piesky nachádzame aj na okraji Podmalokarpatskej zníženi, kde lokálne pokrývajú pleistocénne proluválne systémy náplavových kužeľov malokarpatských potokov.

Na v. okraji Boru je pásmo mladých eolických pieskov morfológicky výraznejšie, ale plošne menej rozsiahle. Náveje eolických pieskov sú deponované na povrchu starších eolických formácií a nie sú kompaktné, ale prerušované, resp. zoskupené do väčších i menších „ostrovov“ rôznych plošných tvarov. Severnú hranicu tvorí niva Myjavy, ktorá zároveň v smere Z – V ohraničuje aj celé terasové pásmo.

Formy depozície eolických pieskov na starších piesčitých formáciách sú rôzne. Prevažuje mierne zvlnený plochý pokryv (tabuľa) s hrúbkou pieskov 2 – 3 m, ktorý je typický pre západnú časť územia, prípadne pre niektoré izolované ostrovy na V až JV od pásma mokradí Podmalokarpatskej zníženi. V takomto plochom a relatívne tenkom pieskovom pokryve sa vyskytujú občasné zníženi – deflačné okná – s obnaženým povrchom podložnej nízkej terasy Rudavy v piesčitom vývoji (41).

Viac zvlnený plochý pokryv s občasnými dunami bočníkovitého tvaru je typický pre východný okraj Boru, a to v miestach jeho prechodu do okolitých nív. Medzidunové a iné úvalinové zníženi sú v týchto miestach vyplnené deluviálno-fluviálnymi hlinito-piesčitými splachmi (17). Hrúbka pieskov v dunách narastá na 6 m. Do uvedených foriem depozície možno zaradiť aj zvlnené izolované ostrovy pieskov na S od Rohožníka, kde jednotlivé duny dosahujú hrúbku do 8 m.

Mladé eolické piesky v. okraja Boru sú previate na kratšiu až strednú vzdialenosť z deflačných zón tvorených piesčitými eolickými akumuláciami (36). V celom pásme ide o polydisperzné stredno- až jemnozrné monomodálne, zrnitostne stredne až dobre vytriedené žltosivé, sivé a svetlosivé piesky. Jemnozrná piesčitá frakcia (0,25 – 0,1 mm) tvorí asi 75 – 80 % celkového objemu, zvyšok pripadá na strednozrné piesky.

Zrná sú prevažne polozaoblené a poloostrohranné (60 – 90 %), menej však dokonale zaoblené (8 – 10 %). Mineralogicky sú tieto piesky vytriedené horšie. Obdobne ako v západnom pásme výskyto, aj v pieskoch v. okraja popri 70 – 80 % obsahu kremeňa tvoria významný podiel (okolo 18 – 20 %) draselné živce a plagioklas, ako aj glaukonitické pieskovce a ruly moravskej proveniencie. Šupinky muskovitu a chloritu, ktoré sa vo východnejších pieskoch nevyskytujú, tvoria 1 – 1,5 % obsahu. Zastúpenie minerálov ťažkej frakcie uvádza Minaříková (1969).

Štvrté, *stupavsko-novoveské pásmo* eolických pieskov tvoria opäť dominantne najmladšie piesčité formácie. Tvorí ich celý rad plytkých izolovaných piesčitých presypov na úpätí Stupavského predhoria medzi Lozornom a Stupavou, s pokračovaním na severných svahoch a plošinách neotektonických krýh *stupavskej a novoveskej čiastkovej elevácie* (Novoveská plošina). Zatiaľ čo piesky medzi Lozornom a Stupavou sú deponované na neogénne sedimenty *devínskonovoveského súvrstvia*, ostatné piesky pokrývajú tenké vrstvy erozívnych zvyškov strednopleistocénnych proluviálnych sedimentov (75, 59) Stupavského potoka, resp. štrkové strednopleistocénne terasy Moravy (*devínskonovoveská terasa*).

Presypy *stupavsko-novoveského pásma* sú pomerne ploché. Ich hrúbka nie je rovnaká. Na úpätí Stupavského predhoria sa najčastejšie pohybuje v intervale 2 – 5 m, maximálne 6 m. Na povrchu plochých kužeľov z. od Stupavy je to len 0,5 – 1 m, bližšie k toku Moravy sa zvyšuje na 2 – 4 m a na s. svahu neotektonickej kryhy v časti Pri zohorskom dosahuje ojedinele až 10 m (napr. vrt ZNV-6; Fordinál et al., 2012). V severnej časti Novoveskej plošiny sú náveje opäť prevažne plytké (0,5 – 2,5 m), ale na svahoch pri horárni Malý háj dosahujú hrúbku 4 – 6 m.

Presypy sú zložené zo stredno-, ale najmä jemnozrnných žltých a svetlohnedých, zrnitostne aj mineralogicky dobre vytriedených pieskov, sedimentárno-petrograficky zodpovedajúcich pieskom *centrálneho pásma* (tretie pásmo). Rozdiel je len v občasnej prítomnosti tenkých intraformačných deluviálnych telies (splachov) v podobe hrubozrnných pieskov až jemnozrnných štrkov a ostrohranných klastov vo výskytoch na svahoch a v ich blízkosti. V tejto súvislosti sú významné aj prachovité vrstvy na bázach niektorých presypov.

Naviate piesky tohto pásma sú často druhotne vybielené a miestami zvrstvené. Vrstvovitost' v podobe krížového zvrstvenia je často zvýraznená zrnitostným zložením a železitou zložkou, ale aj občasnými striedajúcimi sa polohami previatych humusových pôd pri povrchu. Piesky sú zväčša pórovité a sypké.

Väčšia časť presypov všetkých uvedených mladých naviatych pieskov (15) sa sformovala až v období neskorého glaciálu würmu, no za vhodných podmienok dochádza k ich previevaniu aj v období holocénu až recentu. V okolí Borského Mikuláša sa zistili viate piesky, ktorých vek je $1\,215 \pm 65$ r. BP a 460 ± 20 r. BP (Moravcová a Fordinál, 2010).

14 proluviálne hliny, piesčité hliny až hlinité štrky vo vyšších nívnych náplavových kužeľoch (neskorý würm – holocén)

V regióne sa zistili výskyty proluviálnych sedimentov náplavových kužeľov, ktorých ukladanie a formovanie sa začalo evidentne v neskoršom glaciáli vrchného pleistocénu. Podstatná časť ich telies sa však doformovala až v období holocénu. Ide o sedimenty *vyšších nívnych náplavových kužeľov* tvoriacich prechodné štádium medzi nízkymi (47) a *nívnymi* (12) *kužeľmi*. Telesá kužeľov (pozri geologickú mapu) boli identifikované prevažne na rozhraní Malých Karpát a Podmalokarpatskej znížieniny, a to najmä v jej s. časti medzi Jablonicou a Plaveckým Mikulášom. V strednej a j. časti sú výskyty týchto sedimentov menej časté. Väčšina *vyšších nívnych náplavových kužeľov* tohto pásma sa nachádza na rozhraní susedných starších kužeľov alebo tvorí druhú najnižšiu, resp. až najnižšiu etáž týchto terasovaných kužeľov. Okrem Podmalokarpatskej znížieniny sa synchronne kužele vyvinuli aj na oboch okrajoch nivy Myjavy v jej ohraničení tak oproti Chvojnickej pahorkatine, ako aj oproti Boru. Sedimenty kužeľov sú tu úzko späté s formovaním bázy nívneho krytu.

Na rozhraní Podmalokarpatskej znížieniny a úpätného pásma Malých Karpát sa najsevernejší výskyt proluviálnych sedimentov zaznamenal v priestore na JZ od Jablonice v plytkom a úzkom kuželi tvoriacom pravú, najnižšiu etáž strednopleistocénneho terasovaného kužeľa Čierneho potoka (66) vytekajúceho z pohoria na S do nivy Hodonského potoka. Smerom na Z od tohto výskytu sa úpätné pásmo pohoria stáča na JZ k Cerovej-Lieskovému. Na tomto úseku sa vyskytujú ďalšie 2 paralelné súvekové akumulácie rozlohou menších, ale strmších kužeľov, deponované len kratšími potokmi. Pravý z uvedených kužeľov zároveň v dĺžke asi 400 m laterálne vymedzuje z. okraj uvedeného *nižšieho stredného kužeľa* Čierneho potoka. Aj v pásme medzi Cerovou-Lieskovým a Prievalmi sa zistili ďalšie dve telesá *vyšších nívnych kužeľov* vybiehajúce z pohoria až takmer po rašelinisko (Prievalské rybníky). Oba kužele sú krátke, plytké a vyplňajú znížieninu medzi strmšími telesami deluviálno-proluviálnych sedimentov dejekčných kužeľov (22).

V Prievaloch sa situácia oproti predchádzajúcemu úseku výskyto mierne mení. *Vyšší nívný kužel* tu tvorí 2,5 km dlhú a do 300 m širokú najnižšiu južnú etáž zdvojeného strednopleistocénneho *prievalského kužeľa* Obecného potoka a potoka Chotár. Teleso kužeľa sa v distálnej zóne po krátkom prerušení nívnymi uloženiami objavuje znova vo forme nevýrazného plytkého pahorku v nive Rudavy. Obdobná situácia je aj v dvoch ďalších výskytoch v Plaveckom Petre a Plaveckom Mikuláši. Obe telesá *vyšších nívnych kužeľov* tvoria len

ploché, do 1 km dlhé a 800 m široké mierne vyvýšeniny v rámci nív potoka Hanšpíle pritekajúceho z Bukovskej brázdny a potoka Libuša. V rámci nív tvoria zároveň najnižšie etáže medzikužeľových priestorov *nížších stredných kužeľov – peterského a mikulášskeho kužeľa*. Medzi Plaveckým Mikulášom a Plaveckým Podhradím sa *vyšší nivný kužeľ* objavuje ako pravá vetva *nízkeho kužeľa* Trstienky vyúsťujúceho z pohoria do s. časti *sološnicko-plaveckej čiastkovej depresie*.

V nasledujúcom úseku po Rohožník sa synchronne kužeľe zachovali len okrajovo na úpätí pohoria, pretože ich distálne zóny sa ponárajú pod mladšie, holocénne sedimenty výplne *sološnicko-plaveckej čiastkovej depresie*. Ide o malý, ale morfológicky výrazný kužeľ vyúsťujúci z Panskej doliny a dvojvetvový kužeľ Čertovej doliny deponovaný do priestoru medzi *podhradský a sološnický nížky kužeľ* na S od Sološnice.

V litologickej náplni proluviálnych sedimentov *vyšších nivných kužeľov* priúpätného pásma od Jablonice po Prievaly je situácia zhodná s opísanými telesami starších *nížkych (47) a nižších stredných (66) kužeľov*. Ide prevažne o piesčité, dominantne štrkovité až štrkovito-kamenité, zle vytriedené až nevytriedené hruboklastické sedimenty miestnych malokarpatských potokov. Smerom na povrch telies tieto sedimenty prechádzajú do piesčito-hlinitých akumulácií so zníženým obsahom drobných štrkov. V distálnych zónach kužeľov sú časté aj piesčito-prachovité vrstvy svetlosivej až sivomodrej farby uvoľnené z vápnito-piesčitého tmelu neogénneho *jablonického zlepenca* (119) karpatského veku, z ktorého väčšina štrkov pochádza. Petrograficky podľa Minaříkovej (1969) v hrubých oválnych a suboválnych štrkoch (\varnothing 2 – 12 cm) a menej častých úlomkoch hornín (\varnothing 1 – 15 cm) prevažujú obliaky mezozoických vápencov a kremencov. Objavujú sa aj obliaky kremeňa, rohovcov, kriedových a paleogénnych pieskovcov, ale aj granitoidov, fylitov a bázických efuzív. Subangulárne sú len úlomky drobných až strednozrnných zlepenčov s veľkosťou obliakov v priemere 2 – 10 cm, transportované na kratšiu vzdialenosť. Opracovanie obliakov uvoľnených zo zlepenčov neogénu je už primárne veľmi dobré až dokonalé.

Materiál *vyšších nivných kužeľov* tohto pásma je od okolitých deluviálnych (28, 27) a deluviálno-proluviálnych (22) sedimentov s podobným zložením odlišný na základe morfológie a výsledkov vrtnej preskúmanosti. Deluviálne sedimenty sú prítomné aj v proximálnej zóne kužeľov. Hrúbka akumulácií sa v telesách mení. V apikálnej časti dosahujú hrúbku zhruba 2 m, v centrálnej a distálnej časti 5 – 8 m.

V ďalšom úseku pásma medzi Prievalmi a Sološnicou je situácia v materiáli kužeľov obdobná, no výrazne sa mení petrografické zloženie a opracovanie klastov. Petrograficky prevládajú vápence, dolomity a dolomitické vápence (\leq 80 %), nasledujú kremence a postupne smerom na J aj pieskovce (kremenné, drobové a arkózové). V kuželi na S od Sološnice pieskovce dominujú. Opracovanie klastov v telesách kužeľov je v tomto pásme výrazne slabšie. Prevalu majú subangulárne až angulárne úlomky (\varnothing 2 – 5 cm).

V pásme od Rohožníka na J sú synchronne kužeľe menej časté až sporadické. V tejto časti sa prvý kužeľ objavuje na S od Perneka v časti Humniská. Na základe údajov z vrtu ZNV-11 (Fordinál et al., 2012) ide tiež prevažne o piesčito-štrkovito-kamenité, chaoticky uložené sedimenty náplavového kužeľa miestneho malokarpatského potoka vyplňajúce pôvodnú erozívno-denudačnú zníženinu medzi staršími telesami *kuchynského (47) a perneckého kužeľa (66)*. Uvedené hruboklastické sedimenty smerom na povrch prechádzajú do piesčito-hlinitých vrstiev. V telese kužeľa sú nápadné aj sporadicky sa opakujúce piesčito-ílovité vrstvy. Petrograficky okrem hrubého kemitého piesku v úlomkoch hornín a suboválnych štrkoch s \varnothing 2 – 5 cm prevažujú kremence a granitoidy pochádzajúce z *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu (111). Okrem uvedených hornín sa v sedimentoch zistili aj drobné úlomky rozličných kryštálických bridlíc. Sedimenty kužeľa ležia priamo na neogénom podloží, tvorenom prevažne ílmi *holíčskeho a studienčanského súvrstvia* (92, 95) stredného miocénu a v distálnej zóne sú ohraničené nivami susedných potokov (11). Materiál kužeľa je od okolitých deluviálnych sedimentov s podobným zložením (28) odlišný na základe morfológie a výsledkov vrtnej preskúmanosti. Hrúbka akumulácie sa v telese mení. V apikálnej časti dosahuje hodnotu asi 6 – 7 m, v centrálnej časti do 15 m.

Sedimenty súvekeho kužeľa vystupujú na povrch aj severne od Stupavy na západnom úpätí Stupavského predhoria v mieste vyústenia úvalinovitej doliny.

Distálna časť kužeľa je málo výrazná a plynulo prechádza do deluviálnych piesčito-štrkových sedimentov (27) a ďalej do okrajovej Podmalokarpatskej zníženiny Borskej nížiny. Sedimenty sú zložené z piesčitých hlín s množstvom strednozrnných aj hrubších opracovaných štrkov a menej aj úlomkov. Štrky a úlomky sú chaoticky premiešané s piesčitou frakciou a hlinami. Petrograficky ide opäť o horniny zdrojovej oblasti *devínskonovoveského súvrstvia* (111) neogénu budujúceho celé Stupavské predhorie. Tvoria ho kremence a granity. V najhrubších častiach dosahuje teleso hrúbku 9 m a jeho povrch sa nachádza maximálne 7 m nad úrovňou dien dolín.

Významné sú aj dva paralelné kužeľe vyúsťujúce z pohoria do *stupavsko-lamačskej depresie* v Marianke a Záhorskej Bystrici. Oba kužeľe tvoria najnižšie, morfológicky slabo výrazné úrovne v rámci okolitých vrchnopleistocénnych terasovaných kužeľov (47) Marianskeho a Bystrického potoka a Sulabovho jarku.

Kužeľ v Marianke je plošne rozsiahlejší, hoci veľkú časť jeho plochy pokrývajú mladšie holocénne náplvy Marianskeho a Bystrického potoka. Jeho os dosahuje dĺžku takmer 3 km a šírka sa pohybuje v hodnotách

do 500 m. Spod holocénnych náplavov uvedených potokov vystupujú iba jeho morfológicky vyššie časti. Materiál tvoria hrubozrnné sľudnaté piesky, stredozrnné štrky (\varnothing 2 – 5 cm) a úlomky hornín. Pri povrchu prevažujú zahmlené piesky. V štrkoch a úlomkoch hornín dominujú silno zvetrané granity pochádzajúce z *devínskonovoveského súvrstvia* (111), nasledujú nezvetrané granitoidy, kryštálické bridlice a tmavé bridlice mezozoika. Podľa stavebných sond dosahuje akumulácia hrúbku 5 m.

Kužeľ Sulabovho jarku a iných kratších potokov v Záhorskej Bystrici je pomerne úzky a limituje južný okraj vyvýšeniny vrchnopleistocénneho kužeľa, na ktorom je situované centrum obce. Jeho materiál je po sedimentárno-petrografickej stránke takmer totožný s materiálom kužeľa v Marianke, no na úkor zvetraných granitov v ňom pribúda množstvo neopracovaných úlomkov rozličných druhov kryštálických bridlíc vrátane mezozoických. Teleso dosahuje hrúbku len 4 m.

Holocén

Starší holocén

13 chemogénno-organogénne sladkovodné vápence – penovce

Výskyt najmladších sladkovodných pramenných vápencov bol v rámci regiónu identifikovaný len na jednej lokalite, na pravobreží Stupavského potoka v blízkosti chatovej osady na V od Stupavy v smere do Borinky. Ide o vrstvu mladých holocénnych poréznych svetlookrových, svetlosivých až sivobielych penovcov (fototab. X, obr. 3 – 4) hrubú asi 20 cm vystupujúcich na povrch z piesčito-hlinitých až hlinitých deluviálnych až deluviálno-proluviálnych sedimentov na ploche zhruba 2 x 0,5 m. Mierne odolnejšie penovce vytvárajú nepatrnú svahovú terasu. Podložie i nadložie penovcovej vrstvy prechádza do inkrustovaných zemín, čiastočne impregnujúcich okolité delúviá. V blízkosti výstupu penovcov sa vyskytuje množstvo drobných vápnitých úlomkov z nich. Penovce rozpustené zrážkovou vodou spolu so svahovými hlinami tvoria ďalej od výstupu svetlookrovú až žltosivobielu plastickú hmotu. Skrytý výver vody obohatenej o CaCO_3 je založený na tektonickej línii oddeľujúcej karbonátové horniny borinskej jednotky od štrkov *devínskonovoveského súvrstvia* strednobádenského veku (111).

Sladkovodné pramenné vápence boli na lokalite datované metódou AMS ^{14}C na $6\,940 \pm 50$ r. BP (Moravcová, 2012).

12 proluviálne hliny, piesky, piesčité hliny až hlinité štrky s úlomkami hornín v nivných náplavových a ronových kužeľoch

Proluviálne sedimenty *nivných kužeľov* sú syngenetické s fluviálnymi nivnými sedimentmi vodných tokov, ktoré priamo na ne nadväzujú a do ktorých postupne prechádzajú. Ich materiál buď prekryva sedimenty holocénneho nivného krytu (11), alebo sa do nich prstovite vkladajú. Uvedený typ sedimentov tohto vekového zaradenia sa síce vyskytuje v pomerne početnom zastúpení, ale na menších plochách.

Nivné kužeľe sa nachádzajú na pravobreží Myjavy priebežne v úseku od Jablonice po Šaštín-Stráže (ústie Surovinského potoka, Bzovíka a i.), ale aj na jej ľavobreží, napr. na S od Osuského. Plošne aj objemovo najväčší nivný kužeľ sa nachádza v Šajdíkových Humenciach v mieste vyústenia doliny Hlavinského potoka z Boru na okraj nivy Myjavy. Ďalšie lokálne výskyt sú známe z úpäťnej časti Malých Karpát z ľavobrežia Hodonského potoka na J od Jablonice, z vyústenia menšieho potoka do Podmalokarpatskej zníženej medzi Cerovou a Prievalmi, ale najmä z vyústenia úvalinovitej doliny do okrajovej časti Borskej nížiny na S od Stupavy pri Poľnohospodárskom družstve (PD), prípadne z vyústenia menšieho potoka do *stupavskolamačskej zníženej* v Záhorskej Bystrici pri PD vo forme najnižšej etáže v distálnej zóne staršieho kužeľa. Menšie kužeľe sa vyvinuli napr. v Perneku pri vyústení Kostolného potoka do Perneckého potoka, v Borinke pri vyústení ľavostranného prítoku do Stupavského potoka a v Bratislave-Lamači na J od Františkova dvora. Vo všetkých prípadoch ide o miesta vyústenia bočných menších tokov do okrajových častí nív hlavných tokov, prípadne o miesta v úpäťnom pásme pohoria, kde menšie horské toky ústia priamo do povrchovej nivnej fácie okrajovej Podmalokarpatskej zníženej.

Všetky, najmä však plošne väčšie kužeľe sú pomerne ploché, vejárovité a morfológicky, na rozdiel od uvedených dejekčných kužeľov (23 – 21), sú zväčša aj ťažšie morfológicky rozoznateľné. Obsahujú veľa hlinitej zložky (najmä na povrchu). Prevažne ide o diageneticky málo pozmenené svetložlté, sivožlté až tmavosivé piesčité hliny s vrstvami sivých až sivožltých pieskov, na povrchu aj tmavosivých až čiernych piesčitých hlin, prípadne len hlin. V pohorí a na jeho okraji materiál synchronných kužeľov okrem piesčitých hlin obsahuje aj drobné úlomky hornín, prípadne drobné obliaky. Materiál je odvápnenny, resp. slabo vápnitý, občas sa však vyskytujú aj preplavené vápnité konkrécie a drobné horninové úlomky. Od nivných sedimentov sa sedi-

menty kužeľov často odlišujú len vizuálne, prípadne prítomnosťou preplavených drobných úlomkov hornín, resp. drobných obliakov na povrchu. Distálne zóny kužeľov sú často podmáčané a ich okolie v nivách je poznačené zvýšeným obsahom hnilokalových hĺn (8). Hrúbka *nivných kužeľov* sa pohybuje v rozmedzí 1 – 8 m.

Fluviálne sedimenty

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

Uvedené sedimenty sú produktom staršej zložky najmladšej (postglaciálnej) fluvialnej akumulácie. Vystupujú vo forme morfo pozične asi o 1 – 1,5 (2) m vyššieho z dvoch podstupňov holocénnej nivy Moravy (11, 6) a bližšie nečlenených dolinných nív potokov (11) v rozsahu zobrazenom na mape. Fluviálne nívne sedimenty tvoria prevažnú časť povrchového krytu dnovej akumulácie Moravy (fototab. X, obr. 5, 7), Myjavy a Rudavy (45, 41), ako aj *dnovej akumulácie* dolných úsekov ich väčších prítokov (Brezová, Hodonský potok, Rudavka, Surovinský potok, Teplica, Lakšársky potok v smere do Šaštína-Stráží aj v smere do nivy Moravy, potok Poreč, Malina, Kráľov, Sološnický, Rohožnícky, Vývratský a Pernecký potok, potok Malina, Jablonovský a Stupavský potok a i.). Tam, kde sa vrchnopleistocénna dnová akumulácia nezachovala, čo je časté najmä pri menších potokoch a na horných úsekoch potokov prameniacych v Malých Karpatoch, vyplňajú nívne sedimenty celý priečny profil dolinných nív. V suchých úvalinovitých dolinách Stupavského predhoria alebo v občas prietočných aj suchých dolinách zobrazených častí Devínskych a Pezinských Karpát prechádzajú nívne sedimenty kontinuálne do uvedených deluviálno-fluviálnych splachov (19 – 16). Obdobná situácia je na území Boru, kde sú nívne sedimenty v suchých úvalinovitých dolinách často úplne nahradené deluviálno-fluviálnymi pieskami a piesčitými hlinami (17, 16).

Plošne najrozsiahlejší a objemovo najväčší výskyt týchto sedimentov sa zaznamenal v zobrazených častiach Dolnomoravskej nivy (niva Moravy) a Záhorských pláňav, kde v pásme Veľké Leváre – Malacky – Láb – Zohor – nivy ľavostranných moravských prítokov (Rudava, Malina) sa výrazne rozširujú. Nasleduje niva Myjavy s prítokmi v zobrazenom úseku od Osuského po Kúty a nivy väčších malokarpatských potokov, ktoré vyplňajú dna dolín v pohorí, ako aj dna medzi telesami pleistocénnych náplavových kužeľov na úpätí celej zobrazenej časti pohoria.

Nívne sedimenty tvoria taktiež plošne rozsiahle pokryvy proluviálnych a fluvialnych sedimentov v rozsahu čiastkových depresí Podmalokarpatskej zníženej medzi Plaveckým Podhradím, Rohožníkom, Kuchyňou (potok Vývrat) a Stupavou (Stupavský potok) aj v jej severnom pásme od Jablonice cez Prievaly po Plavecký Mikuláš. V oblasti eolických pieskov Boru sú nivy potokov miestami výrazne redukované alebo sa úplne strácajú. Najrozsiahlejšie v tomto pásme sú nivy Rudavy, Lakšárskeho potoka, Poreče a Maliny. Rozsiahle nívne akumulácie Podhájskeho, Marianskeho, Lamačského a Dúbravského potoka sú aj v jv. časti územia v oblasti *stupavsko-lamačskej zníženej*.

Fluviálne nívne sedimenty tvoria litofaciálne najpestrejšie, laterálne aj horizontálne sa meniace súvrstvie. Jeho genéza úzko súvisí s množstvom a intenzitou zmien hydrodynamického režimu jednotlivých tokov. Vplyvom povodňových vín z privalových vôd dochádzalo v priebehu holocénu k častým zmenám najmä hydrografickej siete Moravy a Myjavy. Prejavovalo sa to rýchlo sa meniacim mikroreliefom ich nív. Preto aj jednotlivé vyčlenené nívne fácie (3 – 5) majú nepravidelné rozšírenie a hrúbku.

Povodňové nívne sedimenty ležia čiastočne diskordantne na piesčitých štrkoch a pieskoch vrchnopleistocénnych dnových akumulácií (45, 41), ak sa pod nimi zachovali, alebo na štrkoch prikorytovej fácie, resedimentovaných v staršom holocéne (10, 5). Ich sled je v nivách zhruba rovnaký.

Na báze sa nachádzajú sivé ílovité hliny až ílovité jemnozrnné piesky. Sedimenty môžu byť lokálne nahradené sivozeleným ílovitým glejovým horizontom, prípadne smerom k aktívnemu toku aj resedimentovanými štrkami a pieskami vrchných polôh *dnovej akumulácie*. Celý tento bazálny horizont, ak sa vyskytuje, dosahuje hrúbku 0,5 – 1,5 m (Vaškovská, 1967).

Na bazálnych sedimentoch v oblasti nížinnej nivy Moravy a nížinných úsekov nív jej väčších prítokov je sformovaný tmavosivý až čierny humózný horizont pochovanej nivnej pôdy (*preboreál – atlantik*) hrubý do 0,5 m. Toto teleso miestami podmieňuje napätú hladinu podzemnej (spodnej) vody.

V nadloží pochovanej holocénnej pôdy sú rozšírené litologicky pestrejšie, väčšinou hlinité, prachovité a ílovité jemnopiesčité humózne sedimenty nivnej fácie, ktoré dominujú už aj v povrchovej stavbe nív ostatných potokov. V závislosti od miesta výskytu sa mení prítomnosť a kvalita piesčitej a drobnoštrkovitej zložky v sedimente a rovnako aj obsah organických slatiných sedimentov. Hrúbka vrchných sedimentov sa často mení, najmä v blízkosti výskytu mŕtvych ramien (8). Vo všeobecnosti sa pohybuje medzi 0,5 – 1,5 m, zriedkavo dosahuje aj hodnotu 2 m. Sfarbenie sedimentov vrchného horizontu je najčastejšie sivé, tmavosivé a hnedosivé.

V nivných sedimentoch rieky Myjavy (tmavo- až čiernohnedá piesčitá hlina, sivá hlina striedajúca sa s hlinitým pieskom) z. od obce Čáry (Baňacký et al., 1991) sa našli bohaté spoločenstvá malakofauny. Dominoval v nich druh *Vallonia pulchella* (MÜLL.) poukazujúci na otvorenú krajinu. Okrem neho boli v spoločenstvách zastúpené lesné [*Aegopinella pura* (ALD.), *Discus perspectivus* (MÜLL.), *Cochlodina laminata* MTG.] a sladkovodné [*Anisus leucostomus* (MÜLL.), *Lymnaea palustris* (MÜLL.), *Valvata cristata* MÜLL.] druhy. Uvedené spoločenstvá sú charakteristické pre krajinu v blízkosti väčšieho toku – nivnú oblasť, ktorá bola periodicky zaplavovaná a v okolí ktorej sa nachádzal lužný les (Kernátsová, 1991).

Celková hrúbka nivných sedimentov Moravy a jej hlavných prítokov nie je rovnaká a pohybuje sa od 1,5 do 2,5 m (Baňacký a Sabol, 1969). Väčšia hrúbka sa zistila na Z od Kútov a na J od Zohora (lokálne do 3 až 3,5 m).

Nivné sedimenty potokov v zobrazených horských častiach Malých Karpát a v ich blízkosti tvorí prevažne málo vytriedený, chaoticky uložený hlinitý až hlinito-štrkovitý materiál, alebo ak sa vyskytuje horizont povrchových nivných pôd, tak je často prerušený šošovkami pieskov s obsahom drobných (\varnothing 0, 5 cm) štrkov a úlomkov hornín. Hrúbka fluvizemí klesá na 0,5 m a ďalej do pohoria (mimo regiónu) sú hliny v celom profile nahradené piesčitými hlinami s kamenitým detritom.

10 resedimentované piesčité štrky prikorytovej fácie

Ide o sedimenty nivnej fácie Moravy, vyčlenené zvlášť prevažne na základe morfolologickej pozície. Na povrch vystupujú len ojedinele na miestach s umelo odstráneným pokryvom nivných hĺn v rámci jej staršieho, vyššieho nivného stupňa (11), a to zväčša na jeho okraji pri prechode do mladšieho, nižšieho stupňa (6), kde sú veľmi časté (pozri geologickú mapu).

Litologický opis tejto nivnej subfácie je podrobnejšie uvedený v rámci kolónky 5 pri mladšej subfácii, s ktorou je totožný. Hrúbka vrstiev holocénnych fluvialných piesčitých štrkov sa pohybuje v rozmedzí 0,5 – 2 m.

9 nivné jemnopiesčité hliny až jemnozrnné piesky

Tieto sedimenty tvoria zvlášť vyčlenenú litofaciálnu zložku fluvialných nivných akumulácií tokov pretekajúcich eolickými formáciami Boru (fototab. IX, obr. 5) a Záhorských pláňav, resp. niv tokov tečúcich po ich obvode. Okrem toho tvoria litofaciálnu zložku nivnej fácie riečnych akumulácií Moravy, Myjavy a niektorých ich prítokov. Ich geologická pozícia zodpovedá v nive Moravy pozícii oboch holocénnych stupňov (11, 6) a v nivách ostatných tokov pozícii bližšie nečlenených dolinných niv. Celkovo boli na území tieto sedimenty identifikované častejšie na menších plochách (pozri geologickú mapu).

V rámci nivy Moravy sa väčšie plochy rozšírenia hlinitých fluvialných pieskov nachádzajú najmä v oblasti výskytov fluvialných pieskov agradačných valov (38) na Z od Záhorského kanála, a to od Malých Levár prerušovane až po štátnu cestu z Gajár k toku Moravy. V južnejšom úseku nivy sa vyskytujú na V od Záhorskej Vsi a na S od Vysokej pri Morave. Piesčité hliny všade vystupujú v pásme smeru S – J prevažne vo forme vyššieho nivného stupňa (11), pričom buď vyplňajú medzivalový priestor, alebo obkolesujú jeho jednotlivé vyvýšeniny budované fluvialnými pieskami Moravy.

Okrem nivy Moravy sú fluvialne piesčité hliny až zahlinené piesky známe najmä z niv potokov v oblasti výskytu viatych pieskov Boru, zvlášť z nivy Rudavy od jej horného toku v smere od Bílkových Humenec na V, a to tak pred vstupom do eolických pieskov Boru, ako aj v celom úseku prítoku cez Bor až po vyústenie do Podmalokarpatskej zníženej roviny na úrovni Prieval v lokalite Vrábelský mlyn. Tieto nivné sedimenty sa nachádzajú aj na pravobreží nivy Rudavy pozdĺž východného okraja Boru na jeho rozhraní s uvedenou zníženejinou. Ďalšie rozsiahle plochy týchto sedimentov sa zistili v distálnej zóne *vývratského kužela* a na v. okraji Boru od Rohožníka v smere na JZ. Mnohopočetné výskytujú sú aj v ďalšom úseku nivy Rudavy od jej opätovného vstupu do oblasti eolických pieskov Boru až po jej vyústenie do priestoru Záhorských pláňav vo Veľkých Levároch a na J od nich.

Zo s. časti Boru sú zahlinené piesky známe najmä z niv Hrušovského a Hlavinského potoka, z nivy potoka Bulkovec a niv menších potokov v okolí Borského Mikuláša vrátane časti Borský Peter, nivy Lakšárskeho potoka, nivy potokov v okolí Borského Svätého Jura a v okolí osady Tomky. Z južnej časti Boru sa tieto sedimenty vyskytujú v nive Perneckého potoka s prechodom do nivy Močiarky, v nivách Perneckej Maliny a Lozornianskeho potoka na SZ od Lozorna.

Významné sú aj výskytujú z ľavobrežia nivy Rudavy na jej styku s naviatymi pieskami Boru s pokračovaním do ľavobrežia nivy Myjavy. Tu sa hlinité piesky vyskytujú opäť na okraji naviatych pieskov Boru v miestach vyústenia potokov, a to priebežne od sútoku Rudavy s Myjavou až po úroveň Kútov. Vynikajú najmä akumulácie v Borskom Petre a Kuklove. Významná je aj akumulácia v strednej časti nivy Myjavy od železničnej zastávky Hlboké po ústie Surovinského potoka. Z iných menších výskytov okraja viatych pieskov (37, 36, 15) možno uviesť akumulácie zo s. okraja Plaveckého Štvrťka. Rozsiahlejšie plochy piesčitých hĺn sa zachovali aj pri hranici Borskej nížiny so Stupavským predhorím medzi Lozornom a Stupavou.

V priestore zobrazenej časti *lábsko-gajarského* pásma eolických pieskov (Baňacký a Sabol, 1969) sa fluviálne hlinité piesky nachádzajú najmä na jeho s. okraji v okolí starého kanála Rudavy na J od Malých Levár a v nive Borinského potoka na S od Jakubova.

Na vyššej nive Moravy sa zachovali stredno- až jemnozrnné fluviálne, silno zahlinené sivoookrové až sivožlté piesky až sivohnedé piesčité hliny, najmä vo vyšších častiach profilov s pomerne vysokým obsahom humusu. V blízkosti fluviálnych pieskov agradačných valov (38) dnovej akumulácie Moravy (45, 41) pribúda na úkor hlín jemnozrnná svetlosivá piesčitá až prachovitá zložka, ktorá miestami úplne prevažuje. Hrúbka sedimentov sa pohybuje v rozmedzí 1 – 2 m.

V holocénnych nivách potokov na území Boru prevládajú mierne zahlinené sivožlté až žlté jemnozrnné piesky s občasným výskytom obliakov štrku s priemerom maximálne do 2 cm. V pieskoch sa pri povrchu veľmi často nachádzajú aj fluviálne redeponované polorozložené úlomky drevín a 10 – 15 cm hrubé telesá až vrstvy pieskov, výrazne obohatených o tmavohnedý až čierny humus. Celková hrúbka holocénnych piesčitých hlín je až 4 m.

Vo výskytoch na v. okraji Boru, resp. na z. okraji Podmalokarpatskej znížieniny a Stupavského predhoria medzi Lozornom a Stupavou sú povodňové piesky nivnej fácie prevažne jemnozrnné až prachovité a veľmi zahlinené, takže miestami prevládajú piesčité a prachovité hliny. Sedimenty sú zväčša tmavosivej až sivožltej farby. Sú slabo vápnité, ale silno humózne, pričom veľmi často prechádzajú do piesčitých humolitov (8) až rašelin (7). Len v oblasti Stupavského predhoria sú akumulácie slabo humózne. Smerom do podložia pribúdajú hrubšie piesčité frakcie. Hrúbka sedimentov sa pohybuje v rozmedzí 1 – 3,5 m.

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

Sedimenty majú na študovanom území veľmi početné zastúpenie. Úzko súvisia najmä s vývojom holocénnej nivy Moravy (fototab. X, obr. 6) a Myjavy, kde majú v súčasnosti stále najväčšie a najpočetnejšie rozšírenie. Výrazne sa vyvinuli a zachovali aj v nivách Rudavy, Rudavky, ako aj v nivách veľkého množstva potokov pretekajúcich alebo prameniacych v oblasti rozšírenia eolických pieskov, prípadne v miestach vyústenia nív týchto potokov do nív hlavných tokov. Okrem toho bolo niekoľko desiatok menších a často aj rozsiahlych výskytov fluviálno-organických piesčitých hlín zaznamenaných aj v iných lokálnych zníženinách reliéfu s bezodtokovým režimom alebo s nepriepustným podložím, ako sú napr. medzidunové znížieniny a okraje valov dunových komplexov v oblasti pieskov Boru (fototab. IX, obr. 6) a v oblasti východného ohraničenia Boru na styku s Podmalokarpatskou znížieninou (pozri geologickú mapu).

V nivách hlavných tokov bola väčšina primárnych mŕtvych ramien a mokradí vplyvom meliorácie a iných agrárnych zásahov rekultivovaná. Vybudovaním protipovodňových hrádzí, odvodňovacích kanálov a rybníkov niektoré mŕtve ramená zanikli, prípadne sa zachovali len ich zvyšky, alebo bola ich plocha redukovaná.

Vývoj mŕtvych ramien Moravy a Myjavy (čiastočne aj dolných úsekov ich ľavostranných prítokov) súvisel so zmenami ich hydrodynamického režimu. Ten sa prejavoval divočením, častou bifurkáciou a meandrovaním toku. Podrobný terénny výskum, údaje z početných IG a HG vrtov, ako aj satelitné snímky umiestnené na portáli www.earth.google.com poukazujú na častý a intenzívny laterálny posun toku Moravy v smere na V. Vplyvom častej bifurkácie až avulzie jej toku v severnejšej časti alúvia medzi Moravským Svätým Jánom a Veľkými Levárami, ale aj pri Malých Levároch a Gajaroch vznikol postupne paralelný tok Moravy. Dnes je usmerný prevažne do Zohorského kanála, ktorý odvodňuje v. časť nivy, vyvinutú za agradačným valom (38).

Zachované mŕtve ramená sa dnes v závislosti od ich veku nachádzajú v rôznom štádiu zrelosti. Na vyššom nivnom stupni Moravy, ako aj na jej v. okraji na styku so Záhorskými pláňavami a na okrajoch nivy Myjavy, Rudavy, Rudavky a v nivách ich ostatných prítokov (11) sa zachovali staršie sedimentárne výplne ramien. Na báze ich tvoria tmavosivé až čierosivé piesčité, resp. ílovité hliny až tmavosivé íly, ktoré smerom do nadložía prechádzajú do tmavosivých nivných hnilokalových hlín a iných čiernych, silno humózných sedimentov (humolitov) s obsahom veľkého množstva nedostatočne rozloženej organickej hmoty. V niektorých reliktoch mŕtvych ramien sa na báze nachádza svetlosivý až sivomodrý glejový horizont v hrúbke 0,5 až 1,5 m. V jeho nadloží sú humózne až rašelinové hliny (7). Hrúbka celého sedimentárneho komplexu sa najčastejšie pohybuje v rozmedzí 1,5 – 2,5 m. Okrem ílov na báze výplní sú sedimenty starších mŕtvych ramien čiastočne zvodnené a približne 1/4 takýchto ramien má stálu hladinu stojatej vody nad povrchom ich sedimentárnej výplne. Početnosťou výskytov a celkovou plochou v nive Moravy prevažujú mladšie mŕtve ramená (3).

Vaškovský a Vaškovská (1977) rozlišujú na Podunajskej rovine (mimo študovaného územia) 4 základné typy mŕtvych ramien: a) erozívne ramená, b) prechodné ramená s tenkou sedimentačnou výplňou, c) akumuláčnne ramená, d) pochované mŕtve ramená. Na zmapovanom území sa z nich podľa tejto klasifikácie zachovali najmä posledné dva typy.

Ako už bolo uvedené, okrem výplní mŕtvych ramien sa močaristé humózne sedimenty nachádzajú najčastejšie v miestach styku distálnych zón náplavových kuželov malokarpatských potokov (66, 47, 15) s eolický-

mi pieskami Boru (37, 36, 15) v rámci z. okraja Podmalokarpatskej zníženej. Zistili sa aj v nivách potokov oddeľujúcich jednotlivé telesá kužeľov a v distálnych zónach iných kužeľov na miestach ich prechodu do dnovej akumulácie tokov (45, 41) a nivného pokryvu (11) (pozri geologickú mapu).

Príkladom z tohto regiónu môžu byť výskyty fluvialných organických humózných sedimentov v distálnej zóne telesa *vývratského kužeľa* (Sabol, 1968), na povrchu telies *kuchynského* a *perneckého kužeľa*, na okrajoch *jablonovského*, *lozornianskeho* a *stupavského kužeľa* a na okrajoch kužeľov v rámci *stupavsko-lamačskej zníženej*. Okrem nich sú to výskyty v okolí takmer vyťaženého rašeliniska v Rohožníku, na S od Rohožníka na okraji Boru v lokálnej zníženej „Kaltenbruk“, na povrchu *plaveckej čiastkovej depresie* na Z od Plaveckého Podhradia, mnohopočetne na pravobreží nivy Rudavy medzi jej vyústením z Boru a opätovným vstupom do pieskov Boru, na ľavobreží nivy Myjavy v miestach vyústenia tokov z Boru medzi Jablonicou a Šaštínom-Strážami, mnohopočetne v nivách Javorinky (majer Potôčky) a Kuchynskej Maliny, v nivách Perneckej Maliny (Majerský rybník) a Perneckého potoka (Pernecké jazero) aj v rozsiahlych močaristých zníženiach v rámci Boru [mokrada Bahno, Hlavina, Kuciperk, Myjava, Na Šranku, Červený rybník, Mikulášov (fototab. X, obr. 8), Abrod, Stávky pod Bahenským kanálom a v nivách potokov Boru].

Všeobecne pri všetkých výskytoch ide o kalové a hnilokalové, veľmi humózne tmavohnedé, čierosivé až čierne piesčité hliny, lokálne s obsahom drobných úlomkov hornín. Pri hrúbke akumulácií viac ako 1 m sa v spodnej časti súvrstvia mohol vyvinúť ílovitý glejový horizont sivozelenej farby.

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

Sedimenty slatín a čiastočne aj prechodného typu slatinných rašelinísk sa sformovali najmä v distálnych zónach pásma náplavových kužeľov Podmalokarpatskej zníženej pri jej styku s naviatymi pieskami Boru. Ide o pôvodne rozsiahle močaristé územie, dnes odvodňované kanálmi Rudavy a Rudavky. Organogénne uloženie sa tu nachádzajú v prerušovaných výskytoch od Cerovej-Lieskového (časť Rúbaniská) (fototab. IX, obr. 8) cez rozsiahle exploatované rašelinisko Malvazy (Prievalské rybníky) po úroveň j. okraja Prieval a ďalej na JZ do distálnych zón kužeľov medzi Plaveckým Petrom a Plaveckým Mikulášom (časť Tótna, Mláka, Na jazere). Po prerušení výskytov týchto uložení *plaveckou depresiou* v úseku od Plaveckého Podhradia cez Sološnicu (*plavecký a sološnický kužeľ*) sa objavujú až v Rohožníku (fototab. IX, obr. 7 – 8) medzi distálnou zónou *rohožníckeho kužeľa* a okrajovými pieskami Boru.

Okrem uvedeného pásma sú povrchové slatinné rašeliniská vyvinuté aj v lokálnych medzidunových zníženiach Boru, kde spravidla lemujú fluvialne hnilokalové piesčité hliny (8), ako je to v močaristej oblasti národnej prírodnej rezervácie (NPR) Stávky pod bahennou mláskou na SV od Malaciek s hrúbkou sedimentu do 3 m alebo lokálne v nive Rudavy s hrúbkou do 1 m.

V rámci územia Záhorských pláňav z viacerých menších lokalít svojou veľkou rozlohou vyniká rašelinisko v rámci NPR Abrod, ktoré sa nachádza na S od Veľkých Levár v mieste vyústenia potoka Poreč do nivy Moravy. Akumulácia rašelin a humózných rašelinových hĺn čiernej farby dosahuje hrúbku odhadom 2,5 m. Okrem toho boli rašelinové hliny identifikované aj v pásme naviatych pieskov na lokalite Sipoltové na J od Jakubovských rybníkov pri Jakubove. V tomto prípade ide o výskyty humózných, výrazne piesčitých ílovitých hĺn tmavohnedej až čiernej farby. Vyvinuté sú v medzidunovej zníženej v nadloží nepriepustných ílovitých vrstiev *čárskeho súvrstvia* neogénu (86), resp. menej priepustných ílovito-piesčitých fluvialných sedimentov dnovej akumulácie Moravy (45, 41). Sedimenty sú väčšinou podmäčané infiltrovanou vodou z okolia. Akumulácie slatinných rašelin tu dosahuje hrúbku odhadom 2,5 – 3 m.

Na ostatnom území regiónu sa uvedené sedimenty vyskytujú len sporadicky a prevažne na menších plochách. Väčšina z nich sa vyvinula a zachovala v pozdĺžnych terénnych zníženiach niektorých izolovaných starých mŕtvych ramien a iných, fluvialne prehradených priestoroch a terénnych zníženiach *vyššieho nivného stupňa* (11) v oblasti Dolnomoravskej nivy (pozri geologickú mapu).

Sediment na *vyššom nivnom stupni* (11) tvoria na povrchu a po okrajoch výskytu výrazne suchšie a svetlejšie slatinné pôdy ako v uvedených prípadoch. Tie smerom do centra výskytu prechádzajú často do tmavo-sivočiernych až hnedočiernych rašelinových hĺn. Spodné vrstvy sú podmäčané a smerom na povrch viac porézne a prevzdušnené. Ich hrúbka sa pohybuje v rozmedzí 0,5 – 2 m.

Mladší holocén

Fluvialne sedimenty

6 litofaciálne nečlenené hliny, piesčité hliny, hlinité piesky až štrky nižšieho nivného stupňa

Uvedené sedimenty sú produktom najmladšej fluvialnej akumulácie. Sú vyčlenené len v zobrazenej časti Dolnomoravskej nivy a čiastočne na Záhorských pláňavách v nive Maliny pri jej vyústení do nivy Moravy v Jakubove. Vystupujú vo forme morfo- a pozíčne nižšieho (mladšieho) z dvoch *nivných podstupňov* ako priko-

rytová fácia hlavného toku. Povrch *nižšieho nívneho stupňa* sa pohybuje v rozpätí 0,5 – 1 m nad strednou hladinou toku Moravy a zhruba 0,5 – 1,5 m pod úrovňou povrchu *vyššieho nívneho stupňa*. Ide o mladší holocénny laterálny erozívny zárez, vyvolaný prevažne zmenami kvartérnej klímy, čiastočne v interakcii s najmladšími vertikálnymi pohybmi štruktúrno-tektonických blokov.

Rovnako ako povodňové nívne sedimenty vyššieho podstupňa (11), aj mladšie nívne sedimenty ležia čiastočne diskordantne na piesčitých štrkoch a pieskoch vrchnopleistocénnej *dnovej akumulácie* (45, 41) alebo na resedimentovaných štrkoch prikorytovej fácie (10, 5). Ich celkový sled však nie je rovnaký.

Na báze sa zhodne s *vyšším nívovým stupňom* nachádzajú sivé ílovité hliny až ílovité jemnozrnné piesky hrubé do 0,3 – 0,5 m alebo lokálne len sivozelené íly glejového horizontu, smerom k aktívnemu toku Moravy len resedimentované štrky a piesky vrchných polôh *dnovej akumulácie*. Nad bazálnym horizontom vystupuje vrstva prachovitých jemnozrnných pieskov až prachov svetlosivej farby hrubých do 0,7 – 1 m. Celý horizont dosahuje hrúbku 0,5 – 1,5 m. Tmavosivý až čierny humózný horizont pochovanej nívnej pôdy typický pre starší *vyšší nívny stupeň* sa v sedimente nenachádza.

5 resedimentované piesčité štrky prikorytovej fácie v nánosových častiach meandrov

Ide o sedimenty nívnej fácie vystupujúce priamo na povrch len v nive Moravy, a to prevažne v nánosových častiach meandrov jej *nižšieho nívneho stupňa* (6), ako aj na miestach s umelo odstráneným povrchom nívnych jemnopiesčitých hĺn povodňovej fácie (pozri geologickú mapu). V nánosových častiach meandrov tieto štrky často vytvárajú rozsiahlejšie kamenité pokryvy – štrkové vrcholové lavice. Ich výskyty na *vyššom nívnom stupni* Moravy (10) sú zriedkavé.

Sedimenty sú výsledkom činnosti laterálne sa premiestňujúceho toku pri jeho súčasnom miernom zahľbovaní. Ide o redeponovaný (preplavený a následne uložený) materiál vrchného štrkopieskového až piesčitého horizontu *dnovej akumulácie* Moravy (45), pričom resedimentované štrky a piesky ležiace na dnových štrkoch majú s nimi totožné petrografické zloženie. O intenzite prenosu hmoty a postglaciálnom zahĺbení toku Moravy do jej dnovej akumulácie svedčia morfometrické údaje. Na ich základe možno konštatovať, že dnešný stav povrchu dnovej akumulácie v blízkosti toku oproti pôvodnému povrchu z obdobia vrchného pleistocénu zachovaného vo forme *nízkej terasy* (45) predstavuje jeho erozívne zníženie o zhruba 4 – 5 m.

Podľa Minaříkovej (1969) a vlastných zistení sú v štrkovej zložke petrograficky najhojnejšie zastúpené kremene a žilné kremene rôznych, prevažne svetlých farebných odtieňov (80 – 85 %), z toho tmavé kvarcity tvoria len 5 % celkového objemu. Zvyšok obliakov štrkov tvoria kryštalické bridlice (7 %) – prevažne ruly (muskovitické, dvojsľudové, amfibolické, vzácné biotitické a očkaté) – a rozličné pieskovce (8 – 10 %), najmä glaukonitické, menej kremenné a arkózové. V obliakovej zložke sú prítomné aj silicity (3 – 5 %) – čierne, hnedé, okrové a sivé rohovce. Najmenšie zastúpenie majú granity (1 – 2 %) – dvojsľudové, biotitické a muskovitické žuly – a v južnej časti územia pri Devínskom Jazere aj vápence.

Obliakový materiál je stredne, len zriedkavo dobre opracovaný. Prevažuje suboválny čerstvý (nezvetraný) materiál. Priemerná veľkosť obliakov, na rozdiel od obliakov starších fluviálnych terás Moravy, sa pohybuje v rozmedzí 2 – 4 cm. Charakteristickým znakom resedimentovaných piesčitých štrkov je ich často sa striedajúce, ale málo výrazné vytriedenie polôh jemných kremitých pieskov, drobnozrnných štrkov a strednozrnných štrkov oproti pieskom a piesčitém štrkom dnovej akumulácie.

Hrúbka vrstiev holocénnych fluviálnych piesčitých štrkov sa pohybuje v rozmedzí 0,5 – 2 m.

4 nívne jemnopiesčité hliny až jemnozrnné piesky povodňovej fácie

Sedimenty tvoria mladšiu, zvlášť vyčlenenú litofaciálnu zložku opísaných fluviálnych nívnych hlinito-piesčitých akumulácií (9). Ich väčšie plochy výskytov sú známe z rozšírenej časti nižšej nivy Moravy (6) z blízkosti štátnej hranice s Rakúskom v pásme od miestnej časti Kút pri Morave až po časť Biele brehy na S od Suchohradu a po dlhšom prerušení na J až JZ od Vysokej pri Morave. Ide o prikorytové fácie piesčitých hĺn, ktoré tu vyplňajú priestor medzi početnými mŕtvymi ramenami a tvoria len nepatrné vyvýšeniny nad hladinou toku.

Sedimenty deponované v rámci nižšej nivy Moravy pozostávajú zo strednozrnných, slabšie zahľinených svetlosivých, sivých a sivožltých pieskov až sivohnedých piesčitých hĺn s premenlivým obsahom humusu. Dosahujú hrúbku asi 1 m, pričom ich podložie najčastejšie tvoria resedimentované piesčité štrky opísanej prikorytovej nívnej fácie (5).

3 fluviálne až fluviálno-organické kalové a hnílokalové humózne piesčité hliny v reliktoch mŕtvych ramien

Mladšie ako opísané holocénne fluviálno-organické sedimenty (8) sa vyvinuli len na *nižšom nívnom stupni* Moravy (6) priebežne pozdĺž jej priebehu (pozri geologickú mapu) a niektoré z nich sú sezónne zaplavované.

vané. Ich mladoholocénnu výplň na báze tvorí svetlosivý až sivozelený ílovito-piesčitý sediment hrubý do 0,5 m, nesúci znaky oglejenia. V nadloží tohto horizontu sú nerovnomerne hrubé (0,5 – 1 m) prachovito- až piesčito-ílovité, slabo humózne sivé hliny. Celkove v týchto sedimentoch prevláda pôvodná fluviálna zložka ílov a hlín obohatená o prímies polorozloženej organickej hmoty. Okrem bazálnej ílovito-piesčitej vrstvy sú ostatné sedimenty výplne mladších ramien väčšinou zvodnené až zaplavené. Na vyvýšených okrajoch prechádzajú do humózných až rašelinových hlín. Celková hrúbka fluviálno-organickej hmoty neprevyšuje 1,5 m.

Okrem toho sa najmladšie fluviálno-organické sedimenty vyvinuli v miestach prechodu nív do stojatej vody lokálnych vodných nádrží na okrajoch rybníkov (rybníky na J od Malaciek, v nive Perneckej Maliny, Tretí a Štvrtý rybník v nive Maliny, Baďurovské rybníky na s. okraji *lábsko-gajarského pásma* eolických pieskov medzi Malými a Veľkými Levármí a i.) alebo v miestach prehradenia úvalín násypmi železnice (Plavecký Štvrtok).

2 organogénne sedimenty: humózne rašelinové hliny a slatiny

Na rozdiel od opísaných starších humózných rašelinových hlín (7), mladšie organogénne sedimenty sa vyskytujú len sporadicky a zväčša na malých plochách v rámci niektorých mŕtvych ramien nižšieho nivného stupňa Moravy (6). Napriek tomu z viacerých menších lokalít tu svojou rozlohou vyniká rašelinisko Majsterka, ktoré sa nachádza na J od Vysokej pri Morave v blízkosti hranice s Rakúskom. Vyvinulo sa v úplnom obkolesení sedimentmi miestneho mŕtveho ramena Moravy (3). Humolity sú tu, ako aj na ostatných lokalitách, uložené zväčša na nepriepustných ílovitých a hlinitých sedimentoch holocénnej nivnej bázy (6). Prevládajú tmavosivočierne až hnedočierne rašelinové hliny, humózne piesčito-ílovité hliny a slatinné pôdy s veľkým podielom nedostatočne rozloženej organickej hmoty. Aj tu, obdobne ako pri starších sedimentoch (7), sú spodné vrstvy podmäčané a smerom na povrch viac porézne a prevzdušnené. Na nižšom nivnom stupni (6) vznikli najmä ostricovo-trstinové zvodnené slatiniská s významným podielom rašelinníka, lúčnych tráv a rozložených drevín starších lesných spoločenstiev. Rašelinové hliny a slatinné pôdy dosahujú hrúbku maximálne 1,5 m.

1 antropogénne navážky, násypy, skládky a haldy (subrecent – recent)

Ide o stratigraficky najmladšie kvartérne uloženiny, ktoré majú oproti všetkým predchádzajúcim sedimentom výnimočné postavenie v tom, že sú produktom ľudskej činnosti. Na geologickej mape sú vyznačené len tie antropogénne uloženiny, ktoré svojím plošným rozsahom, hrúbkou, tvarom, resp. charakterom obsiahnutého materiálu výraznejšie ovplyvňujú pôvodné geologické, geomorfologické, ako aj súčasné ekologické pomery. Pre technické dôvody, ako aj pre možné zníženie výpovednej hodnoty geologickej mapy nie sú v nich zobrazené napr. stavebné navážky a násypy uložené v rámci sídelných plôch alebo stavieb cestných, železničných a iných líniových komunikácií. Valy líniových stavieb, ako sú násypy hlavných protipovodňových hrádzí Moravy a Myjavy, veľkého počtu umelých kanálov (kanál Brodské – Kúty, Maloleváarsky kanál, Zohorský a Vysocký kanál, kanál Maliny, Rudavy, Mečiarky, Stupavského a Zohorského potoka a i.) sú zobrazené len ako kartografický podklad. Pre tie isté dôvody nie sú na mapách vyznačené ani početné nízke valy pozostávajúce z eolických pieskov v zmesi so zvyškami koreňov drevín, ktoré boli uložené v rámci ťažby drevnej hmoty na území Boru v priestore Borský Svätý Jur – Šaštín-Stráže – Borský Mikuláš – Šajdíkové Humence – Jablonica – Prievaly – Sološnica – Rohožník – Kuchyňa – Lozorno – Zohor – Plavecký Štvrtok – Malacky – Veľké Leváre – Moravský Svätý Ján – Sekule a na území eolických pieskov *lábsko-gajarského pásma Záhorských pláňav* v priestore Malé Leváre – Kostolište – Jakubov – Gajary a na iných miestach s výskytom eolických pieskov, ako napr. na Z od Stupavy.

Antropogénne uloženiny tvoria rôzne akumulčné formy, ktoré často výrazne vplyvajú nielen na charakter primárneho reliéfu, ale aj na celkový geografický ráz krajiny. Okrem toho, v niektorých prípadoch svojím obsahom v rôznej miere ovplyvňujú ekologické pomery daného územia.

Najrozsiahlejšie navážky a násypy tvorené piesčitými štrkami, štrkami a pieskami sa zaznamenali prevažne v nive Moravy po okrajoch aktívnych štrkovní aj opustených štrkovísk slúžiacich na rekreačné účely a rybolov. Z aktívnych je to najmä štrkovňa na JV od Vysokej pri Morave v časti Múrnice. Navážky pri opustených štrkovniach s rekreačným zameraním sú medzi Sekuľami a Kútmí (U Janíčkov, Ošríd, Mláky), v Sekuliach (Stará štrovňa), v Malých Levároch vrátane širokého násypu okolo dolného úseku kanála Rudavy, v Jakubove (Stará a Nová štrovňa), na S a JV od Suchohradu, na S a SV od Vysokej pri Morave (jazero Axi), v záhradkárskej kolónii pri Devínskom Jazere a na viacerých ďalších menších plochách v nive Moravy. Pieskovo-štrkové násypy v doline Stupavského potoka súvisia z historickým vybudovaním rybníkov a prívodných kanálov do starého vodného mlyna.

Pieskovo-štrkové násypy s obsahom úlomkov hornín (kamennej drviny) sú v dolnom úseku násypu kanála Rudavy pri vyústení do Moravy, v areáli technického parku v Kútoch a Senici, v areáli bývalých strojární (Strojstav) v Záhorskej Vsi a v rozšírených častiach násypov železničnej trate v Senici a Jablonici, v Kútoch,

Sekuliach, Závode, Veľkých Levároch, Malackách a v pásme Devínska Nová Ves – Devínske Jazero. Štrkové násypy s obsahom úlomkov hornín sa nachádzajú aj v násypoch projektovaných nadjazdov ponad nezrealizovaný úsek železnice medzi Plaveckým Podhradím a Jablonicou.

Navážky, násypy a haldy, tvorené najmä pieskami (občas s prímесou drobných štrkov), sa zaznamenali pri mnohých opustených aj aktívnych pieskovniach, napr. v opustenej pieskovni na S od Sekúľ (Na vrškoch), v aktívnej pieskovni v Šaštíne-Strážach, v opustenej i aktívnej pieskovni na Z až JZ od Borského Mikuláša, v dvoch aktívnych pieskovniach v Šajdíkových Humenciach, v opustenej pieskovni na Z od Lozorna a na iných menších lokalitách.

Piesky so štrkami a ílmi, resp. len íly, ojedinele s úlomkami stavebného materiálu, sú súčasťou hald v okolí starej tehelne v Borskom Svätom Jure, súčasťou násypov v rámci areálu hnedouhoľnej bane Čáry a v násypoch po ťažbe rašeliny v Rohožníku a Prievaloch.

Prevažne piesky sú v násypoch na brehoch starej pieskovne, dnes rekreačného strediska Kazarka v Šaštíne-Strážach. Čisté jemnozrnné eolické piesky nachádzame aj na rôznych miestach v dočasných navážkach vo veľkej aktívnej pieskovni na V od Plaveckého Štvrťka (Bažantnica). Antropogénne redeponované piesky s obsahom humusu sú na rozsiahlych plochách lesnej škôlky v Šajdíkových Humenciach a rovnako redeponované piesky vyformované do umelých tvarov reliéfu sú súčasťou rozsiahleho golfového areálu na okraji Boru j. od Čáčova, prípadne v golfovom areáli na J od Lozorna.

Piesky s prímесou úlomkov hornín sú v hrádzach Jakubovských rybníkov, Baďurovských rybníkov medzi Veľkými a Malými Levárami, rybníkov na JV od Malaciek a na iných miestach okolia rybníkov v rámci Boru. Prevažne piesky s úlomkami pieskovecov a vápencov sú súčasťou pokryvej haldy na sídlisku v Devínskej Novej Vsi (Hlavica) a pri ceste Devínska Nová Ves – Devín (Weitov lom).

Prevažne úlomkový horninový materiál je obsiahnutý v haldách a násypoch v okolí lomov v Rohožníku, Plaveckom Podhradí, pri ceste Devín – Bratislava, pri železničnej trati Devínska Nová Ves – Bratislava (Štokeravská vápenka) a pri lomoch na bridlice v Marianke.

Veľké vybudované skládky domového, stavebného a priemyselného odpadu sa v súčasnosti nachádzajú na S od Kútov pri štátnej ceste Kúty – Holíč, na JV od Hlbokého v miestnej časti Padelky, na SZ od Jablonice, v starej tehelni v Borskom Svätom Jure, vo Veľkých Levároch, v Malackách, na JZ od Zohora v časti Pri Šusterovej jame, v Stupave v bývalom hlinisku, kde jej okraj tvoria ílovité a ílovito-piesčité haldy, a v ďalšom bývalom hlinisku tehelne v Devínskej Novej Vsi.

Staré, resp. divoké skládky prevažne domového a stavebného odpadu sú v regióne veľmi časté. Ide prevažne o drobné smetiská, ale zriedkavejšie aj o výplne jám a väčších ťažobných priestorov (hlinísk a pieskovecov). Plošne najrozsiahlejšie sú skládky v jamách po ťažbe ílov pri poľnohospodárskom podniku na S od Plaveckého Štvrťka, v starej tehelni v Borskom Svätom Jure, v zníženinách starých ramien Moravy vo Vysokej pri Morave a na J od nej, na Z od Kostolišťa a na mnohých ďalších miestach.

Drobné divoké skládky sa zvyčajne nachádzajú v extravilánoch obcí, na okrajoch poľných a lesných ciest, na okrajoch lesov a v množstve umelých znížení, najmä starých výmoľov a úvozov (pozri geologickú mapu).

Toxický odpad v podobe ropných gudrónov sa nachádza v opustenom lome Srdce v Devínskej Novej Vsi.

TEKTONIKA

Predterciérne jednotky v Malých Karpatoch majú zložitú tektonickú stavbu s viacerými superponovanými príkrovmi, ktorá je výsledkom najmä alpínskeho (strednokriedového) skrátania centrálnych Západných Karpát. Tektonické jednotky prvého rádu sú tatrikum, fatrikum a hronikum. Len v bratislavskom príkrove tatrika sú prítomné aj komplexy predalpínskeho kryštalinika, ktoré nesú štruktúrny záznam predalpínskych (variských) orogenetických procesov. Hlavné variské štruktúrne prvky sú metamorfna foliácia paralelná s vrstvitosťou metasedimentárnych komplexov a metamorfna kliváž osovej roviny zovretých až izoklinálnych mezovrás (Putiš, 1987). Zrejme však ešte pred vznikom týchto vrás vznikla príkrovová stavba, ktorú Putiš (1992) označuje ako mladovariskú. Vyššia, **pernecká jednotka** bola pritom nasunutá na spodnú, **pezinskú jednotku**. Čiastkové jednotky týchto dvoch hlavných jednotiek boli tiež tektonicky zblížené predtým, ako do nich intrudovali granitoidné telesá – **modranský plutón** do pernecko-harmónskej a **bratislavský plutón** do pezinskej jednotky (Putiš, 1992).

V alpínskom orogéne bolo kryštalinikum Malých Karpát zahrnuté do alpínskej príkrovovej stavby, pričom paleozoický kryštalinický základ sa exhumoval až v neoalpínskom období, pretože ešte počas eocénu bola väčšina v súčasnosti odkrytého kryštalinika v hĺbke asi 3 km (Danišík et al., 2004). Malokarpatská hrasť vykazuje elevačné tendencie už od paleogénu (Danišík, l. c.). Jej okrajové zlomy pritom sčasti menili svoju konfiguráciu a kinematiku, čo umožnilo zachovanie reliktovej stavby najmä strednomiocénnych sedimentov na vyzdvihnutých okrajoch a úpätiach pohoria.

Viedenská panva patrí medzi pozdĺžne vnútrohorské panvy. Z tektonického hľadiska možno jej neogénne sedimentárnu výplň rozdeliť na niekoľko štruktúrnych etáží (kap. *Geologický a tektonický vývoj*). Staršie výplne panvy ležia v severnej časti na príkrovoch flyšových Karpát. Počas svojho vývoja boli transportované spolu so svojím podložím. Pri tom sa vrásnili a postihla ich epigenetická zlomová tektonika. Mladšia výplň panvy vznikla ako naložená štruktúra typu *pull-apart* s relatívne plytkým zásahom generujúcich zlomov (*thin-skinned pull-apart basin*; Royden, 1985).

Na stavbe a vývoji Viedenskej panvy sa najvýraznejšie podieľajú pozdĺžne zlomy sv.-jz. a ssv.-jjz. smeru (obr. 15). Táto zlomová tektonika kopíruje smer rozhraní austroalpínskych jednotiek v podloží sedimentov Viedenskej panvy. V niektorých oblastiach ich maskujú zlomy sz.-jv. až v.-z. smeru, t. j. priečne zlomy, ktoré boli aktívne počas spodného miocénu (Baňacký et al., 1996b).

Malokarpatské okrajové kryhy reprezentujú relikty jeho bývalého okraja, ktorý sa zachoval za litavským zlomovým pásmom po pliocéne. Nachádzajú sa na ňom terestrické sedimenty *devínskonovoveského súvrstvia* a morské usadeniny *jakubovského a studienčanského súvrstvia* stredno- a vrchnobádenského veku. Sú segmentované zlomami sz.-jv., sv.-jz. a ssv.-jjv. smeru na čiastkové kryhy (obr. 15).

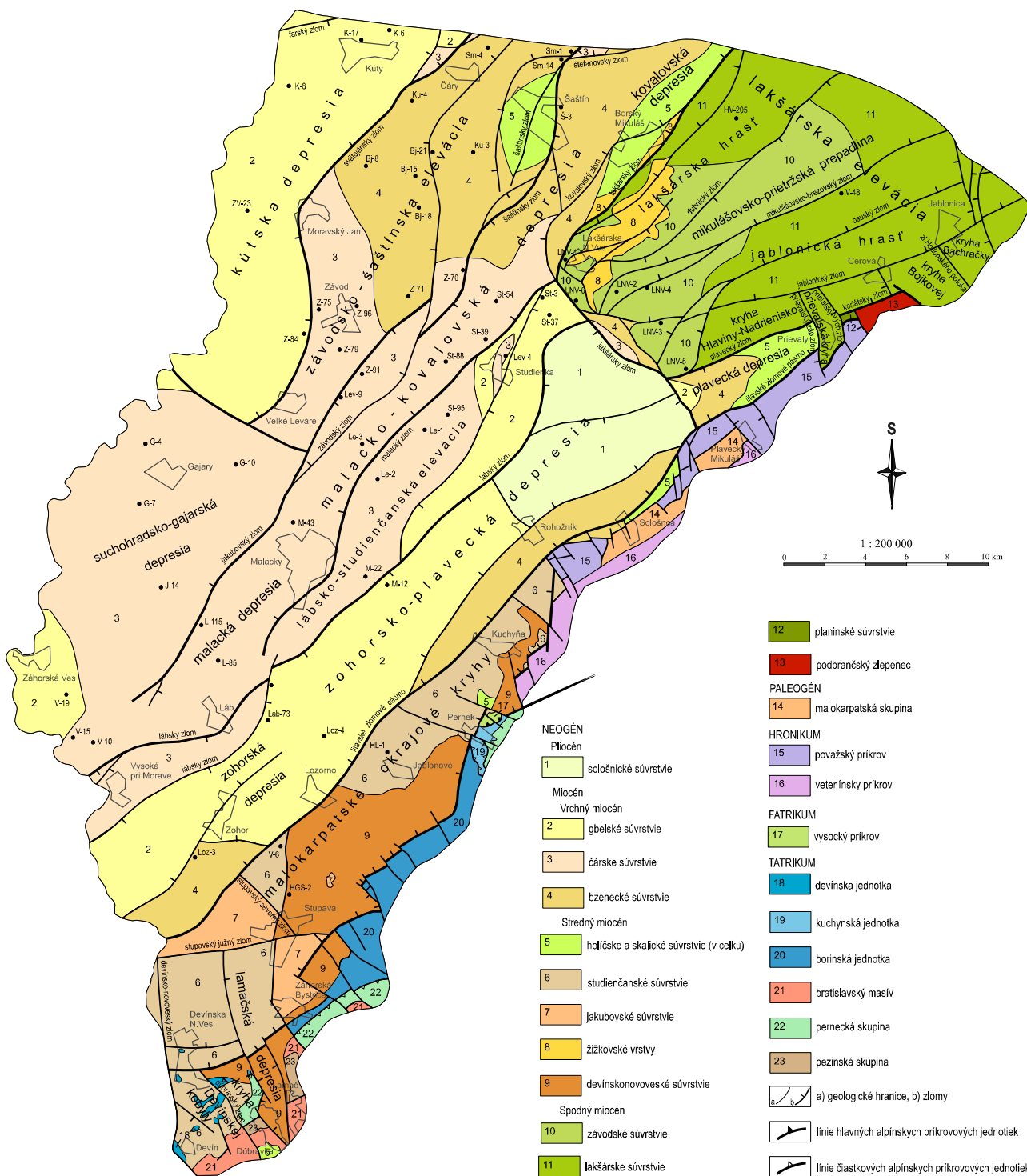
Zohorsko-plavecká depresia (v zmysle Budaya a Špičku, 1959) je na JV obmedzená okrajovým malokarpatským zlomom a na SZ plavecko-lábskymi zlomami. Prejavuje sa v celom svojom priebehu od stredného bádenu. V spodnom bádene bola pravdepodobne zaplavená len jej južná časť. Funkcia okrajového zlomu bola vo vrchnom panóne veľmi výrazná najmä v oblasti južne od Plaveckého Podhradia. Súčasná, veľmi výrazná forma vznikla až vo vrchnom panóne a sčasti v pliocéne. Depresia sa skladá z dvoch častí, a to z ústrednej zohorskej depresie vzniknutej vo vrchnom miocéne (vrchnom panóne) až pliocéne a z plaveckej depresie, ktorá už nebola postihnutá vrchnopanónskymi pohybmi. Oddeluje ich lakšársky zlom. Najmladšie neogénne sedimenty v plaveckej priekope sú sarmatské a spodnopanónske, v zohorskej depresii vrchnopanónske a pliocénne (Budaya a Špička, 1959).

Lakšárska elevácia (v zmysle Budaya a Špičku, 1958b, 1959) predstavuje oblasť, ktorá bola konsolidovaná pred spodným bádénom. V priebehu bádenu boli pohyby v tejto oblasti už minimálne a najčastejšie sa prejavovali v okrajových častiach elevácie v blízkosti mobilných oblastí. Predbádenské zlomy ju rozdeľujú na tieto pozdĺžne jednotky (obr. 15):

1. *Lakšárska hrasť*. – Zo SZ ju obmedzuje lakšársky zlom, z JV dubnícky zlom. Výška skoku je asi 300 m.

2. *Mikulášovsko-prietržská prepadlina*. – Zo SZ ju obmedzuje dubnícky zlom a z JV mikulášovsko-brezovské zlomy. Výška skoku je na JV asi 80 m. Prepadlina vznikla pri tektonických pohyboch koncom karpátu. V najväčšej miere je vyplnená sedimentmi *závodského súvrstvia*. Na jz. okraji na sedimenty *závodského súvrstvia* transgredujú klastické strednobádenské sedimenty *žičkovských vrstiev*.

3. *Jablonická hrasť*. – Zo SZ ju obmedzujú mikulášovsko-brezovské zlomy, z JV plavecký zlom. Výška skoku je na JV približne 100 m. Geneticky predstavuje pôvodné jadro elevácie.



Obr. 15. Schéma rozmiestnenia štruktúro-tektonických jednotiek slovenskej časti Viedenskej panvy [zostavili: M. Elečko a K. Fordinál, 2012 (podľa: Buday a Špička, 1959; Buday et al., 1967)].

Lábsko-studenčanská elevácia (lábsko-lakšárska elevácia; Buday a Špička, 1959; lábsko-lakšárska elevácia; Špička, 1964) je geneticky spojená s jz. pokračovaním konsolidovanej lakšárskej elevácie. Na východe ju obmedzujú lábske a na západe malacké zlomy. Vrchol hrasti je zložený z niekoľkých lokálnych elevácií (Gaža et al., 1983).

Malacko-koválovská depresia (koválovsko-malacká depresia; Buday a Špička, 1959; koválovská depresia; Špička, 1964) je pokračovaním sz. mobilných častí starej brezovskej depresie. Z východu ju obmedzujú malacké zlomy a zo západu jakubovsko-šaštínske zlomy. Severné obmedzenie depresie sa vytvorilo až

v panóne vznikom v.-z. zlomu, ktorý v dnešnej štruktúrnej schéme patrí k farskému systému zlomov. V tom období vznikli aj ďalšie nové zlomy (štefanovské a kuklovské), ktoré túto oblasť ďalej členia (Špička, 1964). Koválovská depresia má s.-j. orientáciu, s úklonom vrstiev na J (Gaža et al., 1983).

Závodsko-šaštínsku eleváciu (šaštínska elevácia; Buday a Špička, 1959; štefanovsko-šaštínska hrast'; Špička, 1964) na východe obmedzujú šaštínske zlomy a na západe svätójánske zlomy. Hrast' je geneticky spojená s antiklinóriom bradlového pásma v podloží, v úseku jeho stočenia zo z.-v. do jž.-ssv. smeru. Hrast' budujú sedimenty egenburského až panónskeho veku (Baňacký et al., 1996b).

Kútska depresia (Buday et al., 1967) je najvýraznejšia štruktúra, ktorá sa tiahne od obce Gbely sz. smerom k obci Kúty. Konturuje bradlové pásmo v podloží, na ktoré sa tektonicky viaže (Gaža et al., 1983). Kútsku depresiu z JV tektonicky obmedzuje svätójánsky zlom a zo SZ farský zlom. Neogénne sedimenty tu dosahujú hrúbku okolo 5 000 m.

Suchohradsko-gajarská depresia (Gaža et al., 1983) je depresia, ktorej centrum na mape podložia je medzi obcami Gajary a Malé Leváre s maximálnou štruktúrnou hĺbkou –5 000 m.

NEOTEKTONIKA

Neotektonický vývoj spočiatku ovplyvnila kompresia v smere S – J. To podmienilo extenzný režim v smere V – Z až VSV – ZJZ, no následne pri pokračujúcej tendencii ľavotočivej rotácie napätového poľa bol extenzný režim generovaný do smeru SV – JZ. Tento smer extenzie sa počas kvartéru stal dominantným (Hrašna, 1998). Vplyvom uvedenej miernej rotácie napätového poľa sa postupne zmenil kinematický charakter starších, neogénnych zlomov a vznikli nové, kvartérne zlomy poklesového charakteru. Jeho účinkom boli spočiatku stále aktívne okrajové *litavské (malokarpatské) zlomy*, priestorovo oddeľujúce hrast'ové štruktúry pohoria od depresných štruktúr Viedenskej panvy. Vertikálna aktivita pozdĺž nich bola však na rôznych úsekoch aj v čase rozdielna. Vcelku sa spomaľovala a s výnimkou úseku Sološnica – Plavecké Podhradie sa presúvala ďalej od pohoria, až pravdepodobne v recente takmer ustala. Naopak, výrazne sa oživilí poklesy pozdĺž *priečných zlomových systémov* smeru SZ – JV až ZSZ – VJV. Prejavilo sa to vznikom a postupným vývojom celého radu lokálnych kvartérnych čiastkových depresíí.

Na základe výsledkov geologického výskumu a mapovania kvartérnych uloženín a prehodnotenia starších geologických prác, najmä geologických vrto a geofyzikálnych profilov z priestorov depresných štruktúr, ako aj na základe výsledkov komplexnej morfoštruktúrnej analýzy reliéfu, morfotektonického výskumu, morfometrických údajov z jednotlivých stupňov riečnych terás a terasovaných proluviálnych vejárov, štúdia zákonitostí vývoja a distribúcie vybraných genetických typov kvartérnych sedimentov bol vyčlenený systém kvartérnych zlomových rozhraní a následne systém štruktúrnotektonických blokov (kryh) územia. Jednotlivé vyčlenené bloky sa vyznačujú rôzne intenzívnymi vertikálnymi pohybovými tendenciami, pričom ich charakter je vyjadrený farebnou škálou na prehľadnej štruktúrnotektonickej mape (obr. 16).⁶

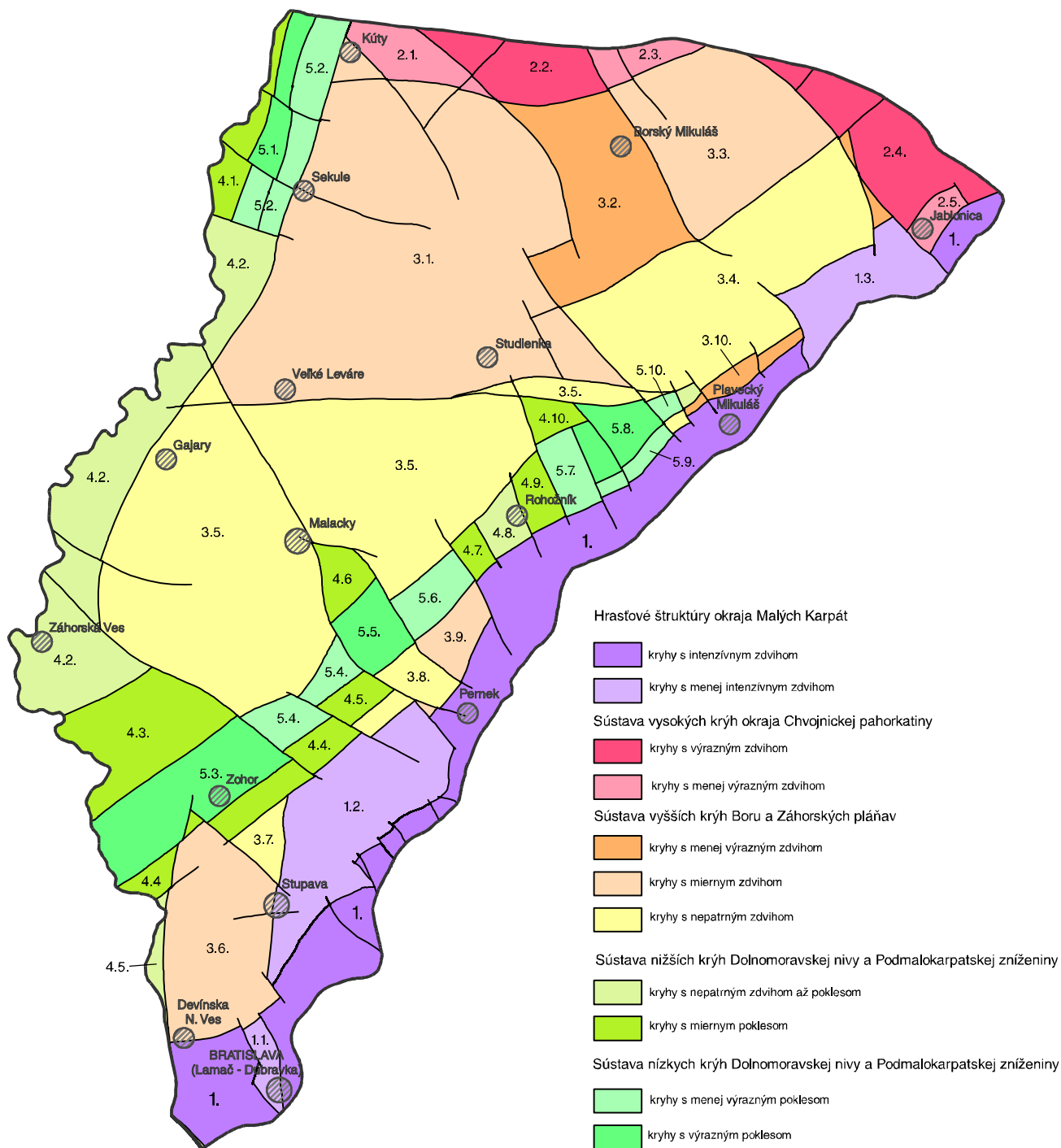
Zo schémy kvartérnych zlomov a štruktúrnotektonickej mapy vyplýva, že sv. výbežok *Viedenskej panvy*, ktorému geograficky zodpovedá Záhorská nížina, je z V ohraničený medzným zlomovým systémom *hrast'ovej štruktúry Malých Karpát* (1). Ide o systém *litavských zlomov* sv.-jz. smeru. Výnimku tvorí len úsek medzi štátnou hranicou s Rakúskom a Lozornom, kde poklesové štruktúry panvy zasahujú aj na J od tohto systému zlomov sústavou vyšších kryh *stupavsko-novoveskej čiastkovej elevácie* (3.6) a *lozorniansko-stupavskej (erozívno-denudačnej) zníženi* (3.7).

V rámci hrast'ových štruktúr pohoria, vyznačujúcich sa vo vzťahu k štruktúram panvy vcelku intenzívnym zdvihom, boli zvlášť vyčlenené 3 bloky (kryhy) s menej intenzívnym zdvihom, sformované a tektonicky limitované ešte počas miocénu.

Prvou z nich je úzka poklesnutá kryha medzi Dúbravkou a Lamačom s pokračovaním do Karlovej Vsi (mimo a regiónu) sformovaná po bádene, geograficky označovaná ako Lamačská brána. Jej sedimentárnu výplň tvoria prevažne štrky a piesky *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu. Z tektonického hľadiska ide o kryhu s výraznými znakmi erozívno-denudačných procesov, v kvartéri neaktívnu. V rámci regiónu sa označuje ako lamačská časť *stupavsko-lamačskej erozívno-denudačnej zníženi* (1.1).

Ďalším blokom, resp. sústavou blokov s nižšou intenzitou zdvihu je priestor medzi Mariankou, Stupavou, Jablonovým, Pernekom a Borinkou, geograficky označený ako Stupavské predhorie. Z tektonického hľadiska ide o staršiu (predkvartérnu) *stupavsko-perneckú okrajovú kryhu* (1.2) tvoriacu prechodný stupeň medzi relatívne elevačnými štruktúrami panvy a výrazne elevačnými štruktúrami pohoria. Celú štruktúru, rovnako ako v prípade *stupavsko-lamačskej erozívno-denudačnej zníženi*, budujú štrky a piesky *devínskonovoveského súvrstvia* stredného bádenu. Vplyvom erozívno-denudačných procesov tvorí jej povrch pahorkatina s výraznými úvalinami a medziúvalinovými chrbtami.

⁶ Čísla uvedené za názvami štruktúrnotektonických jednotiek v texte zodpovedajú plochám týchto jednotiek vyznačeným na neotektonickej mape (obr. 16).



Obr. 16. Štruktúrno-tektonická mapa (zostavil: J. Maglay, 2012).

Posledným, zvlášť vyčleneným blokom s nižšou intenzitou zdvihu je priestor z. okraja pohoria medzi Prievalmi, Cerovou-Lieskovým a Jablonicou, označovaný ako *prievalsko-jablonická okrajová kryha* (1.3). Kryhu tvorí *jablonický zlepenec* karpatského veku a jej povrch sústava paralelných náplavových kužeľov stredno-až vrchnopleistocénneho veku, oddelených nízkymi chrbtami vybiehajúcimi z pohoria na SZ.

V rámci štruktúrneho plánu samotnej Záhorskej nížiny boli vyčlenené 4 základné sústavy neotektonických blokov, ktoré sa navzájom líšia charakterom a intenzitou relatívnych vertikálnych pohybových tendencií.

Sústavu vysokých kryh priľahlého okraja *Chvojnickej pahorkatiny* (2) tvorí pásmo morfológicky najvyššie položených štruktúr v rámci tektonických blokov regiónu. V pásme od Kútov cez Šaštín-Stráže, Senicu až po Jablonicu na územie zasahujú len časti *strážskej* (2.2) a *hlbockej* (2.4) *vysokej kryhy*. Obe vysoké kryhy sú priečne segmentované systémom priečných zlomov sz.-jv. smeru, pozdĺž ktorých sa vyvinuli kryhy s menej

výrazným zdvihom. Na V od Kútov je to *čárska medzikryha* (2.1), medzi Štefanovou a Dojčom *štefanovská medzikryha* (2.3) a v oblasti Jablonice *medzikryha osuského* (2.5).

Ich povrch, s výnimkou *hlbokej kryhy*, tvoria väčšinou tenké pokryvy spraší striedajúce sa so sprašovými hlinami a na okraji nivy Myjavy aj s eolickými pieskami. V podloží spraší a sprašových hĺn sú neogénne sedimenty, resp. fluviálne štrkopieskové akumulácie nízkych a stredných terás Myjavy a Teplice. *Sústava vysokých krýh Chvojnickej pahorkatiny* je z J tektonicky oddelená od *sústavy vyšších krýh Boru a Záhorských pláňav* (3) systémom zlomov prebiehajúcich nivou Myjavy.

Sústava vyšších krýh Boru a Záhorských pláňav (3) tvorí dovedna najrozsiahlejšiu plochu regiónu. Pozostáva z rôzne, no vcelku relatívne mierne vyzdvihnutých tektonických blokov. *Rudavský zlom* z.-v. smeru ju rozdeľuje na severný, *lakšársky blok* (3.1 – 3.4) a stredný, *malacký blok* (3.5). V dôsledku toho, že na plochu *malackého bloku* v jz.-sv. smere zabieha úzky pruh *sústavy nízkych krýh Dolnomoravskej nivy a Podmalokarpatskej zníženi* (5.3 – 5.8), ktorý sa na jeho sv. zakončení medzi Plaveckým Podhradím a Plaveckým Mikulášom tektonicky spája s *hrastovou štruktúrou Malých Karpát* (1), od *malackého bloku* (3.5) je navyše tektonicky odčlenený južný, *podmalokarpatský blok* (3.6 – 3.10). Pozostáva so vzájomne odčlenených krýh s miernym až nepatrným relatívnym zdvihom (obr. 10).

Lakšársky blok (3.1 – 3.4), geograficky označovaný v z. časti ako Záhorské pláňavy a vo v. časti ako Lakšárska pahorkatina, tvoria 4 morfotektonicky identifikované, plošne rozsiahle kryhy.

Najzápadnejšia z nich je rozsiahla *závodská medzikryha* (3.1). Na jej plochu zo Z a SZ zasahuje rozsiahly terasový systém Moravy a Myjavy, pričom piesčité štrky a piesky fluviálnych terás sú z väčšej časti pokryté mladými eolickými pieskami. Smerom na V k Studienke sa terasy Moravy postupne vytrácajú a tvoria len erózievné zvyšky zaberajúce vrcholy pahorkov. V tejto oblasti dominujú na povrchu eolické piesky Boru, ktoré sú deponované na uvedené fluviálne sedimenty alebo ležia priamo na podložných súvrstviach neogénu.

V bezprostrednom východnom ohraničení *závodskej medzikryhy* (3.1) sa nachádza *lakšárska kryha* (3.2), tektonicky vygenerovaná priečnymi zlomami sz.-jv. smeru. Tvorí najvyššiu časť celej pahorkatiny aj Borskej nížiny. Sú pre ňu príznačné časté výstupy neogénnych súvrství na povrch spod eolických pieskov a deluviálnych sedimentov kvartéru.

Východne od uvedenej kryhy je menej vyzdvihnutá *šajdíkovská medzikryha* (3.3) siahajúca od Borského Mikuláša až po nivu Myjavy. Typické pre ňu sú hrubé pokryvy eolických pieskov, deponovaných priamo na neogénne podložie.

V priestore na JV od oboch uvedených krýh (*lakšárskej* a *šajdíkovskej*) až po *hrastové štruktúry Malých Karpát* sa tektonicky vygenerovala *borská nízka medzikryha* (3.4) s najhrubším vývojom eolických pieskov na povrchu.

Malacký blok (3.5) tvorí nepatrne vyzdvihnutá a vnútorne menej neotektonicky segmentovaná *malacká kryha*. Jej z. časť pokrývajú plošne rozsiahle fluviálne sedimenty *dnovej akumulácie nízkej* a čiastočne aj *strednej terasy* Moravy s lokálnym pokryvom mladých eolických pieskov. Východnú časť tvoria rozsiahle pokryvy eolických pieskov deponovaných na neogénne podložie. Juhovýchodný okraj *malackého bloku* výrazne tektonicky limituje *sústava nízkych krýh pozdĺžnej Podmalokarpatskej zníženi* (5.3 – 5.10) pozostávajúcej z celého radu čiastkových kvartérnych depresíí.

V juhovýchodnej časti územia na rozhraní vysokých krýh pohoria (1) a uvedeného pásma *nízkych krýh Podmalokarpatskej zníženi* sa vygenerovali kryhy *podmalokarpatského bloku* (3.6 – 3.10). Z nich vyniká najmä *stupavsko-novoveská čiastková elevácia* (3.6) pokrytá štrkami a piesčitými štrkami *stredných terás* Moravy a štrkami *stredného náplavového kužela* Stupavského potoka s lokálnym pokryvom najmladších eolických pieskov. V rámci tejto elevácie sa na úpätí pohoria vyvinula lokálna *stupavsko-lamačská erózievno-denudačná zníženi* vyplnená proluviálnymi sedimentmi malokarpatských tokov. Medzi pásmom *nízkych krýh Podmalokarpatskej zníženi* a pohorím sa v rámci *podmalokarpatského bloku* vyvinulo niekoľko lokálnych priúpätných krýh s rôznou tendenciou vertikálneho pohybu. Z juhozápadu na SV je to *lozorniansko-stupavská (erózievno-denudačná) zníženi* (3.7), priúpätné *pernecká erózievno-denudačná zníženi* (3.8), *kuchynská čiastková elevácia* (3.9) a *plaveckopeterská čiastková elevácia* (3.10). Povrch všetkých uvedených štruktúrnych blokov tvoria prevažne proluviálne sedimenty apikálnych častí sústavy paralelných náplavových kuželov malokarpatských tokov, deponované na súvrstvia neogénu s častým výstupom na povrch.

Na Z od *sústavy vyšších krýh Boru a Záhorských pláňav* (3) sa pozdĺž toku Moravy vygenerovala *sústava nižších krýh Dolnomoravskej nivy* (4.1 – 4.5), ktorá svojím s.-j., resp. ssv.-jjz. priebehom zodpovedá súčasnému plošnému rozsahu nivy a dnovej akumulácie Moravy. Jednotlivé kryhy Dolnomoravskej nivy vykazujú vrchnopleistocénny až subrecentný vertikálny pohyb, indikovaný mierne rozdielnou hrúbkou piesčitých štrkov a pieskov dnovej akumulácie v pozdĺžnom smere. Mierne rozdiely v hrúbke dnovej akumulácie Moravy na *suchohradských nízkych kryhách* (4.2) v úseku Moravský Svätý Ján – Vysoká pri Morave sú výrazne narušené extrémne veľkou hrúbkou fluviálnych sedimentov v rozsahu mladých neotektonických čiastkových depresíí prislúchajúcich k *sústave nízkych krýh Dolnomoravskej nivy* (5.1 – 5.3).

V severnej časti Dolnomoravskej nivy sa vyvinula mladá neotektonická *kútska čiastková depresia* (5.1) vrátane okrajových, menej poklesnutých *kútsko-sekulských medzikrýh* (5.2). Depresia je pomerne úzka a podľa vrtnej preskúmanosti má priebeh v smere S – J. Z východu je výrazne tektonicky ohraničená oproti *sústave vyšších krýh Boru a Záhorských pláňav* (3) a *sústave vysokých krýh Chvojnickej pahorkatiny* (2). Jej západné ohraničenie tvoria *hohenauské nízke medzikryhy* (4.1) a južné ohraničenie *suchohradské nízke kryhy* (4.2) *sústavy nižších krýh Dolnomoravskej nivy* (4.1 – 4.5). *Kútska čiastková depresia* (5.1) vrátane uvedených okrajových medzikrýh je vyplnená piesčitými a štrkopieskovými fluvialnými akumuláciami Moravy hrubými do 40 m. Podľa Minaříkovej (1969) ide o sedimenty mladšej časti stredného pleistocénu, vrchného pleistocénu až holocénu. Poukazuje to na jej mladé tektonické oživenie.

Z juhozápadného smeru z oblasti Marcheggu (Rakúsko) zasahuje na územie rozsiahla neotektonická, prevažne poklesová štruktúra vyvinutá pozdĺž *pásma litavských zlomov* smerujúcich ďalej na SV. Štruktúra tvorí *sústavu nízkych krýh Podmalokarpatskej zníženiiny* (5.3 – 5.10) a skladá sa z celého radu mladých, čiastočne izolovaných čiastkových depresii s kryhami rôznej intenzity s relatívnym poklesom. Na študovanom území sa označuje ako *zohorsko-plavecká depresia*.

Zohorsko-plavecká depresia sa z JZ začína plošne pomerne rozsiahlou mladou *zohorskou depresiou* (5.3) s okrajovými, menej poklesnutými medzikryhami (4.3 – 4.4). Jej kvartérna výplň tvorená fluvialnými akumuláciami Moravy tu dosahuje hrúbku 86 m. Smerom na SV sa postupne znižuje. Depresia je vo svojom sv. pokračovaní limitovaná priečnym zlomovým systémom a prechádza do menej poklesnutých krýh *lozorniansko-jablonovskej poklesnutej medzikryhy* (5.4), smerom k pohoriu lemovanej kryhami *lozornianskej* (4.4) a *jablonovskej* (4.5) *čiastkovej elevácie*. Na povrchu aj vo výplni poklesnutých medzikrýh dominujú proluviálne sedimenty malokarpatských potokov.

V ďalšom pokračovaní na SV sa v rámci *zohorsko-plaveckej depresie* vyvinula výrazná *pernecká čiastková depresia* (5.5) s prechodnou okrajovou *tančibockou medzikryhou* (4.6). Kvartérnu sedimentárnu výplň depresie tvoria naložené proluviálne sedimenty malokarpatských tokov spodného pleistocénu až holocénu v celkovej hrúbke presahujúcej 120 m. V sedimentoch sa intraformačne nachádzajú aj eolické piesky stredného a vrchného pleistocénu. *Pernecká čiastková depresia* sa v ďalšom pokračovaní pozdĺž *litavských zlomov* priečne tektonicky stýka s *kuchynskou poklesnutou medzikryhou* (5.6) vyplnenou proluviálnymi sedimentmi distálnej zóny kužela Kuchynského potoka.

Ďalej na SV *zohorsko-plaveckú depresiu* prerušuje sústava relatívne mierne poklesnutých krýh *rohožníckej čiastkovej elevácie* (4.7 – 4.9) s pokryvom proluviálnych sedimentov terasovaných náplavových kuželov malokarpatských tokov.

Na SV od uvedenej čiastkovej elevácie sa vyvinula výrazná *sološnicko-plavecká čiastková depresia* (5.8) s prechodnou okrajovou *rudavskou medzikryhou* (4.10). Sedimentárnu výplň depresie tvoria tak isto proluviálne sedimenty malokarpatských tokov spodného pleistocénu až holocénu v celkovej hrúbke presahujúcej 100 m. Aj v týchto sedimentoch sa intraformačne nachádzajú eolické piesky stredného a vrchného pleistocénu. *Sološnicko-plaveckú čiastkovú depresiu* lemujú menej poklesnuté kryhy: *rohožnícka* (5.7), *sološnická* (5.9) a *plavecká* (5.10) poklesnutá medzikryha.

GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA

Viedenská panva mala veľmi zložitý geologický vývoj. Evolúciu samotnej Viedenskej panvy v regionálnom napäťovom poli ovplyvnilo jej špecifické postavenie medzi dvomi, aktívne sa pohybujúcimi megablokmi – centrálnymi a vonkajšími Karpátmi, oddelenými bradlovým pásmom. Kolízia Karpát s výbežkom Českého masívu spôsobila rotáciu blokov, reaktivizáciu a kinematickú fluktuáciu zlomov, ktoré ovplyvňovali tvorbu depocentier sedimentácie (Jiříček, 1979; Špička, 1969) a faciálny charakter terciérnych sedimentov Viedenskej panvy.

V **miocéne** počas egenburgu a otnangu sa obdobie vývinu Viedenskej panvy zaznamenalo súvekými sedimentmi. Drobnoštruktúrne záznamy dokladajú orientáciu kompresie v smere SZ – JV až ZSZ – VJV. Tento tektonický tlak reaktivizoval mezoalpínske rozhrania štruktúr (subtatranských príkrovov) ako dextrálne transpresné strižné zóny, ktoré sú dnes orientované v smere VSV – ZJZ. Zlomy kopírujú smer rozhraní austroalpínskych jednotiek v podloží sedimentov Viedenskej panvy (Janočko et al., 2003).

V tomto období sa v panve usadzovali sedimenty *lužického súvrstvia* (obr. 15). Marginálne sedimenty uvedeného súvrstvia egenburského veku reprezentuje *podbrančský zlepenec*. V južnej časti panvy v oblasti Studienky a Lakšárskej Novej Vsi sa začiatkom egenburgu usadzovali pestré vápnité íly s polohami zlepenecov. Po nich sa začali v tejto oblasti usadzovať sivé vápnité íly, v ktorých sa zistili bivalvie *Crassostrea aff. gryphoides*, ostrakódy *Neocyprideis fortisensis*, *Neomonoceratina helvetica* a *Agloicypris* sp. a chary. Uvedená fauna poukazuje na sublitorálne brakické prostredie (Jiříček in Gaža et al., 1983), ktoré môže poukazovať na prítomnosť záливovej delty v oblasti Závodu (Baráth et al., 2001).

Podobne sa v západnej časti panvy v okolí Štefanova v ranom egenburgu usadzovali zlepenec prechádzajúce do drobn- až strednozrnných pieskov s polohami sivých vápnitých ílov. Našli sa v nich foraminifery, ostrakódy, ojedinele bivalvie a gastropódy. V terminálnej časti týchto sedimentov sa vyskytovali rizopóda rodu *Silicoplacentina* (Cicha a Zapletalová, 1958). Uvedené brakické až morské sedimenty sa usadzovali v zálive mora s delťou zálivového typu (Baráth et al., 2001). Postupujúce transgresia spôsobila, že neritická šlírová fácia *lužického súvrstvia* egenburského veku sa z depocentier Viedenskej panvy postupne rozširovala smerom k jej okrajom a postupne prekryla sublitorálne sedimenty.

Na hranici egenburgu a otnangu nastal krátkotrvajúci ústup hladiny, ktorý spôsobil progradáciu deltového telesa *hodonínskych pieskov* smerom do panvy. Po prechodnom splytčení prostredia sa neskôr prostredie prehĺbilo, a to v panvovej časti do stredného neritika a v ostatných oblastiach do vrchného neritika. Koncom otnangu sa prostredie opäť splytčilo, a to v panvovej časti až do vrchného neritika a v okrajových častiach vzniklo sublitorálne prostredie a miestami nastala až regresia. V tomto období sa lokálne znižovala salinita a rozvíjali sa spoločenstvá so silicoplacentínami (Jiříček, 1988b).

V období karpátu pokračoval v oblasti Viedenskej panvy transpresný režim, ale menila sa kinematika vo vsv.-zjz. strižnej zóne z dextrálneho strihu na sinistrálny. Od spodného karpátu bol generálny trend ešte viac-menej súvislého bazénu limitovaný zlomami vsv.-zjz. smeru, ale sedimentácia vo Viedenskej panve sa rozširovala aj ďalej na juh (Jiříček, l. c.). Zo sedimentárneho záznamu Viedenskej panvy vyplýva, že na rozhraní spodného a vrchného karpátu nastala významná zmena tektonického režimu. So začiatkom vrchného karpátu sa vo Viedenskej panve presadil nový štruktúrny plán. Dominovali v ňom zlomové štruktúry sv.-jz. smeru, ktoré riadili vrchnokarpatskú sedimentáciu. Nastala aj reorientácia napäťového poľa, kde kompresia mala smer SSV – JJZ (Janočko et al., 2003).

Vo Viedenskej panve v jej severnej a centrálnej časti prevládala rýchla hlbokomorská sedimentácia prachovito-ílovitých usadenín reprezentovaných *lakšárskym súvrstvím* (Kováč a Baráth, 1996). Okrajovými sedimentmi *závodského súvrstvia* sú v severnej časti Viedenskej panvy *jablonické zlepenec* (obr. 15). Repräsentujú usadeniny aluviálno-deltových kužeľov (Kováč et al., 1993). V južnej časti panvy sa nachádzajú deltové *gänserndorfské konglomeráty*, smerom na sever (na územie Slovenska) prechádzajúce do deltových a litorálnych *šaštínskych pieskov*. Podobne aj *aderklaaske vrstvy* reprezentujúce sedimenty nadvodnej sladkovodnej časti delty prenikajú na naše územie v podobe *lábskych vrstiev* (Jiříček, 1990).

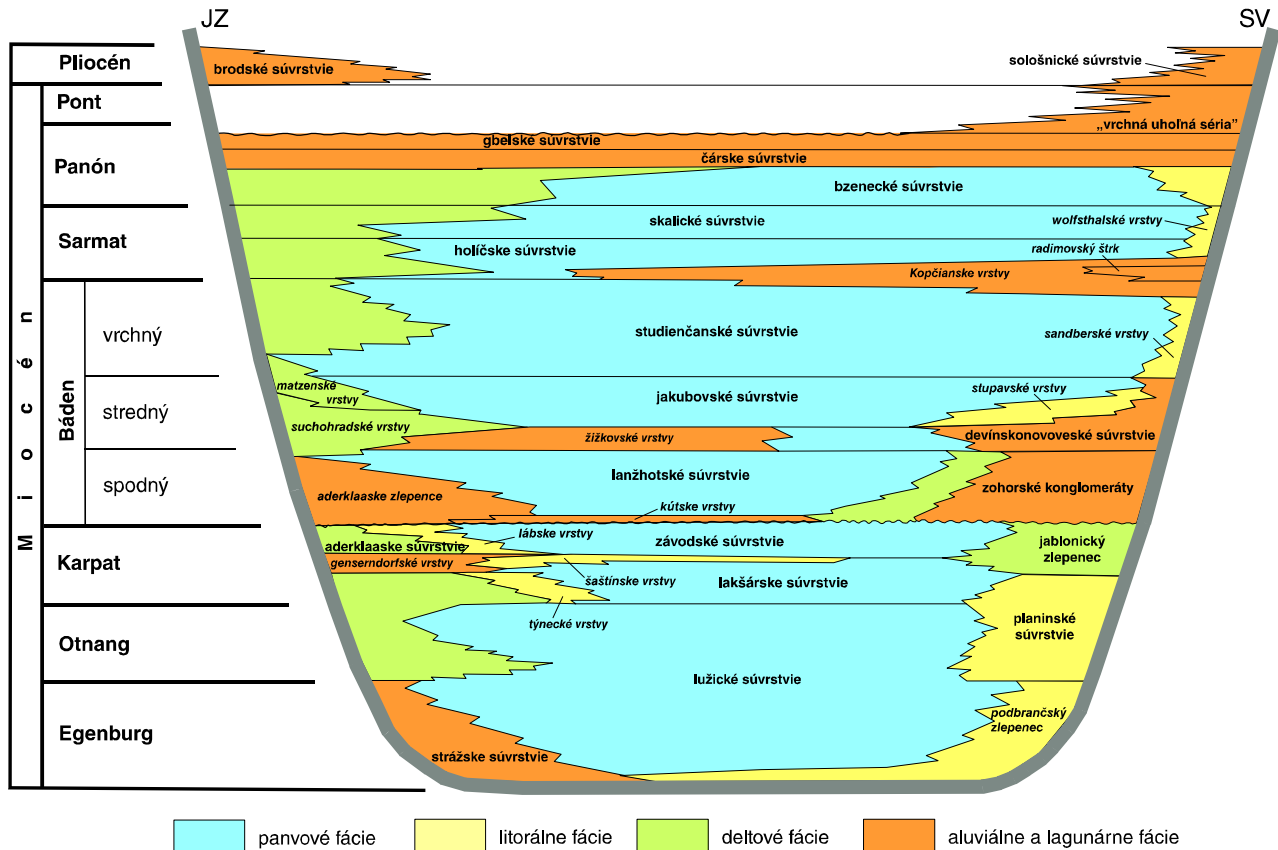
Koncom karpátu vo Viedenskej panve nastali paleogeografické zmeny. Vytvorilo sa antiklinórium Malých Karpát a vznikol nový tektonický prvok vybiehajúci do panvy – lakšárska elevácia, ktorá sa stala okrajom mladšej panvy. Južné ohraničenie tejto konsolidovanej časti tvorí stará priečna porucha, ktorej činnosť sa prvýkrát obnovila v spodnom bádene. Predstavuje ju lakšársky zlom, ktorý v ďalšom vývoji oddeľoval sv. starú konsolidovanú časť od jej jz. pokračovania v poklesnutej kryhe. Tá sa stala súčasťou mladšej panvy.

Vznikom a konsolidáciou lakšárskej elevácie, dobrovodskej depresie a Malých Karpát sa prerušilo spojenie na východ k vnútrokarpatským panvám (Buday a Špička, 1959; Špička, 1964).

V spodnom bádene pokračovala sedimentácia podľa vrchnokarpatského štruktúrneho plánu, podľa systému poklesových zlomov smeru SSV – JJZ, ktoré predtým rozčlenili egenbursko-vrchnokarpatský bazén na bloky.

V strednom a vrchnom bádene sa štruktúrny plán oproti spodnobádenskému výraznejšie nezmenil. V týchto napäťových podmienkach sa aktivizoval systém vsv.-zjz. sinistrálnych posunov. Južne od farských sinistrálnych posunov vznikla vo Viedenskej panve v priebehu stredného bádenu kútska depresia. Aj v tomto období tvoril lakšársky pokles aktívny okraj bazénu a spolu s koválovským zlomom ohraničoval senickú vysokú kryhu, ktorá bola od vrchného karpátu až do vrchného bádenu súšou. Na rozhranie spodného bádenu a stredného bádenu spadá vznik lamačskej depresie vyplnenej strednobádenskými a mladšími sedimentmi (Janočko et al., 2003).

Začiatkom spodného bádenu transgredovali klastické usadeniny *kútskych vrstiev* na sedimenty karpatského veku zastúpené *lakšárskym a závodským súvrstvím* a *lábskymi vrstvami*, na ktoré následkom postupujúcej transgresie sedimentovali pelitické sedimenty *lanžhotského súvrstvia* (obr. 17).



Obr. 17. Model výplne Viedenskej panvy (I. Baráth a K. Fordinál, 2012).

Začiatkom stredného bádenu došlo k regresii a usadzovaniu hruboklastických sedimentov *devínskonovoveského súvrstvia* v okrajovej časti panvy. Tieto sedimenty reprezentujú usadeniny sutinových a aluviálnych kuželov. Nastupujúca transgresia podmienila v okrajovej časti vznik močiarného prostredia, v ktorom sa vytvorili tenké vrstvičky uhlia. Postupom transgresie sa tieto močiare zaplavili a vzniklo plytké morské prostredie (vyšší infralitorál), ktoré sa postupne prehľbovalo až do hlbšieho sublitorálu (Fordinál et al., 2003).

V priebehu vrchného bádenu nastali intenzívne pohyby jednotlivých kryh, ktoré prebiehali podľa obnovených starých zlomov, ako aj novozaložených tektonických línií. V tomto období boli založené a činné všetky hlavné zlomy, ktoré sú významné pri členení mladšej panvy (Špička, 1964).

Sedimentácia vrchnobádenských sedimentov pri východnom okraji Viedenskej panvy prebiehala v morskom prostredí v hĺbke okolo 150 m a so zníženým obsahom kyslíka pri dne. Poukazuje na to prítomnosť foraminifer rodu *Bolivina*, *Bulimina* a *Uvigerina*, ktoré znášajú znížený obsah kyslíka vo vodnom prostredí, a výskyt pyritu. Svedčí o tom aj výskyt horizontov s dominantným zastúpením planktónu (Hudáčková a Kováč, 1993). Koncom vrchného bádenu sa splytčovala okrajová časť (Čierna, 1973).

Pre obdobie sarmatu a panónu bol charakteristický prechod z režimu aktívnej sv.-jz. kompresie do sz.-jv. extenzie, ktorý nastal na rozhraní bádenu a sarmatu. Dominantným štruktúrnym elementom zostali poklesy sv.-jz. smeru, ktoré limitovali tvar bazénov (Janočko et al., 2003).

Začiatkom sarmatu nastal ústup mora až na juh slovenskej časti Viedenskej panvy do okolia Malaciek, Lábu a Vysokej pri Morave. Zaplavená morom bola len rakúska časť panvy, zatiaľ čo väčšia časť slovenskej časti bola vynorená, so sladkovodnou sedimentáciou (Jiříček, 1988b). V slovenskej časti panvy sa usadzovali pestro škvrnitú zelené, modro-zelené a sivé vápnité íly *kopčianskych vrstiev*. Našli sa v nich autochtónne sladkovodné gastropódy (*Planorbis* sp.) a ostrakódy (*Candona* sp., *Candoniella* sp.) a suchozemské gastropódy *Carychium nouleti suevicum* (BOETTGER) a *Monacha punctigera* THOMAE spláchnuté z pobrežia (Čtyroký, 2000; Jiříček, 1988b). Okrem fosílií sa v nich našli aj osteokoly. Tieto sedimenty vznikli pravdepodobne v lagúnach aluviálnej plošiny nadvodnej delty (Elečko a Vass in Baňacký et al., 1996b; Jiříček, 1988b) alebo v jazernom prostredí s kontinentálnymi splachmi (Čtyroký, 2000). V oblasti Lábu pestré vrstvy laterálne prechádzajú do piesčitých plytkovodných sedimentov s riasovými porastmi, ktoré obývali foraminifery druhu *Anomalinoidea badenensis* (Jiříček, 1988b).

Uvedená regresia bola doložená v celej Paratetyde. Neskôr ju vystriedala nová transgresia mora, ktorej rozsah presiahol aj rozšírenie sedimentov vrchného bádenu a ktorá prenikla ďalej na sever do hradišskej priekopy. V priebehu vyššej časti raného sarmatu sa Viedenská panva prehĺbila a usadzovali sa v nej v brakickom plytkoneritickom prostredí monotónne zelenosivé vápnité íly *holíčskeho súvrstvia* s medzivrstvami sivých a bielosivých pieskov. V priebehu neskorého sarmatu sa v severnej časti panvy začali usadzovať piesčité deltové sedimenty *skalického súvrstvia* s bohatou makro- i mikrofaunou (Fordinál a Zlinská, 1998). Na východnom okraji panvy v prostredí prílívových plošín sa usadzovali hrubodetritické sedimenty (brekcie, konglomeráty a vápnité pieskovce).

Počas panónu (v zmysle Rögla et al., 1993) sa uskutočnilo ďalšie osladzovanie Viedenskej panvy tvoriacej severný záliv Panónskeho jazera. Brakické prostredie jazera sa účinkom vtekajúcich riek zmenilo koncom panónu na sladkovodné.

Začiatkom panónu sa znížila hladina, čo spôsobilo v okrajových oblastiach denudáciu sarmatských sedimentov. Poukazuje na to výskyt redeponovaných sarmatských foraminifer v bazálnych sedimentoch panónu (Čtyroký, 1975). Zníženie hladiny spôsobilo v podmienkach miernej humidnej klímy v slovenskej časti Viedenskej panvy zväčšenie plôch taxodiových močiarov a lokálne aj zasolených močiarov s porastmi rastlín čeľade Chenopodiaceae (Kováč et al., 1998). Následne delty postúpili smerom do panvy.

Bazálnu časť sedimentov panónskeho veku v okrajovej časti tvoria piesky, pieskovce a olivovosivasté sily, ktoré smerom do panvy prechádzajú do sivých vápnitých ílov. V západnej časti panvy v oblasti obcí Gajary, Jakubov, Suchohrad a Láb, kde do Viedenskej panvy počas zóny A panónu ústila pra-Dunaj, sa usadzovali deltové piesky. V nich sa našli bivalvie rodu *Replidacna*. Medzi deltovými ramenami sa usadzovali vápnité íly, v ktorých sa zistil masový výskyt foraminifer *Miliammina subvelatina* VENGL (Jiříček, 1985). Z foraminifer sa v týchto sedimentoch vyskytovali aj zástupcovia rodu *Agathammina* a *Haplophragmoides* (Dlugi, 1957). Uvedená mikrofauna sa viaže na ústia riek v deltovom systéme. V panve túto faunu vystriedalo spoločenstvo ostrakódov s *Amplocypris globosa* ZAL., *Cyprideis tuberculata*, *Candoniella pokorny* JIR. a *Leptocythere* sp. (Jiříček, 1985).

Začiatkom zóny B panónu pokračovala v západnej časti panvy deltová sedimentácia. Neskôr sa panva prehĺbila a pobrežná čiara s deltovou sedimentáciou sa posunula ďalej na SZ až do dolnorakúskej predhlbne. Koncom zóny B sa opäť znížila hladina a do okolia Suchohradu až Lábu začali znovu zasahovať deltové výbežky. Prejavujú sa výskytom polôh pieskov hrubých 10 až 15 m.

V priebehu zóny C panónu v uvedenej oblasti pokračovala deltová sedimentácia. V zóne D sa prehĺbila panva a usadzovali sa sivé a zelenkavosivé vápnité íly. Tento proces pokračoval až do konca zóny E panónu (Jiříček, 1985).

V zóne F panónu vyznievali pohyby pozdĺž zlomov a zmiernila sa subsidencia panvy (Buday a Špička, 1959). V oblasti Viedenskej panvy prevládlo prostredie sladkovodného limanu, na okraji ktorého sa vytvorili marše. V nich sa usadzovali dubnianske uhľonosné vrstvy, ktoré južne od Malaciek laterálne prechádzali do modrosivých ílov.

Vo vrchnom panóne v zóne G – H sa vo Viedenskej panve obnovili tektonické pohyby na zlomoch obmedzujúcich zohorsko-plaveckú a kútsku depresiu. Hlavný pokles v zohorsko-plaveckej depresii nastal na okrajovom malokarpatskom zlome. Poukazuje na to najväčšia hrúbka a zachovanie sedimentov vrchného panónu vo východnej časti, t. j. v blízkosti uvedeného zlomu (Buday a Špička, 1959). V oboch spomenutých depresiách sa usadzovali pestro sfarbené íly *gbelského súvrstvia*. Zriedkavo nájdené ostrakódy preukázali ich jazerný až riečny pôvod.

Koncom panónu po usadení pestro sfarbených sedimentov *gbelského súvrstvia* sa v zohorsko-plaveckej depresii znížila rýchlosť subsidencie. V priebehu najvrchnejšej časti panónu a pravdepodobne aj v ponte sa v strednej časti zohorsko-plaveckej depresie v močiarnom prostredí usadzovali pelitické sedimenty s lignitmi.

V najmladšej, pliocénnej kompresnej etape pôsobila kompresia v smere zhruba S – J, čo je v súlade s identifikovanou kinematikou najmladších zlomov. Predpokladáme, že smerné posuny sú jej výsledkom (Janočko et al., 2003).

V pliocéne sa na území Viedenskej panvy (v oblasti kútskej a zohorsko-plaveckej depresie) usadzovali prevažne hruboklastické, ako aj pelitické sedimenty s medzivrstvami rašelin a preplavených lignitov. Usadzovali sa v riečnom a nivnom prostredí s tvorbou močiarov. Na základe palynologického výskumu sa na uvedenom území v pliocéne nachádzal na nížine zmiešaný les typu *Pinus – Quercus – Podocarpus* a v oblasti Malých Karpát lesné spoločenstvo *Abies – Betula – Fagus* (Krippel, 1962).

Na rozhraní vrchného pliocénu a spodného pleistocénu (2,6 mil. r.) geologický a neotektonický vývoj územia regiónu aj naďalej kontrolovala kompresia v smere S – J. To podmienilo extenzný režim v smere V – Z až VSV – ZJZ, no pri pokračujúcej tendencii pomalej ľavotočivej rotácie napätového poľa do smeru extenzie SV – JZ, ktorá sa neskôr počas kvartéru stala dominantnou (Hrašna, 1998). Toto rotujúce paleonapätové pole postupne zmenilo, resp. „oživilo“ kinematický charakter starších neogénnych zlomov a iniciovalo aj vznik nových kvartérnych zlomov. Jeho účinkom boli spočiatku stále aktívne okrajové *litavské (malokarpatské) zlomy*, ale aktivita na nich bola rozdielna. Zatiaľ čo pokles *litavského zlomu (systému zlomov)* sa spomaľoval a presúval ďalej od pohoria, poklesy pozdĺž *priečných zlomových systémov* sa, naopak, výrazne oživil.

Napriek tomu, že priestor Viedenskej panvy vymedzený *litavským (malokarpatským) zlomovým systémom* oproti formujúcemu sa horskému orogénu Malých Karpát stále poklesával, tento pokles bol len relatívny, pretože oproti lokálnym depresným štruktúram panvy s ešte intenzívnejším poklesom sa javil ako mierny zdvih. Prechodné obdobie pliocén/pleistocén sa preto mohlo na krátky čas prejavovať aj ako prechodný stav vertikálneho tektonického pokoja.

Na základe vyhodnotenia starších geologických prác, geologických vrto, geofyzikálnych profilov, a najmä podrobného geologického výskumu a mapovania kvartérnych uloženín sa potvrdilo, že medzi uvedenou finálnou pliocénnou sedimentáciou paleo-Moravy, paleo-Myjavy a ich prítokov a bezprostredne mladšími fluvialnými a proluvialnými uloženinami spodného pleistocénu je výrazná diskordancia prejavujúca sa stratigrafickým hiátom, iniciovaným vtedajšími tektonickými a sedimentárno-klimatickými pomermi.

Na hranici pliocén/pleistocén bol povrch celej oblasti študovaného územia subaericky exponovaný a na kratšie obdobie tvoril fluvialnu rovinu. Na subaericky exponovanom povrchu, s výnimkou priestorovo meniacich sa aluviálnych pásiem hlavných tokov s lokálnou akumuláciou, prípadne miest s výskytom efemérnych vodných plôch, sa začali výrazne uplatňovať paleoklimatické faktory, a to najmä ich dva najzákladnejšie parametre – teplota a vlhkosť. Pristaš in (Pristaš et al., 2000) opisuje z tohto obdobia z Nitrianskej pahorkatiny (mimo skúmaného územia) genézu eluviálnych sedimentov – polygenetických rubifikovaných pôd (červenozemí), ktoré sa formovali v podmienkach aridnej mediteránnej klímy a pre ktoré je charakteristické nápadné červenohnedé až bordové sfarbenie. Synchronne červené zvetraniny sa pravdepodobne vyvinuli aj v tomto regióne na povrchu vrchnopliocénnych fluvialno-aluviálnych a proluvialných uloženín, ako aj starších horninových komplexov pohoria.

V dôsledku uvedenej zmeny paleonapätového poľa a s tým súvisiaceho relatívneho mierneho zdvihu sv. časti Viedenskej panvy oproti jej jv. situovaným štruktúram a lokálnym depresiám sa na území začali čoraz viac uplatňovať erózióno-denudačné procesy. Ich vplyvom nastala postupná erózia a denudácia červených zvetranín a ich následnou redepozíciou do priestorov lokálnych štruktúrnotektonických priehlbín, často vyplnených efemérnou stojatou vodou. Išlo o bezprostrednú postsynchronnu sedimentáciu fluvialných až fluvialno-limnických, ako aj proluvialných limonitizovaných hlinitých pieskov s prímiesou zväčša drobnozrnných štrkov, tvoriacich dnes bázu kvartérnej sedimentárnej výplne *zohorsko-marcheggskej a perneckej čiastkovej depresie*. Okrem uvedených depresií sa prítomnosť uvedených sedimentov v regióne nezistila, no ich lokálne výskyty pod eolickými pieskmi, resp. na báze spodnopleistocénnych proluvialných uloženín nie sú vylúčené.

Kvartérny geologický a neotektonický vývoj územia kontinuálne nadväzuje na vývoj vo vrchnom pliocéne, keď sa všetky uvedené základné morfotektonické a štruktúrnotektonické prvky územia sformovali a ohraničili. Počas obdobia kvartéru však vplyvom postupnej rotácie paleonapätového poľa nastali ich výrazné vývojové zmeny. Vývoj bol aj naďalej podmienený zložitými tektonickými pohybmi čiastkových morfotektonických štruktúr (blokov) Viedenskej panvy a Malých Karpát a s tým súvisiacou distribúciou a formovaním akumulácií Moravy, Myjavy a ich prítokov. Vo vzájomnej interakcii s periodickými klimatickými zmenami v kvartéri to podmienilo genetickú a litologickú pestrosť sedimentov a ich stratigrafiu.

Počas kvartérneho obdobia v regióne sedimentovali najmä uloženiny kontinentálneho terestrického vývoja s dominanciou subaerických prvkov depozície. Široká škála rozličných genetických typov sedimentov sa vyznačuje zložitou geologickou stavbou aj litologickou náplňou a výrazne premenlivou hrúbkou. Pre nástup kvartérnej sedimentácie bola všade na území charakteristická depozícia na už erodované predkvartérne podložie, takže všetky kvartérne sedimenty sú na styku s ním uložené erózióne a diskordantne a vykazujú stratigrafický hiát. Hranica medzi bázou uloženín kvartéru a podložíom je zväčša litologicky a faciálne odlišiteľná. Vrtným prieskumom (Baňacký a Sabol, 1969) sa ale zistilo, že kvartérna sedimentácia na území *zohorsko-marcheggskej depresie* a v lokálnej *perneckej čiastkovej depresii zohorsko-plaveckej depresie* (Podmalokarpatská zníženina) má kontinuálny priebeh a až do recentu vykazuje normálny panvový super-

pozičný vývoj (Baňacký a Sabol, 1969). Vo všetkých ostatných častiach územia sa v minulosti zaznamenal a súčasným relevantným výskumom potvrdil kvartérny fluviálny a proluviálny vývoj v inverznom režime, teda v systéme morfolologickej postupnosti. Tento systém sa, okrem iného, vyznačuje vývojom riečnych terás a terasovaných náplavových kužeľov.

Od spodného pleistocénu v dôsledku postupnej extenzie sv.-jz. až vsv.-zjz. smeru začal narastať význam rejuvenizovanej priečnej tektoniky prejavujúcej sa systémom poklesových zlomov sz.-jv. smeru, takže v kvartéri sa stala dominantnou. Jej vplyvom nastala čiastočná reštrukturalizácia až prestavba tektonického plánu územia – vznik neotektonických elevačných a depresných krýh podmienených priečnymi poklesovými zlomami sz.-jv. smeru (dlhé úseky) a čiastočne segmentovaných zlomami kolmými na ne (kratšie úseky). Popri tom sa dá pozorovať výrazný paralelný priebeh priečných zlomov, čiastočne porušujúcich všetky staršie línie. Počas tejto zmeny sa oživilo aj pásmo *litavských zlomov*, vymedzujúce oblasť neotektonického vývoja z východu. Oživené aktivity priečnej tektoniky (sz.-jv. smeru) postupne segmentovali aj uvedený medzný zlomový systém. Pozdĺž *litavského zlomu* vznikli viaceré čiastkové depresie.

Oživená spodnopleistocénna aktivita medzných zlomov sa prejavila výnosom rozsiahlych proluviálnych náplavov malokarpatskej proveniencie siahajúcich ďaleko od pohoria smerom do Podmalokarpatskej zníženej, kde sa ich okraje v úseku od Malaciek na J prstovite spájali s fluviálnymi sedimentmi Moravy. Výšková pozícia spodnopleistocénnych proluviálnych a fluviálnych sedimentov dnes zhruba zodpovedá pozícii tesne pod úrovňou denudovaných sedimentov *poriečnej rovne*. Na relatívne elevačných štruktúrach s. bloku Boru, resp. *závodsko-šaštínskej a lakšárskej elevácie* sa súveké korelatívne fluviálne sedimenty Moravy zachovali len v podobe ostrovov denudačných zvyškov piesčito-štrkovitých až štrkovito-piesčitých *vysokých terás* Moravy.

Pre geologický vývoj územia v strednom pleistocéne bola charakteristická rozsiahla fluviálna sedimentácia Moravy, čiastočne aj Myjavy, a proluviálna sedimentácia malokarpatských tokov. Vývoj Viedenskej panvy pokračoval miernym poklesom jej čiastkových depresí (*zohorsko-marcheggskej*, resp. *zohorsko-plaveckej*), v ktorých prebiehala superpozičná sedimentácia strednopleistocénnych fluviálnych, a najmä proluviálnych uloženín. V mladšej časti stredného pleistocénu sa aktivovala aj *kútska čiastková depresia* poklesom jej centrálnej časti.

Na elevačných blokoch Boru sa postupne vyvinul výrazný fenomén *vrchných a stredných terás* Moravy. Tento fenomén sa na styku s pohorím dopĺňal vývojom rozsiahlych *vrchných a stredných náplavových kužeľov*. V strednom pleistocéne sa definitívne upravil aj smer hlavných tokov.

Túto cyklickosť striedania erózie a akumulácie v strednom pleistocéne spomaľovali hrubé akumulácie eolických sedimentov, najmä naviatych pieskov a na Chvojnickej pahorkatine, prípadne v jz. časti Malých Karpát aj spraší a sprašových hĺn. Eolické piesky boli na celom území medzi obdobiami viacnásobnej depozície úplne, v depresiách len čiastočne, etapovite erodované a denudované.

Vo vrchnom pleistocéne sa geologický a tektonický vývoj územia prejavil ďalším miernym zahĺbením dien dolín Moravy, Teplice a dien dolín ich väčších prítokov. Súčasne pokračoval aj pokles čiastkových depresí *Viedenskej panvy – kútskej, zohorsko-plaveckej a zohorsko-marcheggskej depresie*. Formovali sa dnové akumulácie tokov a *nízke terasy a telesá nízkych náplavových kužeľov*. S aktiváciou eolickej činnosti bolo spojené formovanie presypov naviatych pieskov a na príľahlej časti Chvojnickej pahorkatiny aj ukládanie spraší a genéza sprašových hĺn. Sedimenty vrchného pleistocénu pokrývajú väčšinu zmapovaného územia. V západnej časti Borskej nížiny ich zastupujú fluviálne až fluviálno-eolické sedimenty, v pahorkatinných častiach Boru dominujú najmä eolické sedimenty a na okrajoch zobrazenej časti pohoria proluviálne sedimenty.

Prechodné obdobie pleistocén/holocén sa vyznačovalo najmä vznikom a neskorším vývojom celého radu deluviálnych sedimentov v rôznych kombináciách s proluviálnymi a fluviálnymi sedimentmi, ktoré majú svoje pevné miesta na úpätí pohoria a čiastočne aj na svahoch pahorkatín. V tomto období sa vyvinuli aj *nadhivné* kužele menších rozmerov.

Holocénne sedimenty vytvorili litofaciálne pestrý, laterálne sa meniaci povodňový nivný kryt dnovej akumulácie Moravy, Myjavy, Rudavy a ich prítokov alebo samostatnú výplň dien dolín potokov tak, ako sú zobrazené na mape. Sedimenty vyplňajú aj mladé kvartérne depresie, kde sa vyvinuli slatiny a rašeliny.

Borská nížina je v súčasnosti v štádiu odkrývania (denudácie). Hrúbka eolických pieskov pokrývajúcich neogénne podložie pahorkatiny a staršie kvartérne proluviálne a fluviálne sedimenty terás a terasovaných kužeľov je v súčasnosti veľmi premenlivá a závisí od disekcie iniciálneho reliéfu, t. j. od jeho mezo- aj mikroforiem.

Kvartérny neotektonický vývoj regiónu je najlepšie doložený z poklesnutých štruktúr Viedenskej panvy. V Borskej nížine je najrozsiahlejšia *zohorsko-plavecká depresia*. Depresia netvorí celistvú tektonickú jednotku, pretože pri jej vývoji sa uplatnili aj pohyby pozdĺž zlomov priečného sz.-jv. smeru, ktoré spôsobili jej členenie na *rohožnickú a lozorniansku čiastkovú eleváciu a sološnickú a perneckú čiastkovú depresiu*. Najlepší obraz o poklese čiastkových depresí poskytujú výškové diferenciácie medzi bázou výplne a úrovňami tera-

sovaných kuželov na eleváciách, zistené z početných geologických vrto. Z tohto pomeru možno usúdiť, že vo vrchnom pliocéne až spodnom pleistocéne poklesla *pernecká depresia* o 40 – 50 m, v strednom o 30 až 40 m a vo vrchnom pleistocéne o 25 – 30 m. Jej celkový pokles je okolo 150 m, pričom v *sološnicko-plaveckej čiastkovej depresii* je pokles 100 m. Prevládajúcimi sedimentmi v depresiách sú prolúviálne piesčité štrky s polohami strednopleistocénnych a vrchnopleistocénnych naviatych pieskov a delúvií. Celý komplex týchto sedimentov je uložený na pliocénno-pleistocénnych močiarno-jazerných až jazerných sedimentoch.

V najjužnejšej časti je súčasťou *zohorsko-plaveckej depresie* aj čiastková *zohorsko-marcheggská depresia*, ktorá nadväzuje na už spomínanú *perneckú čiastkovú štruktúru* a na JZ sa stýka s priekopovou prepadlinou pri Lasse v Rakúsku (Buday et al., 1962). Depresia je vo v. časti vyplnená prolúviami, no jej centrálnu a jz. časť už tvoria fluviálne piesky a štrky rieky Moravy. Petrografickou analýzou fluviálnych sedimentov v depresii možno dospieť k rovnakým výsledkom ako pri terasách. Podľa novej stratigrafickej reinterpretácie terás Borskej nížiny (Halouzka a Baňacký, 1992) piesky a štrky jz. časti *zohorsko-marcheggskej depresie* prináležia k spodnému (poklesy okolo 20 m), strednému (poklesy okolo 85 m) a vrchnému (pokles 22 m) pleistocénu. Celkový subsidenčný efekt dosiahol v tejto depresii okolo 100 – 110 m.

Ďalšou výraznou neotektonickou štruktúrou Borskej nížiny je *kútska čiastková depresia* nachádzajúca sa v jej sz. časti. Podľa najnovších vlastných výsledkov prebiehal vývoj tejto depresie len od mladšej časti stredného pleistocénu. Pliocénne piesky, štrky a íly neogénu tu diskordantne prechádzajú do fluviálnych pieskov a štrkovitých pieskov mladšej časti stredného pleistocénu. Najväčšie poklesy v rámci depresie dosiahli počas mladšej časti stredného pleistocénu 25 m a vo vrchnom pleistocéne až holocéne okolo 17 m. Celková subsidencia aj v rámci poklesu nivy Moravy za toto najmladšie obdobie je okolo 42 m.

Na Borskej nížine je vyvinutý terasový systém rieky Moravy, pričom výšková diferenciácia terás toho istého veku značne kolíše. Napríklad staré terasy pásma Závod – Studienka, zachované iba v reliktoch, majú amplitúdu výšky bázy 50 – 75 m nad nivou Moravy. Bázy strednopleistocénnych terás dosahujú relatívnu výšku 3 – 40 m. Vo všeobecnosti väčšiu výšku dosahujú terasy len na *lábsko-studienčanskej a závodsko-šaštínskej elevácii*, čo poukazuje na kvartérny výzdvih týchto štruktúr.

Z porovnávacích štúdií Borskej nížiny sa dá pozorovať určitý vzťah medzi kvartérnymi a predkvartérnymi pohybmi. Poukazuje na zložitý tektonický režim, ktorý vzhľadom na relatívne kratšie kvartérne obdobie nielenže neustával, ale bol preukázateľne výraznejší. Uvedené skutočnosti svedčia o tom, že pohyby v pleistocéne a holocéne sa v Borskej nížine prejavovali nielen subsidenciou, ale aj pozitívnou tektonickou aktivitou ich jednotlivých morfoštruktúr.

ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV

Geofyzikálna preskúmanosť oblasti je veľmi vysoká, a to vzhľadom na jej uhľovodíkový potenciál. Študované územie má dokonca európsku prioritu a význam v tom, že pri Gbeloch sa realizovali prvé tiažové merania (torznými váhami). V roku 1916 ich uskutočnil Eötvös a o rok neskôr geologicky interpretoval ríšsky geológ Böck s pozitívnym výsledkom z pohľadu ropnej geológie. Od tohto obdobia je záujem prieskumných a výskumných organizácií prakticky permanentný, nehľadiac na často negatívny výsledok, posledné roky nevynímajúc. V roku 1922 prof. Láska urobil geotermické merania v oblasti Šaštín – Gbely. Následne v roku 1925 Sundberg v údolnej nive Moravy realizoval geoelektrický povrchový prieskum. Ďalšie práce tohto typu sa uskutočnili až o desať rokov neskôr (prof. Taige) a na ne nadväzoval pokus prof. Běhounka o využitie magnetometrie. V druhej polovici tridsiatych rokov minulého storočia firma Schlumberger začala robiť karoťážne merania. Meral sa merný odpor a porozita hornín. Využitie seizmických metód v refrakčnej modifikácii sa datuje od prvého roku existencie slovenského štátu v roku 1939 nemeckou firmou Deutsche Aktien Erdöl Gesellschaft. Tie sa v dôsledku vojnových operácií v neskoršom období prerušili a nedokončili (Kucharič in Šefara et al., 2006).

Gravimetrické merania v oblasti Viedenskej panvy sa začali v roku 1961 s hustotou meraní 3 – 6 bodov/km² v mierke 1 : 25 000. Išlo o merania s cieľom vyhľadávania uhľovodíkov. Podstatná časť územia bola gravimetricky zmeraná v 60. rokoch minulého storočia (Doležal a Hadamovský, 1963; Odstrčil a Možný, 1966; Odstrčil et al., 1967). Niektoré okrajové časti Viedenskej panvy a Malé Karpaty sa premerali neskoršie (Szalaiová et al., 1982). Hlavnou úlohou gravimetrie vo Viedenskej panve bolo študovanie reliéfu predneogénneho podložja. V roku 1991 sa vo Viedenskej panve realizovalo detailné gravimetrické meranie (Mikuška et al., 2006) v rámci vyhľadávania uhľovodíkov neseizmickými metódami.

Z magnetometrických meraní sa v regióne Viedenskej panvy vykonali len pozemné magnetické merania zložky Z zemského magnetického poľa, ktoré vykonali Možný, Jarý a Man v roku 1962. V rámci *Atlasu geofyzikálnych máp a profilov* (Kubeš et al., 2001) sa pozemné merania zložky Z totálneho vektora magnetického poľa prepočítali na T (totálny vektor magnetického poľa) a pozdvihli na úroveň leteckých meraní 80 m nad reliéfom terénu.

Prvé geoelektrické merania vo Viedenskej panve metódou VES uskutočnili Zavřelová a Kocák (1971), a to do značnej hĺbky (AB 8 – 16 km). Cieľom bolo zmapovanie predneogénneho podložja. Regionálne interpretácie geoelektrických metód v Západných Karpatoch včítane oblasti Viedenskej panvy vykonali Bárta et al. (1986). V rámci úlohy *Geofyzikálny výskum územia veľkej Bratislavy a širšieho okolia* sa uskutočnili merania VES s AB 1 000 až 4 000 m (Bárta a Kovačiková 1988; Bárta et al., 1989; Tkáčová a Májovský, 1989). Okrem uvedených prác sa realizovali a vyhodnotili aj niektoré lokálne geoelektrické merania, tie však nemajú väčší význam.

Okrem povrchových geofyzikálnych meraní sa vzhľadom na vysokú vrtnú preskúmanosť realizovali karoťážne práce (prevažne Nafta Gbely, a. s.).

Seizmické merania

Prvé refrakčné merania vo Viedenskej panve realizovala v rokoch 1939 – 1945 nemecká firma Gesellschaft für Lagerstättenforschung Berlin. Ďalšie refrakčné merania sa robili po roku 1953. Sústredili sa najmä na overenie podložných elevačných štruktúr v menšej hĺbke, prípadne v okrajových častiach panvy. Výsledky prác, ktoré pokračovali prakticky na celom území panvy, sú obsiahnuté v prácach Bursa et al. (1954), Kocáka a Lukášovej (1970), Mayera et al. (1975) a iných.

Realizovaných reflexných seizmických rezov v zobrazení 2D je v súčasnosti niekoľko stoviek v celkovej dĺžke niekoľko tisíc kilometrov. Okrem 2D seizmiky sa v posledných rokoch aplikovala aj 3D seizmika, a to v severnej a južnej časti panvy. V posledných zhruba 5 rokoch sa veľké množstvo 3D seizmických prác uskutočnilo v severnej časti panvy v priestore hodonínsko-gbelskej hrasti a kopčianskej depresie. Tieto komerčné merania v súčasnosti spracúvajú pracovníci Nafty, a. s., Gbely a VVNP Bratislava na účely podrobného uhľovodíkového prieskumu a výsledky sú výhradným vlastníctvom týchto spoločností.

Od roku 1952 sa vykonalo množstvo reflexnoseizmických meraní v celej oblasti Viedenskej panvy. V rokoch 1969 – 1970 sa realizovali prvé merania metódou SRB (spoločného reflexného bodu) (Mayer et al., 1972). Metóda SRB poskytla podstatné zlepšenie informácií o stavbe neogénnej výplne Viedenskej panvy (hĺbkový dosah 8 000 – 10 000 m, spojité reflexy). Počet seizmických rezov 2D je niekoľko sto v dĺžke nie-

koľko tisíc kilometrov. Koncom osemdesiatych rokov minulého storočia sa vo Viedenskej panve po prvýkrát použili metódy 3D seizmiky v oblasti Závod – Studienka – Borský Svätý Jur, ktoré oproti klasickým dvojrozmerným metódam poskytujú omnoho vyššiu hustotu geofyzikálnych informácií z premeriavanej oblasti. Merania sú vlastníctvom Nafty, a. s.

Viedenská panva bola v poslednom období predmetom viacerých štúdií základného, ložiskového a naftového výskumu a z vyhľadávacích prác najmä seizmického prieskumu. Spomedzi nich majú väčší význam tieto práce: *Perspektívy vyhľadávacieho prieskumu na ropu a zemný plyn vo Viedenskej panve – štúdia* (Pereszlényi et al., 1991), *Záverečná správa o výsledkoch reflexno-seizmického prieskumu SRB na úlohe – Viedenská panva – Geofyzika III* (Mayer et al., 1992), *Viedenská panva – Geofyzika IV* (Šályová, 1992), *Gajary-125 – vyhľadávací prieskum na ropu a zemný plyn vo Viedenskej panve* (Ralbovský et al., 1993), *Správa o výsledkoch reflexno-seizmického prieskumu v severnej časti slovenského úseku Viedenskej panvy v návaznosti na jej zostávajúcu časť – Záverečná správa úlohy Geofyzika II* (Mayer et al., 1994), *Viedenská panva – južná časť – Geofyzika VII, v rokoch 1992 – 1993, ZS o seizmickom prieskume* (Šályová a Ostrolúcky, 1994) a iné. Z regionálnych štúdií, v rámci ktorých sa v poslednom období hodnotila aj Viedenská panva, sú to najmä práce *Atlas hlbinných seizmických profilov Západných Karpát* (Vozár et al., 1998) a *Atlas geofyzikálnych máp a profilov* (Kubeš et al., 2001). V poslednom období spomedzi úloh, ktoré sa okrem iného zaoberajú aj hodnotením geologickej stavby Viedenskej panvy, sú dôležité najmä *Seizmické transeky geologickými jednotkami Západných Karpát* (Vozár et al., 2003) a *Štruktúrno-geologické pomery stavby ZK v prihraničnom území severného Slovenska a ich interpretácia na základe geofyzikálnych meraní* (Szalaiová et al., 2004). Najnovšími seizmickými meraniami 3D charakteru sú práce v lokalitách Vysoká a Láb (Balász et al., 2009, 2010).

Vrty – karotážne merania

Karotážne merania mali nezastupiteľnú úlohu pri prieskume oblasti, pretože väčšina úsekov uskutočnených vrtovej sondy nebola jadrová. Tomu zodpovedala aj šírka rôznych fyzikálnych metód, ktorá bola podmienená vývojom a trendmi v tejto oblasti.

V depozite vrtovej sondy sú k dispozícii merania z 872 vrtovej sondy, pričom kompletne údaje (všetky súradnice) existujú zo 780 vrtovej sondy. Tieto vrty boli spracované aj štatisticky a znázornené na mapách rozloženia vrtovej sondy podľa hĺbky. V prvej skupine sú vrty s hĺbkou od 3 000 m, pričom najhlbší vrt je vrt Lužice LU55 v oblasti moravskej časti Viedenskej panvy s hĺbkou 8 007,5 m. Urobili sa v ňom merania potenciálu spontánnej polarizácie (SP) a merania zdanlivého merného elektrického odporu (RAG). Vrt je však na území českej časti panvy.

Vo vrtoch Viedenskej panvy, ktoré sú pre nás dostupné, sa vykonali nasledujúce merania: hĺbka – [m], potenciál spontánnej polarizácie (SP) – [mV], zdanlivý merný elektrický odpor (RAG, RAP, RAG212, RAG2, RA03, RA04) – [ohmm], odporové meranie (SN) – [ohmm], prirodzená rádioaktivita – gamakarotáž (GK, GKA, GKP, GKR) – [pA/kg, API, ur/hod], neutrónová karotáž (NK) – [sj, NJ], akustická karotáž (AK) – [us/m, us/ft], hustotná karotáž (HK) [g/cm³], hlboká odporová indukčná karotáž – *resistivity induction log deep* (RILD) – [ohmm], stredná odporová indukčná karotáž – *resistivity induction log medium* (RILM) – [ohmm], indukčná karotáž (RILF) – [ohmm] alebo fokusované meranie – laterológ 8 (LL8) – [ohmm], merný odpor plytkej bočnej karotáže – *resistivity of laterolog shallow* (RLLS) – [ohmm], merný odpor hlbokéj bočnej karotáže – *resistivity of laterolog deep* (RLLD) – [ohmm], mikrológ – potenciál (RLML) – [ohmm], mikrológ (RNML) – [ohmm], mikrolaterológ (RMML) – [ohmm], kavernometria (KM) – [mm], celková pórovitosť (PORH) – [%], pórovitosť z NK (PORN) – [%], pórovitosť z AK (PORA) – [%], efektívna pórovitosť (PE) – [%], efektívna pórovitosť z NK (PENS) – [%], ílovitosť zo SP (VJ, VSH) – [%], nasýtenie vodou (SW) – [%], geofyzikálny kód (GFKOD), akustický cementológ (AC) – [dB].

Štatistické vyhodnotenie použitých karotážnych metód vo vrtoch

Množinu 780 vrtovej sondy sme rozdelili na štyri skupiny podľa hĺbky, do ktorej vrty prenikli: viac ako 3 000 m, 2 999,99 – 2 000 m, 1 999,99 – 1 000 m a menej ako 1 000 m.

Vrtovej sondy hlbších ako 3 000 m je 33. Vo všetkých sa meral potenciál spontánnej polarizácie, v 31 prípadoch sa meral zdanlivý odpor, v dvoch vrtoch sa použili po tri metódy a vo vrte GG105 okrem metód SP a RAG aj metódy GKA, RILD a NK.

Z hĺbky 2 999,99 – 2 000 m je 108 vrtovej sondy. Vo všetkých sa merala spontánna polarizácia, merania zdanlivého merného odporu sa realizovali v 90 prípadoch. Najviac metód sa použilo vo vrte L123, a to: SP, GK, NK, RAG, RAP, RILD, KM, RLLD, RA03 a RA04. Takáto kombinácia metód môže poukazovať na zisťovanie odporu v zóne nezasiadnutej filtrátom výplachu, v zóne okolitých hornín R_t (odpor odmeraný v takejto zóne sa nazýva aj skutočný odpor), ako aj v zónach nasýtených uhľovodíkmi, pokiaľ sú v kontraste so zónami nasýtenými vodou.

Najväčší počet vrtovej je v rozmedzí 1 999,9 – 1 000 m, a to 373 vrtovej. V 372 vrtoch sa meral potenciál, v 351 vrtoch zdanlivý merný odpor. Najmä vo vrtoch z oblasti Gbiel a Jakubova sa v jednotlivých vrtoch urobili početnejšie merania, v ktorých sa opakujú merania hustotnej karotáže a neutrónovej karotáže. Z nich sa počítala pórovitosť. Použili sa aj metódy merania efektívnej pórovitosti, objemu ílov či nasýtenia vodou. Ak póry nie sú na 100 % nasýtené vodou, zvyšné percentá v pórovitej hornine nezasiahnutej vrtovej môžu pripadnúť na uhľovodíky.

V skupine vrtovej s hĺbkou menej ako 1 000 m je 266 vrtovej. Potenciál spontánnej polarizácie sa meral v každom z nich, zdanlivý merný odpor v 259 prípadoch. V Gbeloch sa v jednom vrte použili viaceré metódy, najčastejšie neutrónová karotáž, hlboká odporová indukčná karotáž, gamakarotáž a akustická karotáž.

Najčastejšia kombinácia používaných metódej je spojenie merania potenciálu spontánnej polarizácie a merania zdanlivého merného odporu. Ide o základné merania, podľa ktorých môžeme interpretovať priepustnosť vrstiev, zistiť ich hranice, stanoviť merný odpor kolektorovej vody či objem ílovitých bridlíc – VSH. Z meraní spontánneho potenciálu a z odporových meraní môžeme stanoviť zóny nasýtené uhľovodíkmi pri konfrontácii so zvodnenými zónami, zistiť priepustnosť zón či určiť odporovú pórovitosť.

Odporové karotážne merania zahŕňajú veľké množstvo špecifických metódej, ktoré sa zameriavajú na meranie odporu v jednotlivých zónach vrtovej, ako napríklad mikrológy určené na meranie odporu v zóne premytia či odporu výplachovej kôrky vznikajúcej pri prieniku filtrátu výplachu do vrtovej. Na základe týchto meraní sa zisťuje aj priepustnosť súvrství. Ostatné metódej odporovej karotáže, ako sú merania bočnej karotáže a indukčnej karotáže, slúžia na presnejšie meranie odporu v jednotlivých zónach (premytia, prieniku, okolitých hornín), na spresnenie meraní zdanlivého merného odporu, meranie vodivosti či meranie pri špecifických formách výplachu.

Gamakarotáž je metódea merania prirodzenej rádioaktivity vrtovej, používa sa na koreláciu zón a na zisťovanie litologického zloženia. Ílovité bridlice majú vyššiu rádioaktivitu ako piesky alebo karbonáty. Rovnako ako pri spontánnej polarizácii, aj gamakarotáž sa dá využiť na vypočítanie objemu ílovitých bridlíc.

Íly sú prírodné bariéry, izolanty a neprepúšťajú fluidá, akými sú voda, ropa a zemný plyn. Naopak, piesky majú predpoklady byť dobrými kolektormi, ak majú vysokú efektívnu pórovitosť a vysokú priepustnosť. Pórovitosť sa určuje pomocou akustickej, hustotnej a neutrónovej karotáže. Všetky uvedené merania slúžia na určenie polohy, hrúbky a vlastností nepriepustných a priepustných vrstiev, ako aj na špecifikáciu fluid, ktoré sa nachádzajú v priepustných častiach vrstiev.

V roku 2011 boli známe výsledky z dvoch hlbokých vrtovej – Húšky a Závod – s hĺbkou do 4 500 m, ktoré boli situované podľa výsledkov 3D seizmiky. Výsledky z hľadiska ekonomického výskytu uhľovodíkov však napriek priaznivým príznakom neboli pozitívne.

Geotermika

Pri výpočte karotážnych meraní musíme spomenúť aj geotermické merania. Viedenská panva patrí medzi najlepšie geotermicky preskúmané oblasti na území Slovenska. Teplotné pomery sú dobre známe do hĺbky 2 500 m. O tejto hĺbky teplotných údajov rýchlo ubúda. Je to spôsobené absenciou hlbších vrtovej, resp. údajov z nich. Na teplotnú charakteristiku sú k dispozícii údaje zo 49 vrtovej a pomerne veľké množstvo údajov o ložiskovej teplote v naftových, plynových a geotermálnych vrtoch. Tepelný tok bol určený v 12 vrtoch. Na hodnotenie teplotného poľa v lábsko-malackej elevácii sú k dispozícii údaje z 11 vrtovej, tepelný tok sa určil v 3 vrtoch. Teplotné záznamy sú kvalitné, s dostatočne dlhým obdobím pokoja, potrebným na ustálenie teplotných pomerov vo vrte. Dostatok teplotných údajov umožňuje vytvoriť pomerne reprezentatívny obraz teplotného poľa v území Viedenskej panvy a lábsko-malackej elevácie.

Teplotné pole Viedenskej panvy charakterizuje značná variabilita. Minimálna teplota v hĺbke 1 000 m je 32 °C, maximálna teplota v tej istej úrovni je 65 °C (stredná hodnota je 47 °C).

Charakter teplotného poľa sa s hĺbkou mení. V hĺbke do 2 000 až 3 000 m sú dominantným javom dve výrazné anomálie zvýšenej teploty v oblasti lakšárskej a lábsko-malackej elevácie. Východne od týchto elevačných štruktúr teplota prudko klesá. V hĺbke viac ako 3 000 – 4 000 m sa charakter teplotného poľa zásadne mení. Je pomerne stabilné, s najvyššími hodnotami teploty v centrálnej časti panvy (územie medzi Kútmi a Gajarmi – teplota 140 – 150 °C v hĺbke 4 000 m, teplota 170 – 180 °C v hĺbke 5 000 m).

Priemerný geotermický gradient v hĺbkovom intervale 0 – 1 000 m predstavuje 34 °C/km. Generálne jeho hodnota smerom do hĺbky klesá. Podrobnejšie údaje sú v práci Franka et al. (1995).

Charakter tiažového poľa

Mapa úplných Bouguerových anomálií pri objemovej hustote 2,67 g/cm³ má konfiguráciu hlavných anomálnych zón a gradientov v generálnom smere SV – JZ. Prakticky uniformný pokles intenzity tiažového poľa od hrasti Malých Karpát s ťažšími karbonátovými a magmatickými členmi smerom do centra depresie na-

značuje postupné ponáranie tohto prostredia pod mladšie, terciérne útvary. Minimálne hodnoty tiažového poľa sú zaznamenané na hranici s Rakúskom (tok rieky Moravy). Jedinou výraznou odchýlkou je vykľutie kladných tiažových hmôt smerom na západ približne v priestore lakšárskej elevácie, spôsobené antiformou predneogénneho substrátu (oblasť Závod – Tŕnie – Plavecký Peter). Tento gradient má aj istý prospekčný ohlas, pretože severne od neho sa v slovenskej časti panvy objavujú ropné ložiská, kým v oblasti smerom na juh sú dokumentované iba výskyty plynových ložísk. Jeho protipólom je vykľutie poľa záporných hodnôt z priestoru Veľkých Levár smerom na východ medzi Studienku a Rohožník. Toto vykľutie zodpovedá levársko-sološnickým zlomom a zo severu vymedzuje sološnickú depresiu. V určitom štádiu hodnotenia sme zostavili niekoľko odvodených tiažových máp prostredníctvom FFT (rýchlej Fourierovej transformácie), ale po dôkladnej analýze sme od ich prezentácie upustili. Územie je dostačujúco pokryté seizmickými profilmi a vrtmi a analýza sumárneho skalárneho signálu je veľmi mnohoznačná. Všeobecne však možno konštatovať, že základnú črtu obrazu tohto územia vtlačajú podložné neogénne útvary, v niektorých prípadoch možno aj s príspevom neogénnej výplne. Výrazný tiažový gradient lemujúci rozhranie medzi Malými Karpatmi a Záhorskou nížinou by mal zodpovedať prejavu regionálneho zlomu vedúceho z údolia Mury v Rakúsku a prechádzajúceho cez Wiener Neustadt, ktorý tu oddeľuje permo-mezozoikum jednotky Unter-Mittelostalpin od jednotky Oberostalpin. Permo-mezozoikum sa v zmysle Weselyho (2006) priraďuje k mezozoiku fatrika – borinskej jednotke v Malých Karpatoch. Tomu zodpovedá lokalizácia tohto gradientu. Tento gradient je pokračovaním tiažového gradientu prichádzajúceho z údolia Mury cez Wiener Neustadt a Bruck a. D. Leitha (Zych, 1988). Dobre preukázateľná je aj elevácia v priestore Lábu, ako aj koncentrická elevácia v oblasti Šaštína-Stráží.

Charakter magnetického poľa

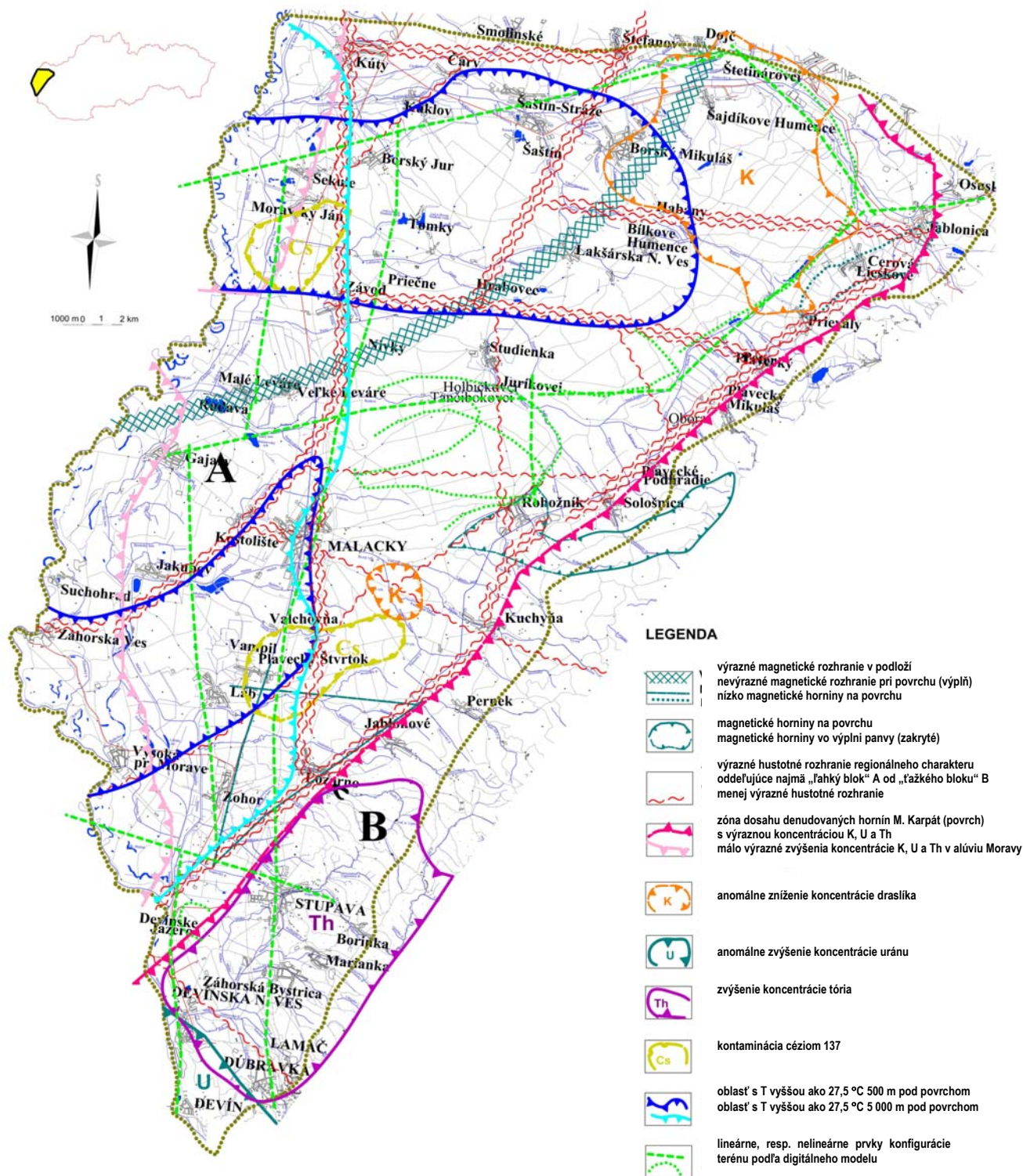
Územie zobrazené na mape (podobne na tiažovej mape) sa nevyznačuje žiadnou výraznou nehomogénitou reprezentujúcou magnetické hmoty vo výplni panvy. Z východu síce zasahuje do územia pás melafýrov hronika z oblasti severnej časti Malých Karpát, ale postupným ponáraním pod treťohornú výplň ich magnetický účinok pomerne rýchlo prestáva deformovať magnetické pole. Jedinou výraznou magnetickou anomáliou je regionálny účinok Českého masívu podsúvajúceho sa pod karpatskú sústavu (blok Brunie), ktorý zrejme v tomto priestore výrazne budujú bázické diferenciáty granitovej magmy a metamorfované horniny s vysokým obsahom ferimagnetických minerálov (svory, pararuly). Je to zároveň paradoxné, pretože v porovnaní s tiažovým poľom by sme mali v tomto mieste zaznamenať pozitívnu tendenciu tiaže. Je to spôsobené zrejme tým, že sedimentárny komplex s hrúbkou asi 6 000 m svojím signálom potláča, resp. pohlcuje účinok podložného bloku Českého masívu, ktorý zrejme nie je tiažovo až taký kontrastný. Okrem toho sme zaznamenali pomerne kurióznou deformáciu poľa trojuholníkového tvaru medzi Lozornom a Plaveckým Štvrtkom. Jej hodnovernosť by bolo potrebné overiť. Z hľadiska povrchových, resp. plytko uložených objektov sa vykresľuje komplex melafýrov hronika, ktorý zasahuje do lokality úzkym pásom sv. smeru. Veľmi pravdepodobne pokračuje pod neogénnu výplň smerom k Rohožníku, aj keď je v tomto priestore pole skreslené umelou anomáliou. Ďalšie pokračovanie tohto objektu smerom do panvy je amputované okrajovými zlomami.

Ďalším objektom povrchového charakteru je mierne zvýšenie magnetického poľa v oblasti medzi Jablonicou a Prievalmi (zhruba 20 nT), ktoré zodpovedá výskytom šlírových súvrství karpatského veku.

Charakter prírodnej a umelej rádioaktivity

Keďže mapy tohto typu majú obmedzený hĺbkový dosah, ich znázornenie geofyzikálnych anomálií je vložene povrchové, prospešné pri mapovaní alebo environmentálnych potrebách. Distribúciu všetkých prirodzených rádioaktívnych prvkov sme zobrazili na obr. 18, aby bol zrejmy nielen sumárny, ale aj partikulárny príspevok toho-ktorého prvku. Možno to trochu skomplikovalo čitateľnosť mapy (kombinácia naložených farieb presne nezodpovedá legende), ale ako vodiaci prvok slúži farba izočiar daných rádionuklidov. Je to syntetizujúci materiál, ktorý môže podstatným spôsobom pomôcť pri vykresľovaní kontúr povrchovej geologickej mapy, pretože každý z uvedených rádioaktívnych prvkov má svoje charakteristické vlastnosti.

Je prirodzené, že pole rádioaktívnych prvkov je v rámci panvy nízke a monotónne, zodpovedajúce povrchovej litologickej náplni. Dominantný obraz mu vtlačajú zvýšené hodnoty všetkých prvkov ako produktov znosu horninového materiálu z horského masívu Malých Karpát v celej dĺžke hranice s týmto pohorím na východe oblasti. Nie výrazné, ale predsa len badateľné zvýšenia registrujeme v západnej časti oblasti – v alúviu Moravy, kde sú riečnymi tokmi povodia Dyje transportované aj rozptýlené úlomky vysoko rádioaktívnych hornín bloku Brunie (napr. třebský syenit, perm Boskovickej brázdy), nevylučujúc príspevok z juhočeského plutónu.



Obr. 18. Komplexné zhodnotenie výsledkov MGII (zostavili: L. Kucharič a P. Kubeš, 2011).

Koncentrácia draslíka

Napriek tomu, že koncentrácia tohto prvku môže byť do určitej miery zavádzajúca najmä v tých oblastiach, kde sa intenzívne hnojí poľnohospodárska pôda, v porovnaní s geologickou mapou môžeme dostať relevantné výsledky. Celkovo je koncentrácia tohto prvku v území veľmi nízka, so strednými hodnotami okolo 1,2 % a variačným rozpätím medzi 0,32 – 2,6 %. Okrem litologickej náplne tu prispieva exogénny činiteľ – vietor, ktorý svojou činnosťou zbavuje častičky hornín živcových, sfudových a iných komponentov, separujúc čistý kremenný materiál. Takouto činnosťou, ktorej intenzitu v niektorých častiach územia dokumentuje

strata pôdy viac ako 75 t/ha/rok, vznikli eolické sedimenty s vysoko čistým kremeňom (obsah > 96 %). Ťažia sa na ložisku Šajdíkove Humence. Na mape sa oblasť výskytu týchto pieskov zobrazuje takmer izometrickým minimom s hodnotami koncentrácie < 1 %, a to medzi obcami Šajdíkove Humence, Borský Mikuláš a Cerová-Lieskové.

Podobnú situáciu detegujeme aj medzi Malackami a Kuchyňou. Drobné izolované mierne zvýšenia lemujú úpätie Malých Karpát, ale len do vzdialenosti zhruba 1,5 km od východnej hranice územia. Tento prvok je badateľný na všetkých mapách rádioaktívnych prvkov. Interpretujeme ho ako prekrytie denudovaných hornín Malých Karpát eolickými sedimentmi panvovej výplne, keďže prevládajúci smer vetrov je zo západu. Povedané ináč, erozívne produkty Malých Karpát sa ponárajú pod panvové sedimenty. Ich hĺbku nie je možné stanoviť danou metódou.

Údolná niva Moravy približne od Gajár takmer po sútok s Dunajom sa prezentuje relatívne vyšším spojitým poľom s hodnotami do 2 %. Aj približne od Lozorna s rozhraním Suchého potoka v smere na juh až po Bratislavu-Dúbravku registrujeme zvýšené pole s čiastkovými hodnotami do 2,5 % (obr. 18). S najväčšou pravdepodobnosťou je to účinok hornín kryštalinika budujúcich bratislavský čiastkový príkrov.

Koncentrácia uránu

Urán ako vysoko mobilný prvok nedefinuje horninové súbory tak striktne, pretože jeho sorpcia na (hydr)oxydy Fe, ktoré sa bežne nachádzajú v pôdnom systéme, sa považuje za povrchový proces. Pole distribúcie uránu v tomto území má rovnaký charakter ako pole draslíka. Jeho stredné hodnoty sú síce len tesne vyššie ako 2 ppm, ale charakter rozdelenia je výrazne lognormálny, pretože variačné rozpätie je široké, od 0,42 až takmer do 7 ppm. Tento trend je spôsobený výrazným zvýšením (takmer anomáliou vzhľadom na stredné hodnoty) v najjužnejšom cípe oblasti v intraviláne Bratislavy, ktoré siaha od Jezuitských lesov nad Dlhými dielmi až po Devínsku Novú Ves (obr. 18). Anomálne pole je smerom na SV ohraničené ostrým gradientom, konformným so smerom zlomov, ktoré prechádzajú týmto územím. Na druhej strane, odraz zmeny litologickej hranice hornín kryštalinika, resp. mladšieho paleozoika s horninami mezozoika v ňom nie je zobrazený. Pretože vstupné údaje sú získané z leteckých meraní, je veľmi žiaduce tento anomálny objekt overiť pozemnou metódou. Takáto anomália je z environmentálneho hľadiska do istej miery negatívnym faktorom.

Koncentrácia tória

Tórium vďaka svojej chemickej stálosti (jeho prakticky jedinou formou pohybu je mechanický transport) predstavuje z hľadiska mapovania najlepšiu bázu údajov, a to aj vďaka tomu, že jeho variačné rozpätie býva najširšie zo všetkých prirodzených rádionuklidov.

Požadové hodnoty na študovanej ploche sú v rozmedzí 6 – 10 ppm so strednou hodnotou okolo 7 ppm. Južná časť plochy príľahlá k územiu budovanému bratislavským granodioritom sa prejavuje anomálnym zvýšením hodnôt, ktoré prechodom cez Stupavský potok smerom na JZ ešte graduje. Zhrubnutie pásma zvýšených hodnôt okolo Malých Karpát pozorujeme opäť od koryta Suchého potoka prechádzajúceho cez Lozorno. Táto anomália je pokračovaním anomálie zistenej na protiľahlom svahu Malých Karpát smerom do Podunajskej nížiny, ktorú sme opísali pri tvorbe geologickej mapy Trnavskej pahorkatiny (Kubeš a Kucharič in Maglay et al., 2005). Zdroj zvýšenej koncentrácie U a Th nepoznáme, ale predpokladáme, že túto výraznú anomáliu vyvoláva zvýšená akumulácia akcesorických minerálov (monazit, allanit, xenotím). Nachádzajú sa pravdepodobne vo vrchnopleistocénnych kremičitých sedimentoch ako produkt denudácie bratislavského granodioritu, ktorý tieto komponenty obsahuje. Bratislavský masív predstavuje typický peraluminózny granodiorit/granit typu S (Kohút et al., 2009). Obsahuje práve spomenuté monazity a xenotímy. V granitoch tohto typu patria tieto prvky k hlavným koncentrátorom prvkov vzácnych zemín (Broska et al., 2005). Zaujímavé je zistenie, že na hranici, kde sme detegovali zvýšené množstvo uránu (Jezuitské lesy – Devínska Nová Ves), generálne klesá koncentrácia Th. Aj tu opäť vzniká potreba overiť túto indikáciu (obr. 18).

Koncentrácia ¹³⁷Cs

Hoci ide o umelý rádionuklid, produkt rádioaktívneho štiepenia, z environmentálneho hľadiska predstavuje významnú geofyzikálnu anomáliu. Rádionuklid ¹³⁷Cs, ktorý kontaminoval podstatnú časť územia Európy po havárii Černobyľskej atómovej elektrárne v roku 1986, má polčas rozpadu 30,17 rokov. Z praktického hľadiska to znamená, že kým z jeho pôvodného množstva zostane menej ako 5 %, bude to trvať viac ako 200 rokov (zhruba 8-násobok polčasu rozpadu). Z toho vyplýva, že jeho prispievanie do zložiek životného prostredia bude stále nezanedbateľné. V dôsledku dobrej rozpustnosti vo vode a pôde sa môže za vhodných podmienok dostať aj do potravinového reťazca.

Právne normy upravujúce problematiku radiačnej ochrany a ožiarenia sú *zákon NR SR 470/2000 Z. z. o ochrane zdravia ľudí a vyhláška MZ SR 12/2001 Z. z. o požiadavkách na zabezpečenie radiačnej ochrany na Slovensku*. Zákon 470/2000 okrem iného definuje **zásahovú úroveň** (hodnota dávky, ktorej prekročenie odôvodňuje vykonanie opatrení a zásahu na obmedzenie ožiarenia v prípade radiačnej nehody, resp. radiačnej havárie) a **odvodnenú zásahovú úroveň** (hodnota priamo merateľnej veličiny, ktorej prekročenie sa považuje za prekročenie zásahovej úrovne).

Podľa vyhlášky 12/2001 odvodnená zásahová úroveň rádionuklidu ^{137}Cs po prechode rádioaktívneho mrahu pri radiačnej nehode v prípade kontaminácie vody a pastvy (určenej na výrobu mlieka) je $10 \text{ kBq} \cdot \text{m}^{-2}$. Zásahová úroveň vyžadujúca trvalé presídlenie obyvateľstva je po prekročení plošnej aktivity na zemskom povrchu $10\,000 \text{ kBq} \cdot \text{m}^{-2}$. Na základe výsledkov štúdia a v zmysle uvedených právnych noriem odporúčame zamerať detailnejšie prieskumné práce do anomálnych oblastí s hodnotami plošnej aktivity ^{137}Cs vyššími ako $10 \text{ kBq} \cdot \text{m}^{-2}$.

Podľa obr. 18 je zrejmé, že anomálie prezentované na mape uvedenú hodnotu ($10\,000 \text{ Bq} \cdot \text{m}^{-2}$) nedosahujú. Napriek tomu upozorňujeme na dve výrazné zóny znečistenia s hodnotami v rozsahu $4\,000 - 8\,000 \text{ Bq} \cdot \text{m}^{-2}$. Prvá je v oblasti medzi Plaveckým Štvrtkom a Kuchyňou a vyznieva medzi Rohožníkom a Studienkou. Jej smer je SV – JZ, podmienený klimatickou situáciou po katastrofe. Severnejšie je menej rozsiahla, ale výraznejšia zóna. Nachádza sa v priestore južne od Moravského Svätého Jána a jej generálny smer je skôr V – Z (obr. 18).

Zdôrazňujeme, že nejde o žiadnu väzbu na konkrétnu geologickú situáciu a toto územie v rámci Slovenska patrí k menej kontaminovaným územiám.

MAPA GEOFYZIKÁLNYCH INDÍCIÍ A INTERPRETÁCIÍ (MGII)

Zostavenie mapy MGII (obr. 18) v území detailne preskúmanom seizmickými metódami je trochu kuriozitou, pokiaľ takéto údaje nie sú úplne prístupné. Jedine reflexná seizmika umožňuje separovať fyzikálne účinky striedajúcich sa súvrství pieskovcov a ílovcov. Práve tie, okrem niekoľkých výnimiek, sú generálne výplňou panvy. Napriek tomu sme sa pokúsili upozorniť na niektoré črty, ktoré môžu byť prospešné pri zostavovaní povrchovej geologickej mapy regiónu v mierke $1 : 50\,000$. Na kompozíciu mapy sme použili údaje zo všetkých predložených máp z iných prameňov:

- z mapy ÚBA pri objemovej hustote $2,67 \text{ g/cm}^3$. Tu sa vyčlenili zóny výrazných a menej výrazných regionálnych gradientov zodpovedajúce tektonickým zónam, resp. hustotným rozhraniam;
- z mapy totálneho vektora zemského magnetického poľa, ktorá napriek určitej sterilite poskytuje niekoľko čiastkových údajov;
- z mapy koncentrácie prirodzených rádioaktívnych prvkov. Na nej je veľmi dobre vystihnutá povrchová situácia, ktorá umožňuje interpretovať závery týkajúce sa povrchovej dimenzie;
- z mapy kontaminácie ^{137}Cs ;
- z máp digitálneho modelu reliéfu terénu, ktoré pri gradácii 5 m poskytujú dostatok možností na interpretácie týkajúce sa najmä kvartérnych sedimentov. Niektoré prvky sme zdôraznili, ale pri vlastnej interpretácii sú cennejšie samotné zostavené mapy koncentrácie;
- z *Atlasu geotermálnej energie Slovenska* (Franko et al., 1995).

Pretože v súčasnosti je nedostatok seizmických údajov, žiadalo by sa uskutočniť celkové súhrnné spracovanie seizmických meraní podľa záujmových litostratigrafických jednotiek či ložiskových objektov. Tie sú však v správe Nafty, a. s., Gbely a ich použitie je podmienené finančným ocenením.

Na mape sú prezentované výstupy jednotlivých metód s rôznym hĺbkovým zásahom. Dobrú informačnú úroveň majú mapy digitálneho modelu reliéfu a distribúcie koncentrácie rádioaktívnych prvkov. V prvom prípade sme naznačili určité lineárne a nelineárne prvky, ktoré môžu byť podmienené geologickými štruktúrami. Z rozhraní indikovaných rádioaktívnymi prvkami stojí za zmienku, že minimálne pole koncentrácie draslíka ($< 1\%$) predstavuje určitý prospekčný príznak výskytu čistých kremenných pieskov, ktoré sa ťažia v Šajdíkových Humenciach. Pole takejto anomálne nízkej koncentrácie má pomerne veľký plošný rozsah – viac ako 50 km^2 . Môže naznačovať potenciálne možnosti rozšírenia zásob tejto žiadanej suroviny s tým, že je potrebné overiť hĺbkový vývoj. Zvýšená koncentrácia Th je dôsledkom vyššieho obsahu akcesorických minerálov v zvetraninovom plášti bratislavského granodioritu (monazit, allanit?). Tóriová anomália rovnakého typu sa zistila aj na protiklonnom svahu Malých Karpát smerom do Podunajskej nížiny v miestach, kde sa vyskytoval zvetraninový plášť bratislavského granodioritu. Mechanický transport je hlavným činiteľom nahromadenia tohto prvku. Uránová anomália detegovaná v intraviláne Bratislavy sa javí problematická, hoci do určitej miery pravdepodobná (konformná so smerom zlomových štruktúr). Jej potvrdenie či vyvrátenie si vyžaduje dodatočné premeranie. Na mape je jasne badateľný účinok mierne zvýšenej rádioaktivity hornín okrajových Malých Karpát. Na rovnakej hranici zaniká signál všetkých rádioaktívnych prvkov v dôsledku pre-

krytia mladšími sedimentmi panvovej výplne (eolická činnosť), ktoré sú oveľa chudobnejšie na obsah rádioaktívnych prvkov.

Magnetický účinok bloku Brunie z hlbších štruktúr má veľmi približné ohraničenie. Je diskutabilné, či ho spôsobujú ultrabázické horniny typu serpentinitu, ktoré sú ľahšie (anomália je v „ľahkom“ tiažovom bloku), alebo sumárny účinok ľahkých neogénnych sedimentov s hrúbkou niekoľko tisíc metrov „potlačil“ tiažový efekt hornín, ak vychádzame z ich príslušnosti k mafickým fáciám. Smerom na juh má záporná tiažová anomália pokračovanie, ale bez sprievodnej magnetickej anomálie. To navádza na predpoklad, že blok Brunie v tejto časti územia neobsahuje magnetické horniny. Vybrané teplotné anomálie do istej miery korelujú s tiažovými gradientmi. Hĺbka 500 m zodpovedá teplotným eventom, spôsobeným pravdepodobne vulkanickou činnosťou, hoci vo vlastnej výplni takéto horniny nie sú. Hĺbka 5 000 m zodpovedá blízkosti podložia neogénnej výplne a pomerne rigorózne sa viaže na gradient smeru S – J. Smery tiažových gradientov V – Z by mohli byť spôsobené deformáciami vo výplni panvy. Zistili sa najmä v egenburgu a karpate (Jiříček, 1979), menej v bádene a sarmate (medzi Malackami a Studienkou, resp. v širšom okolí Lakšárskej Novej Vsi). Gradient ohraničujúci panvu od Malých Karpát (smer SV – JZ) by mal zodpovedať zóne Mur – Murz, pričom v podloží (na SZ) by teoreticky mali byť sedimenty *Grauwacken zone*. Tie však zatiaľ v tomto území neboli vrtní zastihnuté. Spad ^{137}Cs vytvoril dve výraznejšie anomálne oblasti. V zmysle platných legislatívnych predpisov by tieto anomálne subjekty nemali predstavovať bezprostredné ohrozenie zložiek životného prostredia.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Záhorskú nížinu budujú sedimenty neogénu, prikrýté kvartérnymi sedimentmi. Najvýznamnejšie kolektory spomedzi nich sú fluviálne sedimenty rieky Moravy, Myjavy a Rudavy, ako aj kvartérne sedimentárne výplne poklesnutých častí zohorsko-plaveckej priekopy. Smerom na sever pokračuje územie budované neogénnymi sedimentmi Chvojnickej pahorkatiny. Na východe sa dvíha jadrové pohorie Pezinských Karpát, budované kryštalinickým jadrom, jeho mezozoickým obalom a sériou príkrovov, v ktorých hrajú dominantnú vodohospodársku úlohu (z hľadiska zdrojov podzemnej vody) stredotriasové a vrchnotriasové vápence a dolomity. Rieka Morava na západe predstavuje len formálnu bariéru vo vzťahu k hydrogeologickým pomerom. Analogické sedimenty Viedenskej panvy, aké sú opísané v tejto práci, sa nachádzajú aj na západ od tejto rieky.

Pestrosť hydrogeologických pomerov je daná predovšetkým tektonickými pomermi územia. Prevažne pelitické sedimenty so zväčša nižšou priepustnosťou sú v oblasti zohorsko-plaveckej priekopy (sološnická, pernecká a zohorsko-marcheggská depresia) a kútskej depresie prekryté kvartérnymi výplňami s vysokou priepustnosťou hrubými niekoľko desiatok metrov. Genetický charakter týchto výplní je pestrý (viac piesky vyplňajú západné časti týchto neotektonických vkleslín, kým deluviálne splachy sa nachádzajú pri ich východných okrajoch, uprostred sa prstovito prelínajú), vysoko priepustný charakter si však zachovávajú oba základné druhy ich výplne. Okrem vysokej priepustnosti sa tu prejavuje aj účinok značnej hrúbky týchto zvodnencov, ktorá je niekoľko desiatok až 100 m. Oblasť alúvií Moravy, Myjavy a Rudavy sú zložené z piesčitých štrkov s vyššou priepustnosťou, dosahujú však hrúbku iba do úrovne zhruba 10 m. V území je možné vyčleniť niekoľko vodárensky významnejších hydrogeologických celkov – sedimenty neogénnych panvových štruktúr s medzizrnovou priepustnosťou, eolické sedimenty kvartéru s medzizrnovou priepustnosťou a kvartérne fluviálne náplavy s medzizrnovou priepustnosťou. Na východ od Záhorskej nížiny vystupujú horniny mezozoika hronika s krasovo-puklinovou priepustnosťou a horniny kryštalinika a paleozoika s puklinovou priepustnosťou.

Na získanie nových zdrojov podzemnej vody okrem kvartérnych sedimentov zohorsko-plaveckej priekopy, kútskej depresie a aluviálnych náplavov väčších tokov (Morava, Myjava, Rudava) je z vodohospodárskeho hľadiska najnádejnejšia oblasť, ktorú budujú neogénne piesky až pieskovce *skalického súvrstvia* (sarmat), stredobádenských sedimenty *devínskonovoveského súvrstvia* a psefity *závodského súvrstvia* (karpát). Aluviálne náplavy vykazujú vysoký stupeň priepustnosti, no z kvalitatívneho hľadiska sú často antropogénne ťažko postihnuté. Významnejšie využívané zdroje podzemnej vody sú v katastrálnych územiach obcí Veľké Leváre, Plavecký Štvrtok a Suchohrad. Ide tu o využívanie podzemnej vody aluviálnych náplavov Moravy. Významné zdroje zohorsko-plaveckej depresie ostávajú dosiaľ nevyužitú vzhľadom na ich problematickú ochranu v oblasti rozsiahleho vojenského výcvikového pásma Záhorie.

Na východnom okraji hodnoteného územia, resp. za jeho východnou hranicou vystupujú vápence a dolomity triasu a jury obalového tatrika, fatrika (krížňanského príkrovu) a hronika (havranická a jablonická kryha považského príkrovu). Predstavujú kvantitatívne a nateraz aj kvalitatívne najcennejšiu zásobáreň podzemnej vody. Charakterizuje ich krasovo-puklinový typ priepustnosti, rýchly obeh a koncentrácia prúdenia podzemnej vody do mohutných výverov v oblasti Kuchyne (pramene Modranská skala), Rohožníka (Vajár), Sološnice, Plaveckého Podhradia, Plaveckého Mikuláša, Cerovej-Lieskového (Rybniček, Pálenica) a v okolí obce Jablonica (Hodoňova studňa, Stušková).

K menej priepustným neogénnym sedimentom v pelitickom vývoji sa zaraďujú najmä pestré íly *gbelského súvrstvia* (vrchný panón), *bzeneckého súvrstvia* (spodný až stredný panón) a škály bádenských súvrstí *studenčanského* a *jakubovského súvrstvia*. V tomto prostredí je možné z regionálneho hľadiska uvažovať o ukladaní rozličného odpadu bez toho, aby nastala masívna deštrukcia kvalitatívnych parametrov podzemnej vody. Z celoslovenského hľadiska však ide o relatívne priepustnejšie prostredie. Je tu teda potrebné dostatočným detailným hydrogeologickým prieskumom overiť ich lokálne hydraulické vlastnosti.

Charakteristika hydraulických vlastností hornín Malých Karpát

Malé Karpaty (v tomto prípade tvorené Devínskymi a Pezinskými Karpatmi) síce vystupujú len na okraji hodnoteného územia Záhorskej nížiny, ale vzhľadom na to, že najmä ich mezozoické členy sa značne podieľajú na dotácii podzemnej vody v oblasti nížiny, podávame stručný opis hydraulických vlastností aj týchto horninových celkov.

Pre horniny **kryštalinika a paleozoika** je charakteristická puklinová priepustnosť. V týchto horninách ako hlavný kolektor pôsobí zóna zvetrávania a pripovrchového rozvoľnenia skalných hornín siahajúca do hĺbky zhruba 30 až 50 m, pričom roztvorenie puklín a tým aj priepustnosť sa znižuje s pribúdajúcou hĺbkou v exponenciálnej závislosti. Zvýšená priepustnosť a vlastne aj filtračná heterogenita v týchto podmienkach závisí od tektonickej histórie územia, od rozloženia smerov ťahu a tlaku najmä v poslednej horotvornej fáze. Odhadom tu môžeme rátať so strednou hodnotou prietočnosti zhruba $1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Podzemná voda mezozoika v tejto oblasti je zväčša spätá s krasovo-puklinovou priepustnosťou. Pre vápence triasu a jury obalového tatrika, fatrika (krížňanského príkrovu) a hronika považského príkrovu platí, že v porovnaní s dolomitmi tu podzemná voda môže obiehať rýchlejšie, sú však veľmi heterogénnym prostredím s hydraulicky kontrastnými vlastnosťami: vysoko priepustné kaverny s až turbulentným prúdením sú ohraničené skalným masívom s nízkou priepustnosťou aj zásobnosťou. Dolomity (zväčša prítomné v hroniku) sú menej heterogénne, prakticky len s puklinovým typom priepustnosti a s pomerne vysokou zásobnosťou viazanou na početné systémy drobných puklín. Odhad stredných hodnôt prietočnosti vápencov pri početnosti súboru 15 hydraulicky hodnotených vrtov TMv = $6,9 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ pri variabilite charakterizovanej σ_Y (smerodajnou odchýlkou Y) 0,89 (vysoká variabilita). Pri dolomitoch (súbor 28 hydrodynamických testov) boli odhadnuté stredné hodnoty prietočnosti TMD o niečo nižšie, $3,6 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, σ_Y má hodnotu 0,75. Odvodené hodnoty koeficientov filtrácie k boli takéto: pri vápencoch kMv = $3,4 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, pri dolomitoch kMd = $1,5 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, pričom smerodajné odchýlky hodnôt indexu priepustnosti Z boli zhruba totožné s hodnotami indexu prietočnosti Y (Tupý et al., 2004). Celkove možno konštatovať, že vápence a dolomity mezozoika s krasovo-puklinovou priepustnosťou sú vysoko priepustným horninovým prostredím. Je však potrebné upozorniť na to, že tu ide o médium s extrémnym stupňom filtračnej heterogenity, s existenciou preferovaných priepustných zón, často s turbulentným prúdením podzemnej vody. V takýchto prípadoch hydraulickú funkciu celého systému (hydrogeologickej štruktúry) určuje práve najpriepustnejšia zóna, ktorá však vzhľadom na svoje nesystematické priestorové rozšírenie nemusí byť zastihnutá hydrogeologickými vrtmi. Pravdepodobnosť zachytenia určujúcich skrasovatých zón v takomto prostredí je 1 : 100 až 1 : 1 000.

Charakteristika hydraulických vlastností sedimentov Záhorskej nížiny

Neogénne sedimenty Záhorskej nížiny z hydrogeologického hľadiska charakterizuje rôzna medzizrnová priepustnosť, nízke hodnoty hydraulických gradientov a striedanie priepustnejších a menej priepustných polôh. To spôsobuje častú prítomnosť artézskych horizontov s rôzne veľkou piezometrickou hladinou („výtlačnou výškou“). Vzhľadom na nízku priepustnosť a nízky hydraulický gradient je tu pohyb podzemnej vody veľmi pomalý, s vysokou prirodzenou ochrannou funkciou menej priepustných horizontov. Priepustnosť neogénnych sedimentov je však horizontálne aj laterálne veľmi premenlivá.

Spomedzi neogénnych sedimentov, ktoré sa nachádzajú v Záhorskej nížine, sa odhad strednej hodnoty prietočnosti T zvyčajne pohybuje v rozmedzí od $1,0 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ do $3,0 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (teda v rámci obvyklej prietočnosti horninových celkov na Slovensku ide o vyššie hodnoty). Zo súboru sa však sčete zvýšenou prietočnosťou vymykajú celky sarmatského *skalického súvrstvia*, *devínskonovoveského súvrstvia* (stredný báden) a *závodského súvrstvia* (karpat; Schwarz et al., 2006). Jednotlivé litostratigrafické členy Viedenskej panvy možno charakterizovať striedaním ílov, ílovcov, prachov, prachovcov, pieskov, pieskovcov, štrkov, konglomerátov a lignitových polôh s rôznou hrúbkou. Výskytu stratigraficky starších sedimentov v tejto časti Viedenskej panvy lemujú zohorsko-plaveckú depresiu tiahnucu sa pozdĺž pohoria Malých Karpát. Smerom na SZ ich postupne prekrývajú čoraz hrubšie polohy mladších sedimentov najmä panónskeho *bzeneckého súvrstvia*.

Najstaršie sedimenty komplexu neogénnych panvových štruktúr Záhorskej nížiny sú polymiktné bazálne zlepenice s polohami pieskovcov – *jablonské zlepenice závodského súvrstvia* (karpat). Vystupujú v malých odkryvoch na SV územia. Polymiktné zlepenice s polohami pieskovcov hydrogeologického celku jablonských zlepeníc závodského súvrstvia predstavujú relatívne priepustné horninové prostredie, v rámci regiónu však neboli overené žiadnym hydrogeologickým vrtom. Predpokladá sa, že stredná hodnota koeficienta priepustnosti sa pohybuje v rozmedzí $3,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ – $1,0 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Schwarz et al., 2006).

Lakšárske súvrstvie (karpat) – vápnité siltovce, ílovcy („šlír“) a pieskovce – sa vyskytuje v tých istých oblastiach, kde *jablonské zlepenice*. Na základe vyhodnotenia 26 hydrodynamických skúšok realizovaných v horninách *lakšárskeho súvrstvia* boli v práci Tupého et al. (2004) odvodené odhady strednej hodnoty prietočnosti T a strednej hodnoty koeficienta filtrácie k $3,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Indexy priepustnosti a prietočnosti Z a Y sa pohybovali od 2,64 do 5,71, s mediánom 4,16. Smerodajná odchýlka hodnôt indexu prietočnosti σ_Y je 0,69.

Slienitým ílom a pieskom a vápnitým siltovcom a ílovcom s polohami pieskov *závodského súvrstvia* (karpat) priradil Konopka (1998) priemernú hodnotu prietočnosti $2,89 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, ($\sigma \log T = 0,66$). Čech a Zvác (1993) vypočítali priemernú hodnotu prietočnosti tohto celku $1,15 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Najmä v prvom prí-

pade ide o prekvapujúco vysoké hodnoty pri zdanlivo vodárensky neproduktívnom litologickom zložení a pelitickom charaktere súvrstvia. Je pravdepodobné, že polohy pieskov tu hrajú väčšiu úlohu v porovnaní s tým, čo sa uvádza v litologickom opise súvrstvia. Súvrstvie vystupuje na povrch najmä v priestore medzi Bílkovými a Šajdíkovými Humencami.

Žižkovské vrstvy jakubovského súvrstvia – strednobádenské zlepenice, štrky, piesky až pieskovce – vystupujú na povrchu najmä v priestore medzi Bílkovými a Šajdíkovými Humencami. Litologicky je súvrstvie vyvinuté prevažne vo fácií polymiktných zlepenčov a hrubozrnných štrkov striedajúcich sa s polohami pieskov a so zriedkavými polohami ílov. Marcin et al. (1996) charakterizovali hydraulické vlastnosti súvrstvia na základe zhodnotenia 13 hydrogeologických vrtov s overením zvodnenca do priemernej hĺbky 79 m. Ide prevažne o voľnú zvoďeň. Zhodnotenie dokumentovalo priemerný index prietochnosti Y 5,42 so smerodajnou odchýlkou $\sigma = \pm 0,32$. Tomu zodpovedá T_Y (odhad koeficienta prietochnosti pri logaritmickej prepočtovej diferenci $d = 0$) $2,63 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Konopka (1998) charakterizoval toto súvrstvie strednou hodnotou T $3,60 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ($\sigma \log T = 0,49$).

Íly, piesčité pestré íly, zriedka slienité íly, vápnité ílovce a siltovce, tufy a riasové vápence panvovej fácie stredného bádenu **jakubovského súvrstvia** vzhľadom na ich malé plošné zastúpenie na povrchu na úpätí Malých Karpát sa hydraulicky netestovali. V tomto horninovom prostredí sa predpokladá priepustnosť medzi-zrnového typu so strednou hodnotou T v rozsahu od $1 \cdot 10^{-4}$ do $3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. V **devínskonovoveskom súvrství** (štrky až zlepenice, piesky až pieskovce, ktoré sú ešte menej plošne rozšírené) je pravdepodobný rozsah prietochnosti vyšší o jeden rád, v rozmedzí od $1 \cdot 10^{-3}$ do $3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Schwarz et al., 2006).

Sedimenty **studienčanského súvrstvia** (vrchný bádén) vystupujú na povrch medzi Lakšárskou Novou Vsou a Borským Petrom, menej v oblasti severne, južne a západne od Stupavy a v pruhu tiahnucom sa jz.-ssv. smerom od Lozorna cez Jablonové a Kuchyňu k Sološnici. Litologicky je súvrstvie vrchnobádenského veku vo vývoji vápnitých ílov s polohami pieskov, štrkov a pieskovcov, pieskov a ílov s vrstvami vápnitých a granitových brekcií a zriedkavými polohami litotamniových a organodetritických vápencov a riasových vápencov **sandberských vrstiev**. Do hĺbky 100 až 150 m sa podľa Marcina et al. (1996) v oblasti Stupavy v tomto súvrství vyskytujú jedna až dve priepustnejšie piesčité polohy. To isté platí pre pruh vrchnobádenských sedimentov tiahnucci sa jz.-ssv. smerom od Lozorna (1 – 2 priepustnejšie horizonty). Na rozdiel od oblasti Stupavy sa tam (hoci ojedinele) popri piesčitých horizontoch, prevažne jemnopiesčitých, vyskytujú aj horizonty štrkov (v oblasti západne od Perneka a medzi Pernekom a Kuchyňou). Podľa Marcina et al. (l. c.) štatistické zhodnotenie dokumentovalo priemerný index prietochnosti $Y = 5,21$ so smerodajnou odchýlkou $\sigma = \pm 0,29$, čomu zodpovedá T_Y (odhad koeficienta prietochnosti pri $d = 0$) $1,62 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Pestré íly a silty, hruboklastické piesčito-štrkovité sedimenty, pelity a piesky až pieskovce **holíčskeho a skalického súvrstvia** sarmatu v hodnotenom území vystupujú na povrchu iba na veľmi malej rozlohe západne od Stupavy v úzkej kryhe jz.-sv. smeru v litavskom zlomovom pásme (Marcin et al., 1996), podľa interpretácie vrtu MH-1 na lokalite Malý háj (Tartal, 1966, in Marcin et al., 1996). Konopka (1998) k tomuto celku priradil priemernú hodnotu prietochnosti $2,92 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ($\sigma \log T = 0,76$). Čech a Zváč (1993) vypočítali priemernú hodnotu prietochnosti tohto celku $3,47 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Súčasťou tohto súvrstvia sú však aj piesky až pieskovce **skalického súvrstvia**. Vystupujú na povrch v oblasti medzi Lakšárskou Novou Vsou a Borským Petrom. Tieto piesky až pieskovce sa netestovali hydrogeologickými vrtmi, no vzhľadom na litologický charakter celku rátame so strednou hodnotou prietochnosti v rozsahu $1,0 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ až $3,0 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Lignity s tmavými ílmi, deltové piesky, íly a ílovce s polohami piesku **bzeneckého súvrstvia** (panón) vystupujú v centrálnej časti Záhorskej nížiny ako plošne azda najrozšírenejšie neogénne súvrstvie, ktoré je však z veľkej miery prekryté kvartérnymi sedimentmi. Marcin et al. (1996) konštatujú, že v južnej časti Záhorskej nížiny nie je presnejšie hodnotenie hydraulických vlastností súvrstvia možné pre absolútny nedostatok hydrogeologických vrtov. Podľa výsledkov naftárskych, tzv. cf. vrtov boli v tomto celku dokumentované 1 – 2 horizonty jemnozrnných pieskov. V centrálnej a južnej časti kryhy neboli dokumentované perspektívne kolektory podzemnej vody. Na základe týchto, veľmi orientačných výsledkov sa odhaduje stredná hodnota prietochnosti na $3,0 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Gbelské súvrstvie (vrchný panón) – pestré íly s vápnitými konkréciami a nepravidelnými šošovkami pieskov – vystupuje na jv. lemovaní kútskej depresie. Regionálne hodnotenie hydraulických vlastností tohto súvrstvia vrchnopanónskeho veku štatistickým zhodnotením výsledkov zo 7 hydrogeologických vrtov vykonali Marcin et al. (1996). Priemerná hodnotená hrúbka overovaných súvrství bola 58,7 m. Štatistické zhodnotenie dokumentovalo priemerný index prietochnosti $Y = 5,24$ so smerodajnou odchýlkou $\sigma = \pm 1,19$. Tomu zodpovedá T_Y (odhad koeficienta prietochnosti pri $d = 0$) $1,74 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Predpokladáme, že koeficient priepustnosti, resp. jeho stredná hodnota sa pohybuje v rozmedzí od $1,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ do $3,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

V **pleistocénnych terasových akumuláciách** rieky Moravy – štrkoch, piesčitých štrkoch, pieskoch, miestami s pokryvom spraší a viatych pieskov – sa uskutočnilo len málo hydrogeologických prieskumných prác s hĺbením vrtov. Podľa Marcina et al. (l. c.) možno tento celok charakterizovať strednou hodnotou $T = 2,29 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Hydraulicky je toto horninové prostredie homogénne, $\sigma \log T = 0,19$. Terasy sú tvore-

né fluviálnymi uloženinami s hrúbkou štrkov a pieskov 2 až 5 m. Štrky a piesky sú veľmi dobre priepustné a niekedy bývajú pokryté eolickými pieskami s vyššou priepustnosťou.

Eolické sedimenty – jemnozrnné a strednozrnné nevápnité viate piesky pleistocénu – sú často akumulované vo väčšej hrúbke aj vo forme dún a presypov na šaštínsko-gajarskej elevácii (lábsko-malackej hrasti) alebo dosahujú pomerne veľkú hrúbku najmä pri západnom okraji poklesovej štruktúry zohorsko-plaveckej priekopy. Výrazne v nich prevládajú piesčité frakcie (70 – 90 %). Ílovitá frakcia nepresahuje 10 %, prachovitá frakcia je zastúpená podielom 10 – 12 %. Viate piesky reprezentujú výhradne dobre vytriedené zaoblené zrná hrdzavožltého kremeňa s obsahom vyšším ako 90 %, zvyšok tvoria zrná živcov. Konopka (1998) k viatym pieskom šaštínsko-gajarskej elevácie v severnej časti Záhorskej nížiny priradil priemernú hodnotu prietochnosti $9,19 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ pri hodnote $\sigma \log T = 0,57$. Marcin et al. (1996) stanovili v južnej časti Záhoria strednú hodnotu prietochnosti viatych pieskov na eleváciách $5,01 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ($\sigma \log T = 0,60$). K eolickým pieskom, ktoré vyplňajú západné časti zohorsko-plaveckej priekopy, priradil Konopka (1998) priemernú hodnotu prietochnosti $1,19 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ($\sigma \log T = 0,27$). Marcin et al. (1996) tu stanovili temer navlas rovnakú strednú hodnotu prietochnosti, $1,17 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ($\sigma \log T = 0,35$). Čech a Zvác (1993) vypočítali priemernú hodnotu prietochnosti tohto celku $1,27 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Kvartérne proluviálne sedimenty – piesčité štrky s úlomkami vo forme náplavových kužeľov (pleistocén) – tvoria zvyšky pokryvu štrkových akumulácií splachovaných z Malých Karpát po ich obvode. V regióne Záhorskej nížiny sú zastúpené vo viacerých formách a pozíciách a majú rôzny vek. Hydraulicke vlastnosti týchto sedimentov na okrajovej kryhe malokarpatskej oblasti južnej časti Záhorskej (Borskej) nížiny zhodnotili Marcin et al. (1996) na základe výsledkov z 13 hydrogeologických vrtov. Priemerný index prietochnosti Y vyčíslili na 6,33 a smerodajnú odchýlku hodnôt σ_Y na 0,47. Odhadnutý koeficient prietochnosti by mal potom hodnotu $2,13 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. V prípade proluviálnych sedimentov v zohorsko-plaveckej priekope tí istí autori vyčíslili rovnakú strednú hodnotu prietochnosti ($2,13 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$), ale s menšou variabilitou ($\sigma \log T = 0,27$).

Deluviálne sedimenty pleistocénu až holocénu – hlinité, piesčito-hlinité až hlinito-kamenité a piesčito-kamenité svahoviny a svahové hliny a hlinito-kamenité zvetraniny elúvií – priemerne dosahujú na západných svahoch Pezinských Karpát hrúbku okolo 8 m, pričom v miestach terénnych depresii býva hrúbka aj viac ako 30 m (Hanzel et al., 1999). Marcin et al. (1996) z 8 hydrogeologických vrtov uvádzajú priemerný index prietochnosti deluviálnych sedimentov južnej časti Záhorskej nížiny $Y = 5,22$, odhadnutý stredný koeficient prietochnosti je $1,65 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a $\sigma_Y = 0,54$.

Kvartérne štrky a piesky holocénnych poriečnych nív s pokryvom piesčitých hĺn riečnych alúvií charakterizuje medzizrnová priepustnosť. Okrem sedimentov dnových výplní menších dolín tu môžeme rozlíšiť najmä aluviálne náplavy rieky Moravy a jej väčších prítokov Myjavy a Rudavy. Patria sem aj holocénne hliny, piesčité hliny a piesky mŕtvych ramien a zamokrených depresii zanesených povodňovými kalmi v nivách Moravy a Myjavy. K hydrogeologickému celku holocénnych štrkovito-piesčitých sedimentov riečnych alúvií v oblasti údolnej nivy Moravy priradili Marcin et al. (1996) strednú hodnotu prietochnosti $2,75 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s hodnotou $\sigma \log T = 0,25$. Tupý et al. (2004) stanovili priemernú hodnotu prietochnosti náplavov rieky Myjavy $6,58 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ($\sigma \log T = 0,830$). Konopka (1998) tu stanovil strednú hodnotu prietochnosti $2,43 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ($\sigma \log T = 0,25$). Alúvium Rudavy Konopka (l. c.) charakterizoval strednou hodnotu prietochnosti $7,23 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ($\sigma \log T = 0,25$).

Obeh a režim podzemnej vody v oblasti Malých Karpát

Obeh a režim podzemnej vody v území je podmienený geologickou stavbou územia – litologickou povahou hornín, vzájomnou polohou a tektonickou pozíciou horninových komplexov a geomorfologickými pomermi okolitých svahov pohoria Malých Karpát, samotnej Záhorskej nížiny a pozíciou rieky Moravy ako dominantného drenážneho prvku v oblasti. V horninách kryštalinika a paleozoika s puklinovou priepustnosťou je charakter obehu podzemnej vody typický pre tzv. hydrogeologický masív. Odtok podzemnej vody v týchto horninách prebieha viac-menej konformne s povrchom terénu. Merný odtok podzemnej vody je malý. Pramene (prirodené vývery podzemnej vody) v tejto oblasti sú malé, len ojedinele dosahujú priemernú výdatnosť vyššiu ako $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Sú nestále, na jar po topení snehu kulminujú vo výdatnosti aj okolo $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, v suchých obdobiach však často vysychajú.

Mezozoické vápence triasu a jury všetkých tektonických jednotiek sa vyznačujú krasovo-puklinovým až krasovým charakterom priepustnosti. Znamená to, že v porovnaní s dolomitmi tu podzemná voda môže obiehať rýchlejšie, a teda je o to viac zraniteľnejšia. Na druhej strane, zvýšená rýchlosť obehu môže eliminovať dôsledky najmä jednorazového alebo bodového znečistenia v kratšom časovom intervale, kým v prípade dolomitov sa môžu účinky znečistenia prejavovať pomalšie, ale dlhodobejšie. Triasové dolomity sú menej heterogénne, prakticky len s puklinovým typom priepustnosti a s pomerne vysokou zásobnosťou viazanou na početné systémy drobných puklín. Oba horninové typy však budujú vodohospodársky najvýznamnejšie oblasti s mohutnými sústredenými vývermi podzemnej vody, ktoré sa často využívajú ako dôležité zdroje zá-

sobovania obyvateľstva pitnou vodou. Podzemná voda infiltrovaná zo zrážok do mezozoických karbonátov Malých Karpát najčastejšie vystupuje na povrch na okraji pohoria na kontakte s neogénnymi sedimentmi vo forme bariérových prameňov. V oblasti Kuchyne vystupujú pramene Modranská skala, Vývrat a Vysoká, v oblasti Rohožníka pramene Hajzochová a Vajár, v okolí Sološnice pramene Malý Roštún, Holba, Grunty a Polčiná, pri Plaveckom Podhradí pramene Močidielko a Pod hradom, v oblasti Plaveckého Mikuláša pramene Kamenistá, Včelínek, Libuša a Mokrú dolina, v okolí Plaveckého Petra pramene Bukovina a Katúvka, v oblasti Cerovej-Lieskového pramene Háj, Rybníček, Pálenica, Gurínova studňa a Hoštáky a v okolí obce Jablonica pramene Hodoňova studňa a Stužková. Okrem toho sa predpokladá, že v oblasti medzi Plaveckým Podhradím a Jablonicou dochádza k intenzívnej skrytej dotácii podzemnej vody Záhorskej nížiny z karbonátov hronika Malých Karpát (Kullman et al., 1975). Časť krasovej vody prestupuje priamo do povrchových tokov, sčasti v oblasti Rohožník – Cerová-Lieskové, ale najmä v severnej časti územia v oblasti obcí Cerová-Lieskové, Trstín a Buková. Tu vystupujú karbonatické zlepenice s vápnitým tmelom, ktoré tvoria s dolomitmi hronika jednotný, hydraulicky spojený celok. Prehľad výsledkov režimových pozorovaní výdatnosti a teploty vody prameňov viazaných na mezozoické vápence a dolomity Malých Karpát v oblasti ich kontaktu so Záhorskou nížinou je uvedený v tabuľke 2.

Tab. 2. Dlhodobé pozorovaná výdatnosť a teplota vody prameňov mezozoika Malých Karpát v oblasti styku so Záhorskou nížinou (spracované podľa Hanzela et al., 1999).

Lokalita	Názov prameňa	Nadmorská výška [m]	Obdobie pozorovania	Q min [l . s ⁻¹]	Q priem [l . s ⁻¹]	Q max [l . s ⁻¹]	T min [°C]	T max [°C]
Prievaly	Hlavina	275	1956 – 1967	8,80		25,00	10,0	11,5
		275	1986 – 1995	2,90	5,16	40,50	10,0	11,5
Plavecký Peter	Katúvka 2	230	1956 – 1958	0,00		3,42		
Plavecký Peter	Katúvka 1	230	1956 – 1959	0,46		2,20		
Plavecký Mikuláš	Bukovina II	325	1957 – 1967	1,62		31,40	8,5	9,0
		325	1988 – 1995	1,10	3,92	11,25	8,5	9,0
Plavecký Mikuláš	Bukovina I	355	1957 – 1967	1,62		24,80	8,0	8,5
		355	1988 – 1995	1,70	4,77	15,00	8,0	8,5
Plavecký Mikuláš	Libuša	265	1986 – 1995	15,20	20,70	31,00	10,0	10,5
Plavecký Mikuláš	Mokrú dolina	300	1955 – 1967	3,90		49,20	7,5	9,0
		300	1988 – 1995	0,70	18,80	49,30	7,5	9,0
Plavecké Podhradie	Močidielko 3	240	1965	1,43		1,55		
Plavecké Podhradie	Močidielko 2	245	1965	0,76		0,84		
Plavecké Podhradie	Močidielko 1	248	1965	1,88		2,22		
Plavecké Podhradie	Včelínek	275	1955 – 1967	2,75		5,01	12,0	12,5
		275	1989 – 1990	2,00	3,43	3,82	12,0	12,5
Plavecké Podhradie	Pod hradom	200	1971 – 1995	1,59	2,28	3,41	11,8	13,4
Plavecké Podhradie	Kamenistá	310	1955 – 1967	3,22		83,22	8,0	9,5
		310	1988 – 1995	1,30	5,77	16,60	8,0	9,5
Plavecké Podhradie	Kráfova studňa	295	1988 – 1995	2,00	6,07	25,00	7,0	9,0
Plavecké Podhradie	Rajtárka	295	1986 – 1995	1,65	17,4	140,00	8,5	9,0
Plavecké Podhradie	U klena	290	1971 – 1975	0,13	0,49	11,50	8,4	10,7
Sološnica	Blažejovka	255	1955 – 1964	0,30		2,60		
Sološnica	Malý Roštún	275	1955 – 1967	0,66		7,30	10,0	10,0
Rohožník	Vajár	200	1955 – 1967	36,30		96,10	15,0	15,0
		200	1985 – 1995	25,00	47,20	69,80	15,0	15,0
Kuchyňa	Modranská skala	300	1985 – 2004	4,87	8,77	14,1		
Kuchyňa	Vývrat		1957 – 1963	6,0		121,0		

Oběh a režim podzemnej vody Záhorskej nížiny

Neogénne sedimenty panvovej štruktúry Záhorskej nížiny s medzizrnovou priepustnosťou aj napriek pomerne bohatému zastúpeniu rozličných litostratigrafických jednotiek a bohatému vnútornému členeniu jednotlivých blokov vo všeobecnej rovine majú relatívne schematický režim a oběh podzemnej vody. Konkrétne

podmienky obehu a režimu podzemnej vody sedimentov neogénu vzhľadom na litologické zloženie a tektoniku sa lokálne zdajú veľmi zložité. Striedajú sa tu nepriepustné polohy ílov a siltov s kolektormi s medzizrnovou priepustnosťou, ktorými sú piesky, štrky a pieskovce, často je v nich napätá hladina podzemnej vody. Preto aj jej obeh a dopĺňanie sú obmedzené. Hydrogeologické izolátory vytvárajú aj nepriepustné podložie pohybu vody v sedimentoch kvartéru a ovplyvňujú jej cirkuláciu. Hladina podzemnej vody v týchto zvodnencoch je často napätá. Infiltrácia – dopĺňanie podzemnej vody – je možná v miestach, kde priepustné členy neogénnych sedimentov vystupujú na povrch alebo sú v kontakte s podzemnou vodou iných zvodnencov – najčastejšie kvartérnych alebo mezozoických. Vzhľadom na časté striedanie nepriepustných ílových polôh a priepustných vrstiev (piesky, štrky) je obeh podzemnej vody a jej dopĺňanie obmedzené. V hlbších zvodnencoch, kde je obmedzená dotácia vody, býva podzemná voda následkom pomalej cirkulácie značne mineralizovaná a často obsahuje organické fosílné látky. Vodohospodársky význam neogénnych sedimentov je však z hľadiska zásobovania väčších sídelných jednotiek obmedzený len na lokálne využitie. Vzhľadom na pomalý obeh a vysoký stupeň ich prirodzenej ochrany však môžu predstavovať strategické zdroje podzemnej vody s najvyšším vplyvom environmentálnych zmien či dosahom ekologických katastrof. Uvedený spôsob obehu podzemnej vody sa rovnako vzťahuje na všetky hydrogeologické celky sedimentárneho neogénu, t. j. od najstarších po najmladšie. Neogénne sedimenty vzhľadom na svoju priestorovú pozíciu sa odvodňujú len malým počtom prameňov. Sú prevažne bariérové, prípadne puklinové, s plytkým obehom, nestále, s veľkou rozkolísanosťou výdatnosti. Hlbší obeh je charakteristický pre minerálne pramene, ktoré však vzhľadom na litologické zloženie horninového prostredia (prevaha ílov) majú malú výdatnosť. Najčastejšie sa však neogénne sedimenty podieľajú na vzniku prameňov ako bariéra, na ktorej sa vzdúva podzemná voda karbonátov alebo kvartérnych sedimentov.

Pre eolické sedimenty kvartéru je charakteristická kombinovaná geologická a geomorfologická podmienenosť obehu podzemnej vody. V závislosti od toho, či sa viete piesky nachádzajú na vyvýšených presypoch a dunách šaštínsko-gajarskej elevácie alebo vyplňajú depresné štruktúry zohorsko-marcheggskéj, perneckej, sološnickej, kútskej alebo plaveckej nádrže podzemnej vody, prebieha pohyb podzemnej vody rôznym smerom k erozívnej báze. V depresných štruktúrach je tento pohyb pomalší a obeh sa vzťahuje na oveľa väčšie množstvá podzemnej vody než v prípade eolických akumuláčnych štruktúr nad erozívnou bázou, kde je obeh rýchly a málo stály. Primárnym zdrojom podzemnej vody je však v oboch prípadoch nevyparená zrážková voda. Viete piesky sa viažu predovšetkým na lakšársku eleváciu (lábsko-lakšársku eleváciu), ktorá sa nachádza sv. od zohorsko-plaveckej depresie kopy (od priečného lakšárskeho zlomu). Je to oblasť s vysoko položenými neogénnymi sedimentmi karpátu, bádenu a panónu (prevažne íly s polohami pieskov a štrkov). V dôsledku nakopania kvartérnych eolických sedimentov s pomerne významnou hrúbkou (10 až 20 m) na vysoko vyzdvihnutom, málo priepustnom až nepriepustnom neogénnom podloží na rozlohe 101 km² sa takto vytvára samostatná hydrogeologická štruktúra eolických sedimentov (Holéczyová, 1968). Dopĺňa sa výlučne zrážkovou vodou a odvodňuje sa do okolitých povrchových tokov jednak sústavou prameňov, jednak skrytými vstupmi podzemnej vody do týchto tokov. Vo vzťahu k formovaniu hydrogeologických pomerov kvartéru tejto oblasti má základný význam vysoko ležiace podložie kvartéru a jeho morfológia. Báza viatych pieskov je v plnom rozsahu nad miestnou erozívnou bázou, navyše, podľa vrtných prác je morfológia povrchu neogénu značne členitá (Žákovský, 1962, in Holéczyová, 1968). Výškové rozdiely na jv. a sz. okraji viatych pieskov sa pohybujú od 34 do 55 m. Ide o intenzívne erozívne modelovaný reliéf. Celkové neogénne podložie má spád na S, SV, V a JV. Hladina podzemnej vody je voľná a pohybuje sa v rôznej hĺbke pod terénom, a to od 1,0 až do 14,5 m.

Miestom odvodňovania podzemnej vody je severný okraj komplexu eolických pieskov. Uskutočňuje sa vo forme pramenných výverov a priamym prestupom podzemnej vody do Rudavy, Myjavy a Myjavky. Pri východnom a severnom okraji je to najmä pramenná línia medzi hájovňou Haluška a Olšovským mlynom, prebiehajúca rovnobežne so starým korytom Rudavy vo vzdialenosti 500 – 800 m v dĺžke okolo 4,5 km. V uvedenej oblasti vystupuje 18 prameňov vrstvomého typu s celkovou výdatnosťou (v priemernom hydrologickom období) 55 l . s⁻¹ (Kullman, 1966), pričom táto sumárna výdatnosť kolíše v hraniciach 36,6 až 128,5 l . s⁻¹ (pramene Mláky 1 až Mláky 10; Horný Olšovský mlyn).

Väčší vodárenský význam majú eolické piesky v oblasti medzi Veľkými Levármí, Studienkou a Malackami, prerezávané naprieč riekou Rudavou. Napriek vysoko položenému neogénnemu podložiu a nevelkej hrúbke eolických pieskov ich značná rozloha umožnila vytvorenie väčších akumulácií podzemnej vody, odvodňovanej do Rudavy v oblasti medzi Studienkou a Veľkými Levármí prameňmi a priamym prestupom podzemnej vody z eolických pieskov do Rudavy. Z prameňov je to napr. zdroj vzdialený 3,5 km jz. od Studienky s celkovou výdatnosťou asi 12 l . s⁻¹ a množstvo nemerateľného presakovania po obidvoch stranách brehu asi 4,5 km jz. od Studienky. Kullman (1966) uvádza v tejto oblasti prameň vzdialený 2 km jz. od Studienky s výdatnosťou zhruba 4 l . s⁻¹ a skupinu prameňov vzdialenú asi 4,5 km jz. od Studienky s celkovou výdatnosťou 20 l . s⁻¹. V oblasti horárne Mikohal asi 5 km v. od Veľkých Levár sa nachádza prameň Teplička, ktorý má podľa pozorovaní SHMÚ v rokoch 1985 – 1999 (pod katalógovým číslom 107) priemernú výdatnosť

4,64 l . s⁻¹ (pozri aj tab. 3). Z priamych prestupov podzemnej vody do povrchového toku tu Marcin et al. (1996) upozornili na úsek Rudavy pri Tančiboku (úsek toku 15 – 16 km) s celkovým prírastkom 50 l . s⁻¹. Ďalšie významné odvodňovanie priamym prestupom podzemnej vody do Myjavy bolo dokumentované asi v dvojkilometrovom úseku v oblasti hájovne Rudavy. Prestup vody dokumentovaný v polohe viatych pieskov kolísal v hraniciach 7,4 – 67,7 l . s⁻¹. Tento údaj sa v dôsledku čerpania vody z rašeliniska v Prievaloch považoval za podhodnotený (Holéczyová, 1968).

Pri severnom okraji v oblasti asi 3,5 km od Jablonice bol asi v dvojkilometrovom úseku dokumentovaný priamy prestup podzemnej vody do Myjavy v rozsahu 37,3 – 101,0 l . s⁻¹. Časť tohto množstva však tvorí skrytý prítok podzemnej vody z Malých Karpát. Pomer skrytého prítoku v oblasti Malých Karpát a z viatych pieskov sa odhadoval na 1 : 2,64 (Gazda in Holéczyová, 1968). Odvodňovanie komplexu viatych pieskov prebieha po celom severnom okraji lábsko-lakšárskej elevácie, a to najmä v oblasti Horného Šranku a v oblasti Šajdíkových Humenec prameňmi, no najmä priamym prestupom podzemnej vody do povrchových tokov. Mesačný priemerný odtok za hydrologické roky 1967 a 1968 kolísali v hraniciach 20,0 – 216,0 l . s⁻¹. Priemerný odtok za hydrologický rok 1967 bol 109,9 l . s⁻¹ a za rok 1968 bol 87,1 l . s⁻¹ (Kullman, 1980). Podľa sumarizovaných výstupov podzemnej vody v prameňoch a skrytých vstupov podzemnej vody do povrchových tokov (Holéczyová, 1968) počas dvoch hydrologických rokov (1967 a 1969) predstavovalo množstvo obiehajúcej podzemnej vody (dynamické zdroje) v ročných priemeroch 401 l . s⁻¹ a 530 l . s⁻¹ (Kullman, 1980).

Sedimenty pleistocénnych riečnych terás tvorené prevažne štrkami, piesčitými štrkami a pieskami, miestami s pokryvom spraší a viatych pieskov, sú vyvinuté v rôznej miere od oblasti bezprostredného okolia Moravy do centra Záhorskej nížiny. Vzhľadom na ich súčasnú morfológickú pozíciu sa podzemná voda viaže na štrky a piesky riečnych terás, napájané iba infiltráciou zo zrážok. Hladina podzemnej vody je preto hlbšie pod terénom a má variabilnejší časový rozkvyv, než je to v prípade fluvialných náplavov holocénu. Systém pleistocénnych terás miestami prerezávajú proluviálne náplavové kužele a fluvialne nivy vychádzajúce z dolín väčších tokov. Proluviálne sedimenty sú zložené najmä z hlinito-piesčitých štrkov a hlinito-kamenitých deluviálnych sedimentov pleistocénu a holocénu. Obeh podzemnej vody v pleistocénnych terasách je do veľkej miery limitovaný ich litologickým zložením – vyskytujú sa tu privilegované cesty prúdenia podzemnej vody aj zóny s pomalým obehom. Eventuálne prekrytie týchto sedimentov sprašami zabezpečuje vyšší stupeň ochrany podzemnej vody pred potenciálne aj aktuálne prenikajúcim znečistením v porovnaní s menej chránenými náplavami holocénnych aluviálnych náplavov. Väčší význam tu má devínskonovoveská terasa rozprestierajúca sa medzi Devínskou Novou Vsou a Devínskym Jazerom. Leží na neogénnych súvrstviach vrchného bádenu budovaných vápňitými ílmi s polohami pieskov a pieskocvov. Terasa má veľký plošný rozsah, asi 15 km². Jej báza leží vo výške asi 20 m nad údolnou nivou Moravy. Hrúbka piesčitej a štrkovej akumulácie terasy je 2 až 8 m. Značná rozloha terasy aj hydrogeologická produktivita jej štrkopieskov indikujú výraznú infiltráciu zrážkovej vody. Na základe porovnania s dokumentovanými infiltrovanými množstvami v severnejších častiach Borskej nížiny možno počítať s infiltráciou 45,0 – 60,0 l . s⁻¹ na celom území terasy (Marcin et al., 1996). Významná časť terasy sa odvodňovala najmä na jej západnom okraji prameňom Jalšovský (Jalšovec), vyvierajúcim asi 1 km južne od železničnej stanice Devínske Jazero. Pôvodná výdatnosť prameňa bola asi 10 l . s⁻¹. V rokoch 1952 a 1972 bol prameň zachytený (zdroj bol zrekonštruovaný vyhĺbením hydrogeologického vrtu do hĺbky 25 m) a následne sa čerpal. Čerpacie skúšky dokumentovali značnú výdatnosť, až do 100 l . s⁻¹. Pravdepodobne išlo o odčerpávanie akumulovaných zásob, pretože časom výdatnosť značne poklesla. Neskôr sa skúmalo aj možné prepojenie vody prameňa s mezozoickými hydrogeologickými štruktúrami Malých Karpát (Hanzel et al., 1993).

Kvartérne fluvialne náplavy holocénu – štrkovito-piesčité sedimenty riečnych alúvií v nive dominujúceho recipienta rieky Moravy, v nivách menších riek Myjavy a Rudavy aj v nivách lokálnych vodných tokov – mali v minulosti primárny význam z hľadiska zásobovania obyvateľstva pitnou vodou. Bolo to spôsobené vysokou priepustnosťou tohto hydrogeologického celku. Všetky nivy majú veľmi podobný obeh podzemnej vody, zväčša paralelný s dominantným recipientom (Moravou, Myjavou, Chvojnica, Teplica). Iba lokálne a časovo obmedzene ho ovplyvňujú okamžité zmeny hladiny na okrajových podmienkach – povrchových tokoch. Aluviálne sedimenty ľavostranných prítokov Moravy (Myjavy, Chvojnica a Teplice) sedimentované v holocéne až recente majú zvyčajne menšiu hrúbku štrkového kolektora (zvyčajne od 3,0 do 10,0 m, najčastejšie okolo 5,0 m), ale veľkosť koeficientov filtrácie a prietochnosti je veľmi podobná hodnotám charakteristickým pre alúvium Moravy. Pre svoje malé priestorové rozšírenie však nevytvárajú vhodné podmienky na významnejšie koncentrovanie zdrojov podzemnej vody. Fluvialne sedimenty menších tokov v pahorkatine priamo súvisia s okolitým predkvartérnym horninovým prostredím. V mnohých úsekoch v závislosti od pozície a hydrogeologického charakteru okolitých horninových celkov pôsobia ako drén.

Iba lokálne a časovo obmedzene režim v aluviálnej nive rieky Moravy ovplyvňujú okamžité zmeny na okrajovej podmienke – povrchovom toku. Rieka Morava tečie vo svojich vlastných uloženiach, čím vzniká priama hydraulická spojitosť medzi povrchovou a podzemnou vodou. Priemerný hydraulický gradient v tejto

oblasti medzi Kopčanmi a Vysokou pri Morave reprezentujú hodnoty medzi 0,000 2 a 0,000 6. Piezometrická úroveň hladín v sondách SHMÚ v oblasti Kopčan je okolo 156,0 m n. m., v oblasti Vysokoj pri Morave asi 139,0 m n. m. Hrúbka piesčitých štrkov dnovej akumulácie Moravy mierne kolíše okolo 10,0 m až do 16,0 m, pričom tu významnú úlohu zohráva kvartérna tektonika. Hrúbka aluviálnych náplavov Moravy v oblasti kvartérnych nádrží podzemnej vody narastá – v kútskej nádrži na 20 až 42 m, v zohorsko-marcheggskej nádrži až do 99 m. Na tvorbe podzemnej vody sa tu podieľa najmä prestupujúca povrchová a svahová voda z Malých Karpát, v menšej miere priamo infiltrujúce atmosférické zrážky a pri vysokých stavoch v rieke aj infiltrácia z povrchového toku. Prírodný režim prúdenia podzemnej vody však môžu narúšať veľké vodárenské odbery (napr. v oblasti Skalice a Holíča – Holíčsky les a severnejšie).

Priemerný hydraulický gradient v alúviu rieky Myjavy je niekoľkonásobne vyšší. Medzi Senicou a Kopčanmi ho vyjadruje približná hodnota 0,001 5. Piezometrická úroveň hladín v sondách SHMÚ v oblasti Senice je okolo 186,0 m n. m., v oblasti Kuklov – Čáry 160,0 m n. m. Stredná dĺžka alúvia je tu takisto okolo 17 km. Hladina podzemnej vody je voľná alebo miestami mierne napätá, a to tam, kde pokrývne hlinité, menej priepustné sedimenty dosahujú väčšiu hrúbku.

Od Záhorskej Vsi po obec Brodské sa tiahne poklesový tektonický celok **suchohradsko-gajarskej depresie**. Z východu ho obmedzujú zlomy lábsko-malackej hrasti a zo západu na území Slovenska rieka Morava. Jeho detailnejšia hydrogeologická charakteristika západne od Moravy (na rakúskom území) nie je známa (Marcin et al., 1996). Podložie kvartéru v tejto depresii budujú v južnej (suchohradsko-gajarskej časti) najmä sedimenty vrchného panónu, lokálne relikt sedimentov dáku tvorené ílmi s polohami pieskov, štrkov a lignitu. Osobitosťou sedimentov pontu v tomto depresnom území je, že v porovnaní s vývojom vrchného panónu na susednej lábsko-malackej hrasti má podstatne väčší podiel piesčitých horizontov v zhodných hĺbkových úrovniach a tým aj vyššiu prietoknosť. Tieto zvodnenice sú zložené nielen z jemnozrnných pieskov, ale aj z významného podielu štrkov a hrubozrnných pieskov. Z hľadiska vodohospodárskej vhodnosti neogénnych sedimentov patria súvrstvia pontu v tejto časti depresie medzi perspektívnejšie územia Záhorskej nížiny. Nadložné kvartérne sedimenty dosahujú malú hrúbku (štrkopiesky s tenkými pokrývami eolických pieskov) a nemajú väčší vodohospodársky význam.

V **kútskej depresii** – kvartérnej, tektonicky obmedzenej priekope s.-j. smeru začínajúcej sa južne od Brodského a tiahnucej sa v dĺžke 14 km so šírkou 1,5 – 2 km až po obec Leváre – sa vďaka neogénnej aj kvartérnej zlomovo-poklesovej tektonike vytvorili priaznivé podmienky na vznik nádrží „kvartérnej“ podzemnej vody. Pokles tohto územia v kvartéri pri súčasnej priaznivej sedimentácii aluviálnych štrkopieskových sedimentov rieky Moravy, rieky Myjavy, ako aj splavených a naviatych pieskov vo východnej časti grabenu umožnil vytvorenie kvartérnych, veľmi dobre priepustných sedimentov s veľkou hrúbkou (max. 42 m, v priemere 20 – 25 m). Vrchnú časť sedimentov tvoria hlinito-ílovito-piesčité náplavy a pod nimi leží komplex štrkov, piesčitých štrkov a pieskov s veľmi dobrou medzizrnnou priepustnosťou, ktorý sa strieda s menej priepustnými polohami ílovitých pieskov a ílov. Štrky a piesky v spodnej časti kútskej depresie sa v súčasnosti priradujú k *brodskému súvrstviu* (Baňacký et al., 1991, in Schwarz et al., 2006). Dopĺňanie podzemnej vody v kútskej depresii je zložitá. Rieka Morava, s výnimkou vysokých vodných stavov, v celom rozsahu kútskej depresie drénuje jej podzemnú vodu. V oblasti severne od Kútov podzemná voda prúdi sv.-jz. smerom. Tento smer si zachováva aj v oblasti Kútov. Izolínie hladiny podzemnej vody v oblasti sútoku Moravy s Myjavou dokumentujú určité drénovanie podzemnej vody Myjavou. Odlišná situácia je v oblasti centrálnej poklesnutej časti, kde v dôsledku predispozície touto poklesnutou priekopovou prepadlinou sa izolínie hladiny podzemnej vody postupne stáčajú do vz. smeru v južnej časti depresie. Pri maximálnych stavoch Moravy obohacuje zásoby podzemnej vody nádrže aj rieka Morava. Podľa doterajších hodnotení sa nádrž v obdobiach bez vplyvu dopĺňania z rieky Moravy (v období nízkeho a priemerného prietoku Moravy) dopĺňa množstvom asi $125 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ podzemnej vody z alúvia rieky Myjavy a vodou z borsko-jurskej vyvýšeniny. Toto množstvo možno považovať za minimálne prírodné zdroje kútskej nádrže podzemnej vody. Akumulované zásoby podzemnej vody (prírodné zásoby podzemnej vody) nádrže boli vyčíslené na 159 miliónov m^3 . Využitelné množstvo podzemnej vody z kútskej nádrže podzemnej vody bolo orientačne stanovené na $130 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Kullman, 1980).

Tektonické pohyby poklesového charakteru v terciéri a v kvartéri podmienili v Záhorskej nížine veľké poklesy mezozoika a rozčlenenie nadložných terciérnych sedimentov na jednotlivé tektonické celky. Rozdiely vo výške poklesov jednotlivých tektonických celkov spôsobili, že mezozoické sedimenty nížiny sú za okrajovým malokarpatským zlomom v značne rozdielnej hĺbke. Jednotlivé neogénne kryhy majú v nejednom prípade rozdiely vo výške poklesov až niekoľko 100 m. Na povrchu boli tieto veľké rozdiely sčasti zarovnané erozívnym vyrovnaním reliéfu. Tým sa dostali výškou na rovnakú úroveň litologicky aj hydrogeologicky rozdielne neogénne sedimenty s rozdielnou hrúbkou nadložných sedimentov.

Zohorsko-plavecká depresia je podhorská depresia Pezinských Karpát. Vytvára severnú časť rozsiahlej priekopovej prepadliny, ktorá sa tiahne v dĺžke 106 km a premenlivej šírke od 2 do 12 km od Wiener Neustadtu cez Marchfeld v Rakúsku na územie Slovenska do Borskej nížiny. Táto rozsiahla priekopová prepad-

lina rozprestierajúca sa na území dvoch štátov ako odraz mladej kvartérnej tektoniky je vnútri rozčlenená priečnymi eleváciami na samostatné depresné celky. Jej severná, slovenská časť – zohorsko-plavecká priekopa – prebieha jz.-sv. smerom v podhorí Pezinských Karpát od Marcheggu po oblasť Plavecký Mikuláš – Lakšárska Nová Ves. Tam je zakončená priečnym lakšárskym zlomom. V pozdĺžnom smere je v podhorí Pezinských Karpát obmedzená litavským zlomom a oproti sz. časti Borskej nížiny lábsko-plaveckými zlomami. Je vyplnená kvartérnymi sedimentmi ležiacimi na neogénnych súvrstviach pliocénneho veku (dáku). Budujú ich pestré íly s medzivrstvami a polohami pieskov, štrkov, pieskocov a zlepcov. V zohorsko-plaveckej depresii ako celku môžeme vyčleniť tri významné nádrže kvartérnej podzemnej vody (zohorsko-marcheggská, perneckú a sološnickú), totožné s čiastkovými depresiami a oddelené čiastkovými eleváciami. Z hľadiska kvartérnych poklesov podľa výsledkov vrtných prác čiastková zohorsko-marcheggská depresia poklesla zhruba o 90 m, čiastková pernecká depresia až o 120 m a čiastková sološnická depresia zhruba o 80 m. Vývoj a hrúbku kvartérnych sedimentov v zohorsko-plaveckej depresii výrazne ovplyvnila kvartérna poklesová tektonika, ktorá v podhorí Pezinských Karpát ovplyvňovala tvorbu náplavových kužeľov. Kým na čiastkových eleváciách náplavové kužele tvoria iba zvyšky s malou hrúbkou, v čiastkových depresiiach za okrajovým (litavským) zlomom v dôsledku poklesov v priebehu kvartéru sa v perneckej a sološnickej depresii hromadil proluviálny materiál. Vytvorili sa hrubé súvrstvia klastických kvartérnych sedimentov s hrúbkou 50 až 60 m, zaplňajúce zohorsko-plaveckú priekopu z JV. Zo západu a SZ sa depresie v dôsledku intenzívnej eolickej činnosti v plnom rozsahu zaplňali viatymi pieskami. V stredných častiach depresii v dôsledku prevládajúcich vplyvov buď proluviálnej, alebo eolickej sedimentácie sa striedajú proluviálne a eolické sedimenty. Odlišný charakter majú kvartérne sedimenty v najjužnejšej čiastkovej, zohorsko-marcheggskej depresii. Kvartérne sedimenty s veľkou hrúbkou (až do 99 m) sa v tejto čiastkovej depresii vytvorili sčasti fluvialnými sedimentmi rieky Moravy a sčasti viatymi pieskami z eolickej činnosti. Sumárna rozloha ústredných poklesnutých častí uvedených troch čiastkových depresii (nádrží podzemnej vody) je 172 km² a včítane príľahlých, s nádržami súvisiacich území odvodňovaných do nádrží je až 224 km². Kullman (1980) tu uvažuje so sumárnymi prírodnými zdrojmi podzemnej vody vo všetkých troch hodnotených nádržiach medzi 1 116 l . s⁻¹ a 1 472 l . s⁻¹. Akumulované zásoby kvartérnej podzemnej vody v uvedených troch nádržiach boli sumárne vyčíslené na 1 461 miliónov m³.

Plavecká depresia sa rozprestiera západne od spojnice Plavecký Mikuláš – Plavecký Peter. V podloží kvartéru ju budujú málo priepustné sedimenty sarmatu a panónu v dôsledku prevahy ílovitých súvrství nad polohami a medzivrstvičkami pieskov, pieskocov a štrkov. Hydrogeologické pomery kvartérnych sedimentov tejto oblasti ovplyvňuje vysoko položené neogénne podložie. V tomto území sa nachádzajú zvyšky proluviálnych kužeľov malokarpatských tokov s hrúbkou do 1 m a aluviálne sedimenty tokov s hrúbkou 2 – 3 m so značným zahmlením (Kullman, 1980). S poznatkami o litologickom charaktere kvartérnych sedimentov a ich hrúbke nie sú v plnom súlade hydrogeologické výsledky získané v rámci regionálneho hydrogeologického prieskumu viatych pieskov oblasti Cerová-Lieskové – Šajdíkové Humence (Holéczyová, 1968). Z. Holéczyová a S. Gazda v rámci tejto úlohy riešili hydrogeologickými a hydrogeochemickými metódami priamy prestup podzemnej vody z Malých Karpát v úseku Plavecký Mikuláš – Prievaly do nového koryta Rudavy (Holéczyová, l. c.). Na základe výsledkov z dvoch období (14. 6. 1968 a 30. 10. 1968) dokumentovali významný skrytý prestup podzemnej vody z Malých Karpát do Rudavy najmä v strednom úseku. Z oblasti Prieval a jz. od nich sú prestupy zanedbateľné (3,6 – 5,0 l . s⁻¹). Hodnotenie zo dňa 14. 6. 1968 dokumentovalo v úseku širokom 5,6 km (Plavecký Peter – Plavecký Mikuláš) skrytý prestup podzemnej vody 192,3 l . s⁻¹. Hodnotenie z 30. 10. 1968 toho istého úseku dokumentovalo prestup 62,8 l . s⁻¹. Veľký rozdiel medzi oboma hodnotami autori zdôvodňujú možnosťou odrazu veľkých rozkyvov výdatnosti krasovej podzemnej vody. Skrytý prestup podzemnej vody z karbonátov hronika Malých Karpát do Záhorskej nížiny bol vyčíslený pomocou hydrologickej bilancie (Kullman, 1965) na 164 l . s⁻¹. Podzemná voda tohto krasového komplexu prestupuje jednak do sološnickej depresie, jednak do územia plaveckej depresie. Ak v súlade s výsledkami regionálneho hydrogeologického prieskumu sološnickej nádrže podzemnej vody uvažujeme o hodnote okolo 100 l . s⁻¹ skrytého prestupu z chočského príkrovu do sološnickej nádrže, potom hodnota 62,8 l . s⁻¹ je reálna ako hodnota prestupu krasovej vody z pohoria do nížiny cez oblasť plaveckej depresie. Táto skutočnosť svedčí o podstatne priepustnejšom hydrogeologickom prostredí kvartérnych sedimentov v oblasti medzi Malými Karpatmi a riekou Rudavou (Kullman, 1966, 1980).

Sološnická nádrž podzemnej vody (približne zhodná s čiastkovou sološnickou depresiou) sa rozprestiera medzi lakšárskym zlomom, okrajovým zlomom Malých Karpát, hornou časťou lábskych zlomov a obcou Rohožník. Zaberá plochu s rozlohou 85 km². Nádrž sa dopĺňa priamym prestupom podzemnej vody z karbonátov Malých Karpát do kvartérnych sedimentov, významnou infiltráciou povrchovej vody malokarpatských tokov do kvartérnych sedimentov nádrže v príľahlej časti nádrže k Malým Karpatom a zrážkovou vodou infiltrovanou v oblasti vlastnej nádrže. Nádrž sa v dôsledku tektoniky územia a s tým spojeného vytvorenia neogénnej bariéry na jej západnom okraji prakticky odvodňuje iba povrchovým tokom Rudavy. Rudava vstupuje do sološnickej nádrže podzemnej vody pri hájovni Haluška. V nádrži priberá najmä prítoky z vý-

chodnej a južnej časti nádrže (Trstienku, Plavecký potok a Rudavku s jej prítokmi, a to Sološnickým potokom a Vajárom). Severná časť nádrže je prakticky bez povrchových tokov, s výnimkou potoka Žliabok, vlievajúcего sa do Rudavy z pravej strany pred jej výstupom z nádrže. Rudava opúšťa sološnickú nádrž južne od Studienky (Marcin et al., 1996). Nádrž je vyplnená hrubým súvrstvom kvartérnych sedimentov. Za okrajovým zlomom pri jv. okraji nádrže, kde boli poklesy s najväčšou amplitúdou, sedimentoval vytriedený materiál náplavových kuželov malokarpatských tokov. V smere od Malých Karpát do nížiny sa v sološnickej nádrži podstatne menia geologické a tým aj hydrogeologické pomery kvartéru. Ďalej od okrajového zlomu smerom do stredu nádrže a k jej západnému okraju sa frakcie štrkopieskových sedimentov zjemňujú, zvyšuje sa ich zahĺnenie a hrúbka polôh eolických sedimentov, až nastáva postupný prechod do čisto eolických sedimentov – viatych pieskov, tvorených prevažne jemnozrnnými pieskami. Celková hrúbka štrkopieskového kvartérneho zvodnenca v jv. časti nádrže, s výnimkou okrajových častí, sa pohybuje od 29,0 do 45,0 m. Najväčšia dokumentovaná hrúbka viatych pieskov (60 – 78 m) je v sz. časti nádrže (oblasť vo vzdialenosti 4,5 – 9,0 km z. a zsz. od Plaveckého Mikuláša). V strednej časti nádrže je hrúbka viatych pieskov o niečo menšia (46 až 62 m). Prechodná hranica medzi viatymi pieskami a prolúviálnymi štrkami prechádza centrálnou časťou sološnickej kvartérnej nádrže od sz. okraja až po jz. okraj. Túto hranicu môžeme charakterizovať ako prstovitý kontakt eolických a prolúviálnych sedimentov. Mapy izolínií hladín podzemnej vody sološnickej nádrže ako celku boli zostavené v práci Šubovej et al. (1973) k dvom dátumom (k 17. 3. 1971 a k 25. 10. 1972).

Mapu izolínií hladín podzemnej vody južnej časti nádrže (oblasti sv. od Rohožníka) zostavili Bacmaňáková (1963) a Tartal (1976). Prúdenie podzemnej vody zistené z máp izolínií smeruje z Malých Karpát, ako aj zo severnej časti nádrže aj z južnej časti nádrže z oblasti rohožníckej elevácie do jej stredu, ktorým preteká rieka Rudava. V súlade s hodnotením smerov prúdenia podzemnej vody na základe máp izolínií sú aj výsledky z hodnotenia vzťahov povrchovej a podzemnej vody v nádrži (Marcin et al., 1996) dosiahnuté expedičnými meraniami prietoku (Kullman, 1966). Merania prietoku zaznamenali v ľavostranných prítokoch Rudavy vo východnej časti nádrže, kde prechádzajú cez prolúviálne sedimenty, značné straty z povrchových tokov do prolúviálnych sedimentov. Tieto úbytky v priebehu júla 1963 predstavovali asi $50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Odišný charakter má Rudava, ktorá je v strednej, najmä však v západnej časti nádrže (v oblasti pred lábskymi zlomami) významným drénom podzemnej vody. Napríklad v júli 1963 na úseku dlhom asi 4,5 km v oblasti medzi sútokom Rudavy s Rudavkou a západným okrajom nádrže sa zaznamenal prírastok prietoku Rudavy v množstve $218 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Kullman, l. c.). Aktuálnymi expedičnými meraniami prietoku v júli 1994 na miestach úbytku, ktorý v júli 1963 predstavoval $50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, bol nameraný úbytok zhruba $13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Na mieste prírastku, ktorý v júli 1963 predstavoval $218 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, bol nameraný prírastok $50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Marcin et al., 1996). Ako už ukázali merania prietoku v júli 1994, možno sledovať určitý pokles prietoku aj strát oproti 60. rokom minulého storočia, čo vplyva na pokles hladín v sološnickej nádrži aj v súčasnosti.

Rozkvyv hladín v jednotlivých častiach nádrže študovali Šubová et al. (1973). V severnej časti nádrže sa zaznamenal v jednotlivých objektoch rozkvyv od 0,4 m do 1,0 m, v oblasti priľahlej k Malým Karpatom od 0,5 do 1,5 m, v centrálnej časti prevažne do 0,5 m, maximálne do 1,0 m. Celkový malý rozkvyv hladín podzemnej vody, najmä v oblastiach viatych pieskov, dokumentuje ich dobrú retardačnú schopnosť a tým aj dobré vyrovnávanie dopĺňania podzemnej vody.

Pernecká nádrž podzemnej vody kvartérnych sedimentov je strednou nádržou v zohorsko-plaveckej depresii. Rozprestiera sa jz. od čiastkovej rohožníckej elevácie pokrytej kvartérnymi sedimentmi s malou hrúbkou. Čiastková rohožnícka elevácia vytvára severné ohraničenie perneckej depresie. Pozdĺžne tektonické ohraničenie perneckej nádrže vytvárajú tie isté zlomy ako v prípade sološnickej nádrže. Južné ohraničenie nádrže tvorí priečna lozornianska elevácia, ktorá ju hydraulicky ohraničuje iba čiastočne. Vlastná kvartérna nádrž podzemnej vody zaberá rozlohu $69,4 \text{ km}^2$. Podzemná voda nádrže sa dopĺňa infiltráciou z malokarpatských tokov do náplavových kuželov nádrže, priamym prestupom z Malých Karpát do kvartérnych sedimentov nádrže, ako aj infiltráciou vlastnej zrážkovej vody do nádrže (Marcin et al., 1996). Osobitosťou tejto nádrže je odvodňovanie jej dynamických zásob podzemnej vody. Hlavné odvodňovanie dynamických zásob podzemnej vody sa uskutočňuje na jej západnom okraji na bariére lábskych zlomov, a to sčasti priamym prestupom podzemnej vody do povrchových tokov, najmä však v štyroch pramenných skupinách bariérových prameňov. Ďalší významný prestup podzemnej vody tejto kvartérnej nádrže je v úzkej depresnej oblasti prechádzajúcej lozornianskou eleváciou (šírka asi 2,5 km) do najjužnejšej, zohorsko-marcheggskej nádrže. Pernecká nádrž podzemnej vody je vyplnená mohutným súvrstvom deluviálno-prolúviálnych a eolických sedimentov. Prolúviálne sedimenty sú zložené z drobnozrnných až hrubozrnných, málo opracovaných štrkov s prímiesou strednozrnného až jemnozrnného piesku striedajúcich sa s polohami jemnozrnných eolických pieskov. Tieto sedimenty vyplňajú východnú časť nádrže v predhorí Malých Karpát za okrajovým malokarpatským zlomom a dosahujú hrúbku 60 m (Kullman, 1980). Eolické sedimenty tvorené jemnozrnnými až strednozrnnými viatymi pieskami budujú západnú časť nádrže. Spodnú časť súvrstvia kvartéru tvoria prevažne hliny s polohami silne zahĺnených štrkov a pieskov. Maximálna hrúbka kvartérnych sedimentov v centrálnej časti nádrže je 120 m. Z toho vodárenský význam má vrchná a stredná časť komplexu do hĺbky 50 až

80 m, zložená najmä z eolických pieskov. Ich koeficient voľnej zásobnosti („koeficient akumulácie podzemnej vody“) sa zistil v rozmedzí 0,16 – 0,20 (Kullman, 1966; Mikuláš, 1969). Prechodná hranica medzi viatymi pieskami a prolúviálnymi štrkami prechádza centrálnou časťou perneckej kvartérnej nádrže od sz. okraja až po jz. okraj, kde sa nádrž zužuje a vytvára hrdlo. Túto hranicu môžeme charakterizovať ako prstovitý kontakt eolických a prolúviálnych sedimentov. Čiastkovú perneckú depresiu od čiastkovej zohorsko-marcheggskej depresie oddeľuje lozornianska elevácia prebiehajúca v kolmom smere na okrajové zlomy a na lábske zlomové pásmo. Južná časť perneckej nádrže sa zužuje do úzkej depresnej oblasti širokej asi 2,5 km (toto hrdlo sa začína j. od Plaveckého Štvrtka a končí sa s. od Zohora), ktorá je zakončená na lozornianskej hrasti. Tvoria ju najmä v západnej časti piesčité polohy, kde smerom do hĺbky pribúdajú ílovité polohy. Vo východnej časti sú piesky s polohami hĺn, ktoré sa striedajú s polohami prolúviálnych sedimentov. Smerom na východ na vyzdvihnutej kryhe sú už prolúviálne sedimenty a smerom na JZ (prechod perneckej nádrže do zohorsko-marcheggskej) sa začínajú objavovať flúviálne sedimenty striedajúce sa s polohami hĺn. Prolúviálne sedimenty sú zložené z piesčitých štrkov, miestami s balvanmi a jemnozrnným pieskom s ílovými polohami. Sedimenty dosahujú hrúbku do 24 m (Čubrik, 1985). Prechodná hranica medzi viatymi pieskami a prolúviálnymi štrkami prechádza celou úzkou depresiou a hrúbka sedimentov je od 20 do 40 m. Túto hranicu môžeme charakterizovať ako prstovitý kontakt viatych pieskov s polohami ílov a prolúviálnych sedimentov (Marcin et al., 1996).

Obeh podzemnej vody v perneckej nádrži sa hodnotil na základe vzťahov povrchovej a podzemnej vody v nádrži, štúdiom zmien chemického zloženia prestupujúcej vody z Malých Karpát do perneckej nádrže a na základe mapy izolínií hladín podzemnej vody v nádrži, ktoré zostavil Kullman (1980) na základe meraní v roku 1967. Z hodnotených hodnôt prietoku a ich zmien sa zistilo (Kullman, l. c.), že najsevernejší tok nádrže Kuchynská Malina má na úpätí Malých Karpát značný prietok, ktorý sa však po prekročení okrajových zlomov plynule znižuje. Južnejšie ležiaci tok Perneckej Maliny má pri okraji Malých Karpát nepatrný prietok. Vstupom do perneckej nádrže sa rýchle zväčšuje v závislosti od strát Kuchynskej Maliny. Je zrejmé, že zvyšovanie jeho prietoku je podmienené úbytkom vody severnejšieho toku. Po ich sútoku spoločný prietok ešte stúpa pri prechode cez lábske zlomy, kde v dôsledku bariéry neogénnych sedimentov sa do povrchového toku sústreďuje časť podzemnej vody. Odlišné pomery vykazujú toky ležiace v širšom okolí Perneka, ktoré sa na úpätí Malých Karpát vyznačujú malým prietokom, pretože prevažná časť vody vsakuje priamo do náplavových kužeľov. Prestupom do nížiny sa aj uvedené malé toky za okrajovými zlomami úplne strácajú. Je zrejmé, že aj túto vodu pohlcujú a odvádzajú priepustné sedimenty náplavových kužeľov. V južnej časti územia sa potok Močiarka tečúci od Jablonového vyznačuje prírastkami až v oblasti lábskych zlomov. Zhodný priebeh má aj najjužnejší tok nádrže – potok Ondriašových. Obidva toky zrejme drénujú časť prúdu podzemnej vody prestupujúceho z perneckej nádrže podzemnej vody do zohorsko-marcheggskej. Zo strácajúcej sa vody v podhorí Malých Karpát a zo skrytého prestupu podzemnej vody z pohoria do nížiny iba časť prestopuje pred lábskymi zlomami späť do tokov. Tie isté výsledky sa zistili aj pri meraní prietoku v roku 1994, s tým rozdielom, že bol menší prietok. Prejavilo sa to tým, že Kuchynská Malina mala pred sútokom s Perneckou Malinou prietok len $3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Zmenili sa aj podmienky na Kuchynskej Maline, kde sa postavila vodná nádrž, ktorá ovplyvňuje jej prietok (Marcin et al., 1996). Značná časť tejto vody vystupuje aj na lábskych zlomoch v línii bariérových prameňov, o ktorých sa predpokladá, že vznikli v miestach prechodu starých vodných tokov cez lábsku bariéru, pôvodne spájajúcich oblasť perneckého jazera s terajšími pramennými vývermi. Na JJV od Malaciek sú to pramene Mareček 1 a Mareček 2. V oblasti Plaveckého Štvrtka vystupujú pramene Kozánek, Tančibok, Bezedné Rybníček (pozri aj tab. 3). Skúmaním chemického zloženia vody sa potvrdil vzťah medzi strácajúcim sa tokom od Perneka a vodou prameňa Bezedné (Gazda, 1980). Hydrogeochemicky sa dokázal a spektrálnymi analýzami (sledovaním gália) zistil aj prestup podzemnej vody z oblasti Perneckého potoka do oblasti prameňov Kozánek a Bezedné. Dopĺňanie podzemnej vody z povrchových tokov v podhorskej časti nádrže je v súlade so značne hlboko poklesnutou hladinou podzemnej vody (5,3 – 7,2 m pod terénom), dokumentovanou v tejto oblasti v 80. rokoch 20. storočia. Najhlbšie poklesnutá hladina bola v severnej časti nádrže (10 – 12,5 m pod terénom). V centrálnej časti územia hladina podzemnej vody bola podstatne bližšie (0,9 – 2,0 m) k úrovni terénu (Kullman, 1980).

Zohorsko-marcheggská nádrž podzemnej vody kvartérnych sedimentov je v pozdĺžnom smere ohraničená tektonicky. Leží medzi okrajovými malokarpatskými zlomami a lábskym zlomovým pásmom. Priečne neúplné ohraničenie na SV tvorí priečna lozornianska elevácia, cez ktorú naprieč prebieha už opísaná úzka depresná oblasť vyplnená kvartérnymi sedimentmi a hydraulicky spájajúca perneckú a zohorsko-marcheggskú nádrž podzemnej vody. Priečne juhozápadné ohraničenie tvorí elevácia vystupujúca jz. od Marcheggu. Nádrž na území Záhorskej nížiny zaberá rozlohu $37,7 \text{ km}^2$. Územie má zhruba rovinný charakter (maximálna nadmorská výška je v sv. časti, 150 m, minimálna pri rieke Morave, 138 m). Podzemná voda sa do zohorsko-marcheggskej nádrže dopĺňa z viacerých zdrojov. Popri infiltrovaných zrážkach z vlastného územia je to najmä prítok podzemnej vody z perneckej nádrže cez kvartérne aj neogénne piesčité a štrkopiesčité sedimenty a infiltrácia vody z rieky Moravy. V severovýchodnej časti sa podružne dopĺňa z oblasti Malých Karpát

prostredníctvom *jablonovského* a *lozornianskeho náplavového kužela*. Povrchové územie nádrže sa odvodňuje kanálmi. Zohorský kanál a potok Malina s prítokmi Močiarkou a Zohorským potokom významne odvádzajú aj podzemnú vodu z nádrže. Nádrž je vyplnená kvartérnymi sedimentmi veľkej hrúbky, ktorá narastá od oblasti prepojenia s perneckou nádržou smerom k jz. okraju depresie. Podľa doterajších poznatkov sa smerom k rieke Morave nádrž mierne prehĺbuje. Kvartérnu výplň nádrže tvoria fluviálne sedimenty Moravy a eolické, ale najmä preplavené eolické piesky. Fluviálne sedimenty Moravy sú zložené z piesčitých štrkov a pieskov s obliakmi a čistými pieskami. V centrálnej časti nádrže dosahujú piesčité štrky hrúbku 88,0 m (Marcin et al., 1996). Od centrálnej oblasti na SV k sv. časti stykovej oblasti s perneckou nádržou sa hrúbka kvartérnych sedimentov postupne znižuje a charakter sedimentov sa mení. Piesčité štrky prechádzajú do pieskov s obliakovým materiálom, lokálne až do čistých pieskov. Ich najmenšia dokumentovaná hrúbka je pri sv. okraji nádrže, 48 m. Odlišná situácia je na sz. okraji nádrže tesne za tektonicky ohraničenou lozornianskou hrasťou. Vrt PP-3 realizovaný 2 km jz. od Lábu dokumentoval hrúbku kvartérnych sedimentov 92 m, a to vo vrchnej časti, prevažne vo vývoji piesčitých štrkov, v spodnej časti prevažne vo vývoji pieskov s prímiesou štrku (Polák, 1975).

Tab. 3. Dlhodobu pozorovaná výdatnosť a teplota vody prameňov odvodňujúcich prostredie neogénnych a kvartérnych sedimentov Záhorskej nížiny (spracované podľa: Krásný et al., 1987; Ročenka SHMÚ, časť Podzemné vody).

Lokalita	Názov prameňa	Nadm. výška [m]	Obdobie pozorovania	Q min [$l \cdot s^{-1}$]	Q priem [$l \cdot s^{-1}$]	Q max [$l \cdot s^{-1}$]	T min [°C]	T max [°C]
Plavecký Štvrtok	Bezedné	165	1971 – 2004	17,40	40,87	75,80	8,1	11,5
Malacky	Tančibok	171	1962 – 1983	67,90	81,06	148,00	7,5	12,0
Malacky	Mareček 2	182	1962 – 1967	12,30		38,40		
Veľké Leváre	Teplička	170	1985 – 1999	4,15	4,64	5,22		
Lakšárska Nová Ves	Zelenáček	215	1971 – 2004	0,00	1,77	12,30		
Plavecký Peter	Mláky 3, 4	190	1985 – 2004	0,72	9,09	147,00		
Šajdíkovce Humence	Žliabok	206	1971 – 1993	4,25		7,35		

Celkový obraz o obehú podzemnej vody v zohorsko-marcheggskej nádrži podávajú hydrologické a hydrogeochemické výsledky práce Šubovej et al. (1973) a Gazdu (1980). Smery prúdenia podzemnej vody dokumentujú izolínne hladiny podzemnej vody z dvoch charakteristických období, zaznamenané 31. 5. 1972 a 8. 8. 1972 (Šubová et al., 1973). Hodnoty z 31. 5. 1972 zodpovedajú priemerným stavom hladiny podzemnej vody, údaje z 8. 9. 1972 nízkym stavom hladiny podzemnej vody. Zostavené hydroizohypsy dokumentujú, že smery prúdenia podzemnej vody za rôznych stavov hladiny sú v časti susediacej s perneckou nádržou prakticky nemenné, teda významný prestup podzemnej vody z perneckej nádrže do zohorsko-marcheggskej je nepretržitý. Z máp izolínií hladín v dvoch rozdielnych obdobiach v režime podzemnej vody vyplýva aj to, že v závislosti od hladiny v rieke Morave a tým aj od filtrácie vody sa smer prúdu podzemnej vody z hornej časti nádrže v strednej a južnej časti nádrže výrazne mení. Pri nízkych stavoch na rieke hlavný prúd má jz. smer. Pod vplyvom infiltrovanej vody z Moravy a podľa veľkosti tohto vplyvu je zatlačaný na J až JJV. Potvrďuje to aj zhodnotenie chemického zloženia podzemnej vody (Gazda, 1980). Zistilo sa, že v tektonickom poklese medzi perneckou a zohorsko-marcheggskou nádržou je chemické zloženie podzemnej vody blízke chemickému zloženiu podzemnej vody perneckej depresie vystupujúcej v prameňoch na lábskej zlomovej línii. Menšie rozdielnosti sú spôsobené miešaním s vodami proluviálnych sedimentov lozornianskej elevácie, ktoré prestupujú od Malých Karpát cez *lozorniansky* a *jablonovský* kužel. Ich podiel na dopĺňaní je iba nepatrný, a teda nemohol podstatnejšie ovplyvniť celkové chemické zloženie podzemnej vody. Podľa realizovaných výpočtov (Gazda in Kullman, 1966) je pomer miešania podzemnej vody 5 : 1 v prospech vody prestupujúcej depresnou oblasťou z perneckej nádrže. Túto skutočnosť potvrdzujú aj merania prietoku Marcina et al. (1996), ktoré riešili vzťahy povrchovej a podzemnej vody v zohorsko-marcheggskej nádrži. Z hodnoteného prietoku a jeho zmien sa zistilo, že Malina od Jakubova plynule stráca prietok až po lábske zlomy a strata v tomto úseku predstavuje $76 l \cdot s^{-1}$. Súvisí to s prestupom vody Maliny do kvartérnych náplavov Moravy. Po prechode lábskymi zlomami a po sútoku s Lábskym potokom sa prietok zvyšuje. Prírastok v Zohore predstavuje asi $66 l \cdot s^{-1}$. Súvisí to s prestupom podzemnej vody z južnej časti perneckej nádrže do zohorsko-marcheggskej nádrže. Voda rieky Moravy infiltruje do zohorsko-marcheggskej nádrže najmä pri vysokých stavoch hladiny rieky Moravy. Maximá hladiny vody v Morave (stanica Vysoká pri Morave) dosahujú hodnotu 142,7 m n. m., pričom priemerná nadmorská výška študovaného územia nádrže je približne 140,0 m n. m. Z toho vidieť, že pri vysokých stavoch sa zaplavuje územie medzi hrádzami, čo spôsobuje intenzívne vsakovanie a na pomerne dlhé obdobie retenciu v mŕtvych ramenách. Zásobovanie z rieky Moravy alebo drénovanie podzemnej vody riekou Moravou závisí od vodného stavu v rieke. Pri vysokých stavoch na Morave sa podzemná voda dopĺňa buď brehovou infiltráciou, alebo vsakovaním rozliatej vody rieky Moravy

v inundačnom území. Smery prúdenia podzemnej vody v oblasti rieky Moravy sa menia v závislosti od jej vodných stavov. Pri nízkych vodných stavoch podzemná voda odteká z nádrže pozdĺž celého úseku rieky prestupujúceho nádržou, pri priemerných a vysokých stavoch len v oblasti nad obcou Marchegg (Marcin et al., 1996). Na základe doterajších poznatkov je kvantitatívne overené dopĺňanie nádrže zo SV, a to prestupom podzemnej vody z perneckej nádrže (asi $100 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$), ako aj zo zrážok na vlastnom území (plocha $37,7 \text{ km}^2$, merný odtok podzemnej vody na základe analógie $3,6 - 4,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). Spolu s nevelkým prítokom podzemnej vody z podhorskej časti Malých Karpát to sumárne predstavuje asi $250 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Marcin et al., l. c.). Na základe orientačného zhodnotenia je celkový objem akumulovaných zásob kvartérnej podzemnej vody nádrže 518 mil. m^3 (Kullman, 1966).

Minerálna a geotermálna voda Záhorskej nížiny

Záhorská nížina s priľahlým územím Malých Karpát je stredne bohatá na výskyt minerálnej vody. Minerálna voda, ktorá vystupuje na povrch v tejto oblasti, je geneticky spätá s neogénnym podložím. Významnejšie zdroje minerálnej vody, ktoré by sa využívali balneologicky alebo plniarsky, sa na tomto území nevyskytujú. Na území sa nachádzajú minerálne pramene v lokalitách Borský Mikuláš (prameň Záprdková voda, evidovaný ako minerálna voda pod evidenčným číslom SE-1, t. č. výver nejestvuje), Čáry (zdroj SE-2 z vrtu pri škole), Kuklov (prameň Sirková pri trati; SE-8), Lakšárska Nová Ves (vrt pri poľnohospodárskom družstve, resp. geotermálny vrt RGL-1; evidované ako SE-9 a SE-32), Plavecký Mikuláš (prameň pred domom č. 229; SE-17), Plavecký Peter (SE-18) a Prievaly (SE-19). Prevažne ide o nátriovo-kalciovo-hydrogenuhličitanové, resp. nátriovo-hydrogenuhličitanové až nátriovo-chloridové typy mineralizácie s celkovou mineralizáciou prirodzených výverov 700 až $2\,500 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$.

Z hľadiska plynových charakteristík väčšinou ide o stredne až slabo sírovodíkovú, dusíkovú, resp. metánovo-dusíkovú vodu, s výnimkou zdroja SE-8 v Kuklove (Sirková pri trati), kde vyvierá uhličitá, sírovodíková, dusíková minerálna voda.

Voda s hlbokým obehom bola navŕtaná v okolí Lakšárskej Novej Vsi (vrt SB-1) v tzv. severnej vysokej kryhe za svätajánskym zlomom. Je slaná, jódová, s vysokou mineralizáciou, asi $7\,000 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Jej nositeľmi sú zlepenca a piesky egenburgu. Svätajánsky zlom vytvára nepriepustnú bariéru prestupu sírovodíkovej vody z juhu na sever (Rebro et al., 1978). Prirodzené vývery sírovodíkovej minerálnej vody (voda s hlbším obehom) sa viažu na vysokú medzikryhu, na sarmatské štrkopieskové sedimenty.

Veľká časť hodnoteného územia Záhorskej nížiny pokrýva perspektívne oblasti výskytu geotermálnej vody – šaštínsku eleváciu s priľahlým sz. a sv. poklesnutým pásmom, lakšársku eleváciu, závodsko-studienčanské poklesnuté pásmo a lábsko-malackú eleváciu s priľahlými poklesnutými kryhami – súčasťou Viedenskej panvy (Franko et al., 1995). Regionálne geotermálne zhodnotenie tu realizovali Remšík et al. (1985, 1989), resp. Remšík (1985, 1987). Viedenská panva sa prehĺbuje smerom na JZ. Predterciérne podložie v oblasti rakúsko-slovenských hraníc dosahuje hĺbku až zhruba $5\,600 \text{ m}$. Panva je vyplnená sedimentmi neogénu, počínajúc egenbursko-otnanským *lužickým súvrstvom* cez *lakšárske súvrstvie* karpatského veku, *bádenské lanžhotské, jakubovské a studienčanské súvrstvie*, *sarmatské holičské a skalické súvrstvie*, *panónske bzenecké súvrstvie*, *vrchnopanónske čárske a gbelské súvrstvie* a končiac *brodským súvrstvom* (pliocén).

Geotermálna aktivita panvy je relatívne nízka, s minimom menším ako $45 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ na JZ a s maximom okolo $65 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ v oblasti lakšárskej elevácie. V hĺbke $1\,000 - 6\,000 \text{ m}$, v ktorej sa vyskytujú kolektory geotermálnej vody (triasové vápence a dolomity), sa teplota horninového prostredia pohybuje v priemere v rozmedzí od 47 do $169 \text{ }^\circ\text{C}$ (Franko et al., 1995). Prirodzené vývery geotermálnej vody sa v panve nevyskytujú. Voda je overená 2 geotermálnymi vrtmi, a to RGL-1 Lakšárska Nová Ves a RGL-2 Šaštín-Stráže (Remšík, 1985, 1989), pričom sa zistila aj vo viacerých ropných vrtoch. Geotermálna voda sa vyskytuje v štyroch štruktúrach – v lakšárskej elevácii, v šaštínskej elevácii s priľahlým jz. a sv. poklesnutým pásmom, v závodsko-studienčanskom poklesnutom pásme a v lábsko-malackej elevácii s priľahlými poklesnutými kryhami. Štruktúry vystupujú v podloží neogénnej výplne panvy, majú príkrovovú stavbu a budujú ich príkrovy vyššie ako krížňanský (najmä triasové členy). Geotermálna voda sa viaže na triasové dolomity (najmä vrchnotriasový hauptdolomit) chočského príkrovu a vyšších príkrovov, ale aj na egenburské klastiká a v južnej časti územia (lábsko-malacká elevácia) na karpatské pieskovce a piesky. Štruktúry geotermálnej vody sa nachádzajú v hĺbke $500 - 4\,500 \text{ m}$. Vyskytuje sa v nich voda s ložiskovou teplotou 40 až $140 \text{ }^\circ\text{C}$. Geotermálna voda Viedenskej panvy je marinogénna, Na-Cl typu, s rôznym zastúpením ostatných zložiek a s celkovou mineralizáciou od 5 do $130 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Prognózne neobnovované využiteľné množstvo geotermálnej energie lakšárskej a šaštínskej elevácie sa odhaduje na 268 MWt a pravdepodobné neobnoviteľné využiteľné množstvo geotermálnej energie závodsko-studienčanského poklesnutého pásma a lábsko-malackej elevácie s priľahlými poklesnutými kryhami na 243 MWt (Fendek a Remšík, 1986).

GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Podľa inžinierskogeologickej rajonizácie územia Slovenska (Matula a Pašek, 1986) zaraďujeme územie Záhorskej nížiny do regiónu neogénnych tektonických vkleslín oblasti čelnej karpatskej predhlbne. Dominantne je tu zastúpená **molasová litologická formácia** so subformáciou miocénnych morských sedimentov, subformáciou miocénnych prechodných sedimentov a subformáciou pliocénnych jazerno-riečnych sedimentov.

Na väčšine územia Záhorskej nížiny molasovú formáciu pokrýva **kvartérna litologická formácia** s výrazným zastúpením fluviálnych a eolických sedimentov a terasových, deluviálnych a vo výplniach malokarpatských dolín proluviálnych komplexov.

Na východe územie Záhorskej nížiny hraničí s jadrovým pohorím Malých Karpát, ktoré zaraďujeme do regiónu jadrových pohorí a oblasti jadrových stredohorí. Sú tu zastúpené viaceré inžinierskogeologické formácie typické pre jadrové pohoria slovenského územia Západných Karpát:

- formácia vysoko metamorfovaných hornín (s komplexmi biotitických pararúl a svorových rúl a amfibolitov),
- formácia epimetamorfovaných hornín, zastúpená subformáciou mladohercýnskych epimetamorfítov (s komplexmi metasedimentov a metavulkanoklastík, arkózovými metadrobami permu, fylitmi a grafitickými fylitmi),
- formácia variských granitoidov (muskoviticko-biotitické granodiority až granity, leukokratné fácie granitoidov a ich dajky, diority),
- spodná terigénna formácia (kremence, droby a pieskovce *malužinského, nižnobocianskeho, šuňavského, benkovského, lúžňanskeho a devínskeho súvrstvia*, pestré verfénske bridlice a pieskovce),
- vápencovo-dolomitická formácia (vápence a dolomitické vápence stredného triasu),
- pestrá pieskovcovo-slieňovcovo-vápencová formácia (pestré pieskovce a bridlice *karpatského keuperu*, detriticko-karbonátový komplex pieskovcov a krinoidových vápencov – *hlavné dolomity, dachsteinské vápence, kössenské vrstvy*, pelitomorfny vápencový komplex jury, flyšoidný slienito-vápencový komplex spodnej kriedy),
- formácia kvartérnych sedimentov.

Ako už vyplýva z geomorfologického označenia Záhorskej nížiny, jej reliéf je prevažne nížinný, sčasti aj pahorkatinný. Na formovaní reliéfu sa výrazne uplatňujú tektonické poruchy. Lesy pokrývajú približne 3/4 plochy územia Záhorskej nížiny, pričom sa striedajú suché zmiešané boriny a duby na dunách so slatinými jelšinami v depresiách. Zvyšnú plochu tvoria lúky a polia.

Inžinierskogeologické podmienky výstavby

Územie Záhorskej nížiny a prilahlých svahov Malých Karpát predstavuje veľmi hodnotné krajinné prostredie. Vyjadruje to aj ich legislatívna ochrana vo forme chránenej krajinnej oblasti (CHKO Záhorie od roku 1988) a množstva maloplošných chránených území. Sú tu veľké zásobárne podzemnej vody a priaznivé mikroklimatické pomery, čo predstavuje cenný potenciál na ich využívanie. Toto geologické a geomorfologické prostredie je však veľmi citlivé na technické zásahy.

Rajón vysoko metamorfovaných hornín zastupujú pararuly, biotitické ruly a sporadicky svorové ruly Malých Karpát, ktoré predstavujú metamorfny obal granitoidnej intrúzie. Značne vysoká pevnosť v tlaku (viac ako 50 MPa) zaraďuje uvedené horniny v zmysle STN 73 1001 do triedy R2, len pri tektonicky porušených a alterovaných horninách pozorujeme nižšie hodnoty tohto parametra so zodpovedajúcimi triedami R3 až R5. Z pohľadu výstavby je obmedzujúcim geodynamickým javom zvetrávanie, najmä v prípade biotitických variet. Najmä pri strmo uloženej bridličnatosti pararúl môže zóna zvetrávania dosahovať aj 10 m pod povrchom terénu a pri plošne rozsiahlejších stavbách môže potom dochádzať k nerovnomernému sadaniu.

Rajón nízko metamorfovaných hornín zastupujú fylity, ktoré sa vyznačujú malým plošným rozšírením v sporadických výskytoch na okrajoch južnej časti Malých Karpát s miernym reliéfom. Charakteristická je nízka pevnosť v jednoosovom tlaku. V zmysle STN 73 1001 zaraďujeme bridličnaté horniny rajónu do tried R3 a R4, pričom silne zvetrané metamorfity patria do nižších tried a miestami nadobúdajú až charakter zemín. Z toho vyplýva aj znížená stabilita v zárezoch a pri hĺbení stavebných jám je potrebné minimalizovať prístup činiteľov zvetrávania k takto obnaženým horninám.

Rajón intruzívnych granitoidných hornín v južnej časti študovaného územia zastupujú granity a granodiority Malých Karpát, miestami s prechodmi do dioritu. Podľa STN 73 1001 zaraďujeme tieto horniny do triedy R2, alterované, resp. tektonicky porušené horniny do nižších tried. Práve takéto zóny sa vyznačujú

deterioráciou fyzikálno-mechanických vlastností. Pri náročnejších stavbách sa to môže prejavovať napríklad v nerovnomernom sadaní, resp. v selektívnom zvetrávaní zárezov.

Rajón ílovcovo-pieskovcovo-zlepencových hornín sa vyskytuje na západných svahoch Malých Karpát v úzkom pruhu od Rohožníka a Kuchyne smerom k Smoleniciam a najjužnejšie výbežky malých Karpát. Zastupujú ich červenofialové ílovité bridlice, pieskovce, arkózy, droby a zlepence/brekcie triasového veku vo flyšoidnom vývoji (*benkovské, nižnobocianske, devínske a šuňavské súvrstvie, zámocké, peterklinské, kločské, rohožnicke a žliabocké vrstvy malužinského súvrstvia*).

Rajón pieskovcovo-zlepencových hornín mezozoického veku je zastúpený v južnej a strednej časti západných svahov Malých Karpát, v severnej časti územia ide o bazálne zlepencové *súvrstvie Jelenej hory* eocénneho veku a *bartalovskú brekciu*. V prípade mezozoických hornín ide o klasické kremence a kremité pieskovce, ktoré pokrývajú napríklad vrchol Devínskej Kobyly. Patria medzi najpevnejšie a najodolnejšie horniny Západných Karpát, a preto vytvárajú pozitívne formy reliéfu s charakteristickým strmým až bralnatým reliéfom. Z hľadiska STN 73 1001 zaraďujeme kremence do triedy R1 a R2 a z hľadiska STN 73 3050 do triedy 7.

Rajón ílovcovo-prachovcových hornín zastupujú marianske bridlice *marianskeho súvrstvia* v území medzi Pernekom a Záhorskou Bystricou a *fatranské vrstvy*. Ide o bridličnaté horniny s veľmi dobrou odlučnosťou a štiepatelnosťou, čo v minulosti podmienilo ich využitie najskôr na strešné krytiny a neskôr ako školské písacie tabuľky. *Marianske súvrstvie* tvoria čierne slienité bridlice s grafitoidovým pigmentom a hojným pyritom, ktorý poukazuje na hemipelagické, anoxické podmienky sedimentácie. V ílovitých a slienitých bridliciach liasu a spodnokriedových slienitých vápencoch sa s pribúdaním podielu ílovej zložky znižuje odolnosť proti zvetrávaniu a pevnostné parametre, takže zo skalných hornín s jednoosovou pevnosťou v tlaku 80 až 150 MPa prechádzajú do kategórie poloskalných hornín s pevnosťou v tlaku menej ako 50 MPa. V zmysle STN 73 1001 ich zaraďujeme do triedy R2 až R4, podľa STN 73 3050 do 5. až 6. triedy.

Rajón flyšoidných hornín je zastúpený eocénnym súvrstviem ílovcov a pieskovcov s zložkami ílovcov v sv. časti územia na úpätí Malých Karpát, *hlbočským, trlenským a porubským súvrstviem a súvrstviem karpatského keuperu*. Ílovce sú bridličnaté, vápnité, piesčité a sľudnaté, doskovité až lavicovité, miestami s vločkami zlepencov a piesčitých vápencov. Takéto pestré litologické zloženie podmieňuje aj ich zatriedenie v zmysle STN 73 1001 do triedy R2 (pieskovcové a zlepencové členy) až tried R4 – 5 v prípade ílovcových členov. Pri uložení vrstiev konformne so svahom treba pri zárezoch a stavebných jamách počítať s rizikom planárnych zosuvov.

Rajón klastických a karbonátových hornín zastupujú *borinské (ballensteinské)* vápence jz. okraja Malých Karpát.

Borinské vápence sú sivé masívne alebo hrubolavicovité, väčšinou beztextúrne jemnozrnné až celistvé vápence. Na organické zvyšky sú väčšinou sterilné, len niektoré polohy majú biodetritický charakter. Pre značnú časť *borinských vápencov* sú typické vtrúsené ostrohranné úlomky triasových karbonátov. Podľa STN 73 1001 ich možno zaradiť do tried R1 – 2, trieda ťažiteľnosti podľa STN 73 3050 je 6. Vzhľadom na relatívne strmý reliéf a náročnú ťažiteľnosť hornín poskytuje rajón podmiennečne vhodné staveniská.

Rajón vápencovo-dolomitických hornín zastupuje pestrá škála karbonátových hornín v stratigrafickom rozpätí stredný trias – jura (*mojtínsky vápenec, hlavné dolomity, wettersteinské, gutensteinské a ramsauské dolomity, reiflinské, steinalmské, wettersteinské, gutensteinské, hierlatzké, biodetritické, brekciovité a lumachelové vápence, súvrstvie Padlej vody, jaseninské, ždiarske, viľské, prístodolské, kopieniecké, vysocké a lučivnianske súvrstvie*). Uvedené horniny sa vyznačujú spravidla masívnou textúrou, sú však intenzívne alpínsky prepracované. Vďaka značnému porušeniu príkrovovou tektonikou sa skalné a poloskalné horniny vyznačujú nepravidelným balvanovitým až drobnoulomkovitým rozpadom. Zdravé horniny v zmysle STN 73 1001 zaraďujeme do tried R1 a 2. V miestach tektonických porúch širokých až niekoľko desiatok metrov sú časté polohy mylonitov a kataklazitov, ktoré v zmysle uvedenej normy zatriedujeme do nižších kvalitatívnych tried. Vzhľadom na relatívne strmý reliéf a náročnú ťažiteľnosť hornín poskytuje rajón podmiennečne vhodné staveniská.

Z rajónov neogénnych sedimentov sú zastúpené všetky typy inžinierskogeologických rajónov známych z územia Slovenska.

Rajón štrkovitých sedimentov zastupujú hruboklastické sedimenty spodného miocénu – sedimenty egenburgu až otnangu (*lužické súvrstvie – podbrančský zlepenec*), sedimenty karpátu sa vyskytujú v priestore medzi Cerovou-Lieskovým a Prievalmi (*závodské súvrstvie – jablonický zlepenec*), sedimenty bádenu medzi Bratislavou a Kuchyňou na úpätiach Malých Karpát a na území Záhorskej nížiny (*žižkovské vrstvy a brekcie lanžhotského súvrstvia*). Patria sem aj zlepence a brekcie *súvrstvia Jelenej hory a zlepence skalického súvrstvia*. Ako vyplýva už z názvu rajónu, dominuje štrkovitá frakcia. Ide v prevažnej miere o polymiktne štrky. Ich vytriedenie a opracovanie sa zvyšuje smerom po svahu, súčasne sa však zjemňuje frakcia. Vyskytujú sa aj zlepencové a pieskovcové polohy stmelené vápnito-piesčitým alebo kaolinicko-arkózovým tmelom. V zmysle STN 73 1001 zaraďujeme štrky do tried G4 a G5, zlepence do tried R4 až R6. Vhodnosť

do násypov je limitovaná priestorovým rozšírením sedimentov. Vzhľadom na vysoký stupeň zvetrania a prítomnosť ílovej frakcie sú tieto zeminy nevhodné do betónov.

Rajón piesčitých sedimentov zastupujú piesčité uloženiny bádenu a pliocénu. Ide o miocénne piesky *devínskonovoveského súvrstvia* a piesky a pieskovce *stupavských a sandberských vrstiev*. Z hľadiska zrnitosti frakcie ide o stredno- až jemnozrnné piesky, dobre zrnité, uľahnuté až stredne uľahnuté. Miestami prechádzajú do pieskovcov, slabo stmelených vápnitým tmelom. Podľa STN 73 1001 ich zaraďujeme do tried S1, S3 a S4. Tieto zeminy sú vhodné až veľmi vhodné do násypov.

Rajón ílovito-prachovitých sedimentov neogénu má z neogénnych rajónov plošne najväčšie rozšírenie. Je tu zastúpené stratigrafické rozpätie od karpátu až po pont. Dominuje ílovitá frakcia, zastúpená je aj prachová frakcia. Vo všeobecnosti v západnom smere (dovnútra Viedenskej panvy) pribúda ílovej frakcie a zvyšuje sa plasticita sedimentov. Súvisí to jednak s prítomnosťou ílovej frakcie ako takej, jednak s minerologickým zložením od minerálov skupiny illitu po montmorillonit. Íly sú pestro sfarbené.

Podľa STN 73 1001 patria uvedené sedimenty do triedy F8 s vysokou plasticitou, no vyskytuje sa aj až extrémne vysoká plasticita. Konzistencia je tuho-pevná, miestami aj tvrdá.

Ílovité sedimenty sú namázavé až nebezpečne namázavé, s vysokou kapilárnou vzliňavosťou, a teda nevhodné do podlažia násypov a málo vhodné až nevhodné do násypov. Nepriaznivou okolnosťou z hľadiska zakladania je ich náchylnosť na objemové zmeny (napúčanie a zmrašťovanie). Zeminy rajónu sa využívajú ako korekčné íly pri výrobe cementu.

Na území Záhorskej nížiny sa vyskytuje aj rajón **striedajúcich sa súdržných a nesúdržných sedimentov** neogénu – charakteristika jednotlivých litotypov je obdobná ako pri uvedených rajónoch neogénnych zemín.

Z rajónov kvartérnych sedimentov je zastúpená pestrá škála inžinierskogeologických rajónov.

V území Záhorskej nížiny dominuje **rajón eolických pieskov**. Spravidla sa vyskytujú na neogénom podlaží alebo na pleistocénnych fluviálnych a proluviálnych sedimentoch.

Na území Boru a Podmalokarpatskej znížiny prevažujú strednozrnné piesky, dobre opracované, zle zrnité. Na území Dolnomoravskej nivy a Záhorských pláňav sa frakcia zjemňuje do podoby jemnozrnných pieskov. Hrúbka viatych pieskov sa pohybuje v rozmedzí 10 až 20 m, v niektorých depresiách sa približuje k 50 m. Na takýchto miestach vďaka dobrej medzizrnovej priepustnosti je ich dôležitou vlastnosťou schopnosť akumulovať podzemnú vodu. Podľa STN 73 1001 zaraďujeme viate piesky do triedy S2.

Z hľadiska uľahnutosti ide o stredne uľahnuté zeminy, v hlbších horizontoch sú uľahnuté. Za predpokladu hlbšej úrovne podzemnej vody poskytujú vhodné staveniská. Vhodné sú tak do podlažia, ako aj do násypov dopravných stavieb. Využívajú sa aj do mált a stavebných hmôt. Dôležitým geodynamickým javom je eolická činnosť.

Rajón deluviálnych sedimentov sa vyskytuje predovšetkým na priľahlých svahoch Malých Karpát. Jeho zrnitostné a petrografické zloženie je podmienené materskými horninami. Je teda veľmi pestré, od ílovej frakcie až po balvanovitú, s veľmi premenlivým podielom jednotlivých frakcií.

Fluviálne sedimenty zastupuje rajón náplavov nížinných tokov, rajón náplavov horských tokov a rajón náplavov pleistocénnych riečnych terás.

Rajón náplavov nížinných tokov tvoria predovšetkým sedimenty rieky Moravy a Myjavy, pričom dominujú stredno- až drobnozrnné piesčité štrky, stredne uľahnuté až uľahnuté, ktoré sa striedajú s pieskami. Tieto sedimenty bývajú prekryté piesčitými hlinami nivnej fácie. Ich hrúbka kolíše v súvislosti s tektonickým rozčlenením Záhorskej nížiny od 8 do 15 m. Hrašna a Vlčko (1985) uvádzajú v jz. časti zohorsko-marcheggskej depresie hrúbku kvartérnych sedimentov až 100 m. Podľa STN 73 1001 zaraďujeme štrky do tried G1 a G3.

Pre náplavy prítokov Moravy a Myjavy sú charakteristické dominantné fluviálne strednozrnné, stredne uľahnuté piesky, menej uľahnuté, dobre zrnité. Podľa STN 73 1001 zaraďujeme piesky do tried S1 a S3.

Rajón náplavov horských tokov tvoria zle vytriedené štrkovité sedimenty malokarpatských tokov, spravidla hrubé až balvanovité, s petrografickým materiálom zodpovedajúcim zdrojovým horninám na sz. úbočiach Malých Karpát. Hrúbka náplavov nepresahuje 3 m.

Rajón pleistocénnych riečnych terás je rozšírený v oblasti Novoveskej plošiny, Záhorských pláňav a Boru, pričom akumulácia dosahuje hrúbku 8 až 12 m. Mindelská terasa pri Devínskej Novej Vsi bola uložená Dunajom, severnejšie terasy boli akumulované Moravou.

Litologické zloženie je pomerne pestré, od štrkovitých až po hlinité litotypy. Štrky sú piesčité, stredno- až drobnozrnné, uľahnuté, v prípade starších terás alebo na svahoch Malých Karpát s hlinitou prímiesou. Podľa STN 73 1001 ich zaraďujeme do tried G1 a G3.

Piesčité sedimenty sa ako samostatné terasy hrubé niekoľko metrov vyskytujú na svahoch Devínskej Kobyly, pri Lábe a Plaveckom Štvrtku alebo na ďalších lokalitách v striedaní so štrkovými vrstvami. Sú strednozrnné, dobre zrnité, spravidla uľahnuté a podľa STN 73 1001 ich zaraďujeme do tried S1 a S3, v prípade významnejšieho podielu hlinitej frakcie do triedy S4.

Rajón proluviálnych sedimentov sa vyskytuje na sz. úbočiach Malých Karpát vo vyústeniach malokarpatských tokov. Tu vytvárajú významné akumulácie hrubé až desiatky metrov. Dominuje hruboštrkovitá až balvanovitá frakcia s premenlivým zastúpením piesčitej, hlinitej a ílovej zložky. Obliaky bývajú horšie opracované, a najmä v prípade granitoidného materiálu silno zvetrané.

Rajón polygenetických sprašových sedimentov sa v študovanom území vyskytuje na svahoch Chvojnickej pahorkatiny. Tvoria ho sprašové hliny a spraše, ktoré sa vyznačujú prevládajúcou aleuritickou frakciou. Podľa STN 73 1001 zaraďujeme spraše do triedy F3, sprašové hliny do triedy F4. Rajón poskytuje podmienene vhodné staveniská na zakladanie stavieb, keďže sa v ňom vyskytuje presadavosť a výmoľová erózia.

Rajón rašelinísk sa vyskytuje najmä v miestnych depresiách na území Boru a v nive Moravy, kde tvoria výplň mŕtvych ramien. Niektoré rašeliniská sú chránené formou maloplošných chránených území. Ide o organické sedimenty s premenlivým obsahom organickej hmoty. Podmienkou je, aby prímies organických látok pri jemnozrnných zeminách bola väčšia ako 5 % a pri piesčitých zeminách 3 %. Ich hrúbka spravidla nepresahuje 2 m, no na lokalite rašeliniska Cerová-Lieskové je doložená hrúbka organických sedimentov 9 m.

V zmysle STN 73 1001 ich zaraďujeme do skupiny zvláštnych zemín. Ide o neúnosné, a teda z hľadiska zakladania stavieb nevhodné základové pôdy, navyše, stavebné aktivity obmedzuje aj agresivita podzemnej vody.

Z hľadiska **ukladania odpadu** poskytujú vhodné podmienky najmä neogénne íly, ako aj hrubšie polohy či šošovky od nich odvodených jemnozrnných deluviálnych sedimentov, prípadne spraší a sprašoidných sedimentov na úpätiach Malých Karpát, Chvojnickej pahorkatiny a elevácií v rámci Záhorskej nížiny, pravda, až po zväznení ďalších legislatívnych obmedzení.

Geodynamické javy

Z geodynamických javov sa v oblasti Záhorskej nížiny prejavuje seizmicita, zvetrávanie hornín, v obmedzenej miere eolická činnosť, veterná a vodná erózia a záplavy. Vo východnej okrajovej časti zmapovaného územia sa vyskytujú karbonátové horniny s prejavmi krasovatenia. V oblastiach s banskou činnosťou dochádza k poddolovaniu územia s charakteristickými prejavmi depresií a zamokrením na povrchu.

Seizmicita

Zemetrasenia majú svoj pôvod v existencii aktívnych zlomových porúch vymedzujúcich tektonické jednotky Záhorskej nížiny. Seizmická činnosť v širšej oblasti Záhoria sa viaže na geologicky komplikovaný kontakt Východných Álp, Západných Karpát a Českého masívu vo Viedenskej panve. Oblasť je súčasťou mohutného nealpínskeho zlomového systému, ktorý sa tiahne z východného Rakúska [tektonická línia Mur – Mürz a litavské (Leitha) zlomy] cez najzápadnejšiu časť Slovenska s predĺžením do seizmicky najaktívnejšej oblasti na Slovensku – okolia Dobrej Vody. Spolu s príľahlou časťou Malých Karpát patrí do neotektonického bloku Leitha – perikarpatský lineament (Kováč et al., 2002). Celá tektonická zóna má niekoľko segmentov. Najaktívnejší je najjuhozápadnejší segment Mittendorf/Schwandorf, prípadne nadväzujúci segment Arbesthal (Beidinger a Decker, 2011) mimo zobrazeného územia. Na ňom sa v minulosti vyskytli aj silné zemetrasenia, ale všetky v dnešnom Rakúsku [napr. 27. 8. 1668; 10. 4. 1712; 13. 7. 1841 pri Wiener Neustadte – Viedenské Nové Mesto – s makroseizmickou epicentrálnou intenzitou $I_0 = 7 - 8^\circ$ EMS-98; 27. 2. 1768 – Bad Fischau ($I_0 = 8$); 8. 10. 1927 – Schwandorf ($M_L = 5,2$; $I_0 = 8$); 8. 11. 1937 – Ebreichsdorf ($M_L = 5,0$; $I_0 = 7$); 2. 12. 1963 – Ebenfurth – Hornstein ($M_L = 4,5$; $I_0 = 6,5$); 16. 4. 1972 – Seebenstein ($M_L = 5,3$; $I_0 = 7,5$) – Decker et al., 2006]. V Burgenlande v okolí St. Margarethen na litavských zlomoch boli zemetrasenia s $I_0 = 7$ zaznamenané 5. 8. 1766, 16. 8. 1766 a 12. 4. 1888 – Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG). V segmente zlomu Lasse/Marchegg bolo historicky najsilnejšie zemetrasenie v polovici 4. storočia nášho letopočtu, ktoré poškodilo rímske mesto Carnuntum pri dnešnom rakúskom meste Hainburg s predpokladanou epicentrálnou intenzitou $I_0 = 8 - 9$ (Decker et al., 2006). Pri Schlosshofe a Marcheggu sa v minulosti zaznamenali zemetrasenia s makroseizmickými účinkami 9. 12. 1974 (Marchegg – $M_L = 3,0$; $I_0 = 5,5$) a 6. 2. 1977 v Breitensee ($M_L = 2,8$; $I_0 = 5,5$) (Beidinger a Decker, 2011; Decker et al., 2006).

Aj kontakt nížiny s pohorím Malých Karpát predstavuje zlomovú líniu – západný okrajový malokarpatský zlom. Miestom najčastejších zemetrasení na Záhorí je križovanie tohto zlomu s priečnym dobrovodským zlomovým systémom. Ostatné zemetrasenie s makroseizmickými účinkami sa v severnej časti Záhoria prejavilo dňa 5. marca 2012 krátko pred polnocou miestneho času (22.56.58 GMT). Epicentrum sa nachádzalo medzi obcami Studienka a Lakšárska Nová Ves. Zemetrasenie malo lokálnu magnitúdu $M_L = 2,9$ a epicentrálnu intenzitu $I_0 = 4$ EMS-98. Geofyzikálny ústav SAV prijal 35 makroseizmických hlásení z 15 lokalít Záhoria medzi Malackami a Senicou (GFÚ SAV, A. Cipciar – ústna inf.). Epicentrum bolo v oblasti, kde sú slabé zemetrasenia pomerne časté. Podľa lokalizácie epicentra bolo súčasné zemetrasenie na Záhorí na rozhraní zohorského

a dobrovodského segmentu zlomovej zóny (Beidinger a Decker, 2011). Podrobnejšie informácie o zemetraseniach v oblasti Malých Karpát v ohniskovej zóne Pernek – Modra a Dobrá Voda sú k dispozícii vo *Vysvetlivkách ku geologickej mape Malých Karpát 1 : 50 000* (Liščák a Madarás in Polák et al., 2012).

V dôsledku registrovaných historických a súčasných zemetrasení (tab. 4) a prítomnosti aktívnych zlomových zón vo Viedenskej panve a dobrovodskej ohniskovej oblasti má celá oblasť Záhoria zvýšené seizmické riziko. Podľa mapy seizmického ohrozenia územia Slovenska v hodnotách makroseizmickkej intenzity 475-ročnej návratovej periódy môže očakávaná makroseizmická epicentrálna intenzita I_0 dosiahnuť hodnoty 6 – 7 MSK-64 (Schenk et al., 1999; www.seismology.sk). V dobrovodskej oblasti I_0 môže byť 8 – 8,5 EMS-98. Podľa mapy seizmického ohrozenia územia Slovenska v hodnotách špičkového zrýchlenia na skalnom podloží pri 10-percentnej pravdepodobnosti prekročenia počas 50 rokov (t. j. pri návratovej perióde 475 rokov) sa hodnoty pohybujú od 1,0 do 2,5 PGA $m \cdot s^{-2}$ (*Peak Ground Acceleration*) – stará mapa (Schenk et al., 1999; www.seismology.sk), resp. od 0,63 do 1,10 PGA $m \cdot s^{-2}$ (nová mapa – Franek et al., 2011). Švajčiarska mapa seizmického ohrozenia pre strednú a severnú Európu (<http://www.seismo.ethz.ch/static/gshap/ceurope/>) (ETH Zürich), ktorá ale vychádza zo starej mapy Schenka et al. (1999) (www.seismology.sk), pre oblasť Záhoria a Dobrej Vody uvádza hodnoty od 1,0 do 2,0 PGA $m \cdot s^{-2}$.

Tab. 4. Makroseizmicky pozorované zemetrasenia v sv. časti Malých Karpát a priľahlom území (Iglárová et al., 2011).

Rok	Mesiac	Deň	Hodina	Lokalita ¹	Súradnice epicentra *hypocentra	H [km]	I [°EMS]	M
1852	november	15.	23.30	Šaštín	48,64° S 17,16° V	–	6,5	–
1904	apríl	19.	13.30	Dobrá Voda	–	–	3	–
1904	apríl	20.	15.03	Jablonica	48,60° S 17,42° V	–	7	5,0
1904	október	12.	04.		–	–	6,4	–
1906	január	10.	02.06	Dobrá Voda	48,58° S 17,52° V	6 – 11	8	5,6
1908	marec	16.	01.30	Dobrá Voda	–	–	3,5	–
1908	máj	26.	00.40	Dobrá Voda	–	–	3,5	–
1908	december	18.	0.30	Dobrá Voda	–	–	3	–
1909	marec	14.	04.05	Dobrá Voda	48,60° S 17,55° V	–	5	3,7
1929	september	6.	01.15	Dobrá Voda	48,60° S 17,55° V	–	4,5	3,5
1930	marec	5.	00.55.44	Dobrá Voda	48,58° S 17,60° V	5 – 10	7	4,8
1967	jún	17.	17.45.36	Buková	48,58° S 17,38° V	8	5	3,7
1967	december	3.	22.10.54	Rozbehy	48,57° S 17,39° V	5	6,5	4,4
1976	august	24.	23.23	Prievaly	48,57° S 17,36° V	8	5,5	4
1980	marec	21.	12.46	Plavecký Peter	48,50° S 17,40° V	–	3,5	2,9
1991	október	21.	02.09.43	Dobrá Voda	48,57° S 17,50° V	7	4	3,1
2000	máj	28.	07.14.25	Cerová	48,56° S 17,41° V	7,	3,5	2,6
2000	august	8.	09.23.04	Cerová	48,57° S 17,39° V	5,5	4	2,7
2001	január	24.	04.22.42	Dobrá Voda	48,53° S 17,49° V	10	3	2,0
2003	september	19.	08.44	Dobrá Voda	*48,62° S 17,51° V	13	4	2,6
2006	marec	13.	08.28.39	Dobrá Voda	*48,57° S 17,65° V	10	5	3,2
2006	august	5.	09.00.10	Dobrá Voda	*48,53° S 17,44° V	0	3	1,6

Eolická činnosť

Eolická činnosť v oblasti Záhorskej nížiny bola najvýznamnejším geodynamickým javom až do novoveku, keď pohyblivé duny uberali z poľnohospodárskej pôdy a ohrozovali aj ľudské obydliá napríklad v okolí Sološnice a Lakšárskej Novej Vsi. Mária Terézia v roku 1761 nariadila stabilizáciu pieskov vysádzaním vhodných drevín, ako sú borovice. Celková rozloha viatych pieskov je viac ako 570 km², pričom niektoré duny dosahujú hrúbku vyše 20 m.

Záplavy

K zaplavovaniu územia dochádzalo najmä v súvislosti s vysokými stavmi Moravy a Dunaja, dnes je však rieka Morava v celej dĺžke lemovaná protipovodňovými hrádzami. Napriek tomu sa záplavy vyskytujú v poslednom čase pri extrémnych stavoch Dunaja spravidla v letných mesiacoch, a to v južnej časti študovaného územia v oblasti medzi Devínom a Devínskou Novou Vsou.

Zvetrávanie hornín

Pre geologickú stavbu západných svahov Malých Karpát je charakteristická výrazná pestrosť litologických typov hornín s rôznou intenzitou tektonického porušenia. Uvedené charakteristiky spolu s expozíciou svahu,

nadmorskou výškou a mikroklimatickými pomermi rozhodujúcim spôsobom podmieňujú stupeň odolnosti hornín proti zvetrávaniu. Za najodolnejšie horniny považujeme amfibolity, migmatity, granitoidy, kremence a arkózy spodnej terigénnej formácie, andezity a tholeiity malužinského súvrstvia a vápence stredného triasu a jury. V masívoch tvorených uvedenými horninami intenzívne zvetrávanie preniká do hĺbky len pozdĺž tektonických porúch. Medzi horniny málo odolné proti zvetrávaniu zaraďujeme pestré ílovité a ílovito-piesčité bridlice verfénu, seisu, kampilu, *karpatského keuperu* a *lunzských vrstiev*, ílovité a slienité bridlice liasu, paleogénne ílovce a niektoré tufy, tufity, ílovité bridlice a prachovce malužinského súvrstvia. Patria sem aj intenzívne tektonicky porušené skalné horniny, t. j. granitoidy poruchových a mylonitových zón, tektonicky porušené ruly a svory, tektonicky podrvené dolomity a dolomitické brekcie. V miestach výskytu uvedených typov hornín možno očakávať problémy súvisiace so sadaním stavieb a s deformáciami svahov, výkopov a tunelov. Paleogénne ílovce a neogénne íly sú aj nestále v styku s vodou, podliehajú rozpadu, resp. objemovým zmenám. V takýchto horninách sa odporúča minimalizovať čas otvorenia stavebnej jamy na čo najkratšie časové obdobie (týždne, mesiace). Pri väčších zárezoch vystupuje do popredia aj úloha riešenia stability svahov.

Kras

Krasový fenomén je v tomto území sústredený na západné svahy Malých Karpát. Vďaka typickej príkrovej stavbe, intenzívnemu tektonickému porušeniu, monoklinálnemu uloženiu vrstiev a chemickej čistote niektorých litologických typov vápenca sa na zmapovanom území nachádza množstvo jaskynných priestorov. Bližšie informácie o krase v pohorí Malých Karpát sú uvedené vo vysvetlivkách Poláka et al. (2012).

Environmentálne záťaž

Baňa Čáry so svojim ložiskom lignitu je veľmi perspektívny zdroj suroviny na výrobu elektrickej energie. Lignit z tohto ložiska má nízky obsah síry a stabilnú výhrevnosť. Je vhodný na spaľovanie vo fluidných kotloch, ktoré vyhovujú ekologickým kritériám. Surovinová politika SR vyjadruje celospoločenský záujem túto energetickú surovinu naďalej ťažiť. Výrobu elektriny z domáceho uhlia schválila vláda SR uzneseniami č. 356/2005 a č. 639/2006 ako všeobecný hospodársky záujem.

Ložisko je otvorené, prístupné a pripravené na dobývanie. Pri ročnej ťažbe okolo 500 tis. ton je perspektíva min. na 50 rokov (<http://www.banacary.sk/produkty.html>).

Z hľadiska využitia lignitu sa stala veľmi perspektívnou oblasťou aj oblasť jeho využitia na iné ako energetické účely. Lignit sa zaraďuje medzi ekologické suroviny s veľmi dobrými výsledkami v poľnohospodárstve ako aktivátor pôdnej úrodnosti (Ekofert), v oblasti životného prostredia pri skládkovaní odpadu a ako absorbent ťažkých kovov (Esorbent). Upravený lignit sa používa ako prísada na výrobu tehál.

V dôsledku **poddolovania** terén poklesáva a vznikajú podmáčané lokality. Tie na jednej strane spôsobujú úhyn hospodárskej borovice, na druhej strane sa postupne osídľujú mokraďovými spoločenstvami, ktoré sú veľmi cenné. Sezónne môže nastať taký pokles podzemnej vody, že tieto plochy sú načas bez vody, no týmto mokraďovým spoločenstvám to neublíži. To znamená, že poklesy terénu a vznik mokraďových lokalít sú prijateľné z biologického hľadiska – voľnej prírody – a neprijateľné z hospodárskeho hľadiska pre výpadky v lesných porastoch.

Banská činnosť pri ťažbe lignitu spôsobuje systematické odvodňovanie nadložných a podložných zvodnených kolektorov sloja nachádzajúceho sa v hĺbke od 200 do 300 m pod terénom. Odvodňovanie je, resp. bude na úrovni zhruba 27,2 l/s. Podzemná voda sa prečerpáva na povrch a čistí v čističke odpadovej banskej vody. Recipientom je Maloleváarsky kanál (potok Haďmáš).

Dá sa predpokladať, že nastane trvalá zmena prúdenia v kvartérnych kolektoroch, ktorá pôsobí už v súčasnosti. Kontinuálna dotácia Maloleváarskeho kanála (Haďmáša) spôsobuje celoročne smerovanie infiltrovanej vody z toku do podzemia. Trvalé zmeny prúdenia je možné predpokladať len v tzv. užšej pririekovej zóne. Generálny smer prúdenia v oblasti (V – Z) je zachovaný. Infiltráciou banskej vody zmiešanej s vodou toku sa do kvartérneho kolektora môže prenášať zvýšená koncentrácia polyaromatických uhľovodíkov.

Predpokladá sa, že na týchto miestach lokálne vzniknú mokriny. V podmienkach viac či menej trvalého podmáčania sa namiesto pôvodných arenických regozemí vyvíjajú arenické gleje až organozeme (typické alebo glejové). Zmena pôdneho substrátu má dosah na zmenu spoločenstiev v prospech vlhkomilných až močiarnych na úkor sucho- a kyslomilných.

Ďalšou významnou ťažobnou činnosťou v hodnotenom území bola ťažba polymetalických rúd v oblasti Pezinok – Pernek. Banská činnosť sa tu začala už začiatkom 14. storočia ťažbou zlata ryžovaním z alúvií, resp. delúvií. Postupom času sa prešlo na jeho hlbinné dobývanie. Najstaršie prejavy dobývania boli prekryté v druhej polovici 18. storočia relatívne intenzívnou banskou činnosťou, ktorá prakticky pokračovala s rôznou intenzitou aj v 19. storočí (najmä v druhej polovici) rozsiahlou ťažbou pyritových rúd. Išlo o pomerne rozsiahle banské diela, ktorých prejavy sú v teréne identifikovateľné, aj keď nedochádzalo

Tab. 5. Zoznam environmentálnych záťaží na území regiónu Záhorská nížina (<http://envirozataze.enviroportal.sk/>).

Názov environmentálnej záťaže	Register	Identifikátor	Obec	Okres	Kraj
MA (001) / Gajary, Levárska cesta, skládka s OP	A	SK/EZ/MA/452	Gajary	Malacky	Bratislavský
MA (002) / Gajary, Staré kasárne, mokrad v CHKO Záhorie	A	SK/EZ/MA/453	Gajary	Malacky	Bratislavský
MA (003) / Gajary, vyťažené štrkovisko pri odkalisku	A	SK/EZ/MA/454	Gajary	Malacky	Bratislavský
MA (004) / Jablonové-Nivy, skládka s OP	A	SK/EZ/MA/455	Jablonové	Malacky	Bratislavský
MA (005) / Jakubov-Na vrškoch, skládka s OP	A	SK/EZ/MA/456	Jakubov	Malacky	Bratislavský
MA (006) / Kostolište-Bahno, skládka s OP	A	SK/EZ/MA/457	Kostolište	Malacky	Bratislavský
MA (007) / Kostolište-Jakos, v areáli PD	A	SK/EZ/MA/458	Kostolište	Malacky	Bratislavský
MA (008) / Kuchyňa-letisko	B	SK/EZ/MA/459	Kuchyňa	Malacky	Bratislavský
MA (008) / Kuchyňa-letisko	C	SK/EZ/MA/459	Kuchyňa	Malacky	Bratislavský
MA (009) / Kuchyňa-Nový dvor, skládka s OP	A	SK/EZ/MA/460	Kuchyňa	Malacky	Bratislavský
MA (010) / Láb-Búrkové, skládka s OP	A	SK/EZ/MA/461	Láb	Malacky	Bratislavský
MA (011) / Lozorno, stará pieskovňa za traťou, skládka odpadu	A	SK/EZ/MA/462	Lozorno	Malacky	Bratislavský
MA (012) / Malacky, bývalý závod ZŤS	A	SK/EZ/MA/463	Malacky	Malacky	Bratislavský
MA (013) / Malé Leváre, bývalé JRD	A	SK/EZ/MA/464	Malé Leváre	Malacky	Bratislavský
MA (014) / Malé Leváre, bývalé pieskovne, skládka s OP	A	SK/EZ/MA/465	Malé Leváre	Malacky	Bratislavský
MA (019) / Plavecké Podhradie-Úhory, skládka s OP	A	SK/EZ/MA/470	Plavecké Podhradie	Malacky	Bratislavský
MA (020) / Plavecký Mikuláš-Na tehelní, skládka s OP	A	SK/EZ/MA/471	Plavecký Mikuláš	Malacky	Bratislavský
MA (021) / Plavecký Štvrtok-Vršky I, skládka s OP	A	SK/EZ/MA/472	Plavecký Štvrtok	Malacky	Bratislavský
MA (022) / Sološnica-Mláka, skládka s OP	A	SK/EZ/MA/473	Sološnica	Malacky	Bratislavský
MA (023) / Studienka, bývalý ŠM	A	SK/EZ/MA/474	Studienka	Malacky	Bratislavský
MA (024) / Studienka-Na Kerchove, skládka s OP	A	SK/EZ/MA/475	Studienka	Malacky	Bratislavský
MA (025) / Suchohrad, rameno Moravy sv. od obce, skládka s OP	A	SK/EZ/MA/476	Suchohrad	Malacky	Bratislavský
MA (026) / Veľké Leváre, bývalé JRD	A	SK/EZ/MA/477	Veľké Leváre	Malacky	Bratislavský
MA (027) / Veľké Leváre, stará štrkovňa U Hozu, skládka s OP	A	SK/EZ/MA/478	Veľké Leváre	Malacky	Bratislavský
MA (028) / Vysoká pri Morave-Rudava, skládka s OP	A	SK/EZ/MA/479	Vysoká pri Morave	Malacky	Bratislavský
MA (029) / Záhorská Ves-Pri borníku, skládka s OP	A	SK/EZ/MA/480	Záhorská Ves	Malacky	Bratislavský
MA (030) / Závod, stará štrkovňa, skládka s OP	A	SK/EZ/MA/481	Závod	Malacky	Bratislavský
MA (031) / Zohor, bývalý Agrochemický podnik	A	SK/EZ/MA/482	Zohor	Malacky	Bratislavský
MA (001) / Gajary, smerom na Kostolište, odkalisko	C	SK/EZ/MA/1321	Gajary	Malacky	Bratislavský
MA (003) / Lozorno-Osičníky, skládka PD	C	SK/EZ/MA/1322	Lozorno	Malacky	Bratislavský
MA (004) / Malacky, areál Kablo	C	SK/EZ/MA/1323	Malacky	Malacky	Bratislavský
MA (005) / Malacky, ČS PHM Brnianska ul.	C	SK/EZ/MA/1324	Malacky	Malacky	Bratislavský
MA (006) / Malacky, ČS PHM Pezinská ul.	C	SK/EZ/MA/1325	Malacky	Malacky	Bratislavský
MA (006) / Malacky, ČS PHM Pezinská ul.	B	SK/EZ/MA/1325	Malacky	Malacky	Bratislavský
MA (008) / Plavecký Štvrtok, zrušené stredisko ZNS a ZPS Láb IA	C	SK/EZ/MA/1327	Plavecký Štvrtok	Malacky	Bratislavský
MA (009) / Rohožník-Rybník, Zákľuka, skládka s OP	C	SK/EZ/MA/1328	Rohožník	Malacky	Bratislavský
MA (010) / Sološnica, ČS PHM, zrušená	C	SK/EZ/MA/1329	Sološnica	Malacky	Bratislavský
MA (011) / Studienka-Na Tehelni, skládka s OP	C	SK/EZ/MA/1330	Studienka	Malacky	Bratislavský
MA (012) / Stupava, ČS PHM smerom k Borinke, zrušená	C	SK/EZ/MA/1331	Stupava	Malacky	Bratislavský
MA (013) / Závod, s. od Studienky, havária ropovodu	C	SK/EZ/MA/1332	Závod	Malacky	Bratislavský
MA (014) / Závod, smerom k Studienke, odkaliská	C	SK/EZ/MA/1333	Závod	Malacky	Bratislavský
MA (1857) / Zohor, rušňové depo, Cargo, a. s.	A	SK/EZ/MA/1857	Zohor	Malacky	Bratislavský
MA (1857) / Zohor, rušňové depo, Cargo, a. s.	D	SK/EZ/MA/1857	Zohor	Malacky	Bratislavský
SE (001) / Borský Mikuláš, skládka KO	A	SK/EZ/SE/825	Borský Mikuláš	Senica	Trnavský

Názov environmentálnej záťaže	Register	Identifikátor	Obec	Okres	Kraj
SE (002) / Borský Svätý Jur, skládka KO	A	SK/EZ/SE/826	Borský Svätý Jur	Senica	Trnavský
SE (003) / Cerová, skládka KO Brezina	A	SK/EZ/SE/827	Cerová	Senica	Trnavský
SE (004) / Čáry, skládka KO	A	SK/EZ/SE/828	Čáry	Senica	Trnavský
SE (004) / Čáry, skládka KO	C	SK/EZ/SE/828	Čáry	Senica	Trnavský
SE (005) / Dojč, skládka KO Hliníky	A	SK/EZ/SE/829	Dojč	Senica	Trnavský
SE (006) / Hlboké, skládka TKO	A	SK/EZ/SE/830	Hlboké	Senica	Trnavský
SE (006) / Hlboké, skládka TKO	C	SK/EZ/SE/830	Hlboké	Senica	Trnavský
SE (007) / Jablonica-depo	A	SK/EZ/SE/831	Jablonica	Senica	Trnavský
SE (007) / Jablonica-depo	B	SK/EZ/SE/831	Jablonica	Senica	Trnavský
SE (008) / Jablonica, skládka KO I (Čurajova dolina)	A	SK/EZ/SE/832	Jablonica	Senica	Trnavský
SE (008) / Jablonica, skládka KO I (Čurajova dolina)	C	SK/EZ/SE/832	Jablonica	Senica	Trnavský
SE (009) / Jablonica, skládka KO II	A	SK/EZ/SE/833	Jablonica	Senica	Trnavský
SE (010) / Kúty, skládka KO Na Dráhach	A	SK/EZ/SE/834	Kúty	Senica	Trnavský
SE (010) / Kúty, skládka KO Na Dráhach	C	SK/EZ/SE/834	Kúty	Senica	Trnavský
SE (011) / Kúty, zberné suroviny (Kragujevská)	A	SK/EZ/SE/835	Kúty	Senica	Trnavský
SE (012) / Kúty, železničná stanica, depo	A	SK/EZ/SE/836	Kúty	Senica	Trnavský
SE (013) / Moravský Svätý Ján, centrálné kalisko	A	SK/EZ/SE/837	Moravský Sv. Ján	Senica	Trnavský
SE (013) / Moravský Svätý Ján, centrálné kalisko	C	SK/EZ/SE/837	Moravský Sv. Ján	Senica	Trnavský
SE (014) / Moravský Svätý Ján, skládka KO Husari-sko	A	SK/EZ/SE/838	Moravský Sv. Ján	Senica	Trnavský
SE (015) / Plavecký Peter, skládka TKO Výmoľ	A	SK/EZ/SE/839	Plavecký Peter	Senica	Trnavský
SE (015) / Plavecký Peter, skládka TKO Výmoľ	C	SK/EZ/SE/839	Plavecký Peter	Senica	Trnavský
SE (017) / Prievaly, skládka TKO	A	SK/EZ/SE/841	Prievaly	Senica	Trnavský
SE (017) / Prievaly, skládka TKO	C	SK/EZ/SE/841	Prievaly	Senica	Trnavský
SE (019) / Senica, kalové lagúny Sloven. hodvábu	B	SK/EZ/SE/843	Senica	Senica	Trnavský
SE (021) / Šaštín-Stráže, skládka KO Bobogdány	B	SK/EZ/SE/845	Šaštín-Stráže	Senica	Trnavský
SE (001) / Borský Svätý Jur, ZNS Závod 5	C	SK/EZ/SE/1519	Borský Svätý Jur	Senica	Trnavský
SE (004) / Jablonica, ČS PHM Benzinol	C	SK/EZ/SE/1520	Jablonica	Senica	Trnavský
SE (006) / Kúty, ČS PHM Benzinol	C	SK/EZ/SE/1522	Kúty	Senica	Trnavský
SE (008) / Lakšárska Nová Ves, produktovod Studianka 52	C	SK/EZ/SE/1523	Lakšárska N. Ves	Senica	Trnavský
SE (009) / Lakšárska Nová Ves, ZNS Studienka 8	C	SK/EZ/SE/1524	Lakšárska N. Ves	Senica	Trnavský
SE (010) / Lakšárska Nová Ves, ZNS Studienka 9	C	SK/EZ/SE/1525	Lakšárska N. Ves	Senica	Trnavský
SE (016) / Sekule, ČS PHM Benzinol	C	SK/EZ/SE/1526	Sekule	Senica	Trnavský
SE (018) / Šaštín-Stráže, ČS PHM Benzinol	C	SK/EZ/SE/1527	Šaštín-Stráže	Senica	Trnavský
SE (019) / Štefanov, zberné naftové stredisko	C	SK/EZ/SE/1528	Štefanov	Senica	Trnavský
SE (1839) / Šaštín-Stráže, skládka odpadu	A	SK/EZ/SE/1839	Šaštín-Stráže	Senica	Trnavský
SE (1896) / Kúty, vrt Kúty 33	B	SK/EZ/SE/1896	Kúty	Senica	Trnavský
B4 (001) / Bratislava-Devínska Nová Ves, kameňo-lom Srdce	B	SK/EZ/B4/147	Bratislava-Devínska N. Ves	Bratislava IV	Bratislavský
B4 (002) / Bratislava-Devínska Nová Ves, kameňo-lom Vápenka, areál PRESSKAM	A	SK/EZ/B4/148	Bratislava-Devínska N. Ves	Bratislava IV	Bratislavský
B4 (003) / Bratislava-Devínska Nová Ves, obalovačka bitúmenových zmesí	A	SK/EZ/B4/149	Bratislava-Devínska N. Ves	Bratislava IV	Bratislavský
B4 (004) / Bratislava-Devínska Nová Ves, ohyb železnice	A	SK/EZ/B4/150	Bratislava-Devínska N. Ves	Bratislava IV	Bratislavský
B4 (005) / Bratislava-Devínska Nová Ves, poľnohospodárske družstvo	A	SK/EZ/B4/151	Bratislava-Devínska N. Ves	Bratislava IV	Bratislavský
B4 (006) / Bratislava-Devínska Nová Ves, skládka odpadu pri Volkswagene	A	SK/EZ/B4/152	Bratislava-Devínska N. Ves	Bratislava IV	Bratislavský
B4 (008) / Bratislava-Dúbravka, za konečnou električiek, ul. Pri kríži	A	SK/EZ/B4/154	Bratislava-Dúbravka	Bratislava IV	Bratislavský
B4 (001) / Bratislava-Devínska Nová Ves, Volkswagen Slovakia, areál závodu	C	SK/EZ/B4/1174	Bratislava-Devínska N. Ves	Bratislava IV	Bratislavský
B4 (002) / Bratislava-Lamač, diaľničná ČS PHM	C	SK/EZ/B4/1175	Bratislava-Lamač	Bratislava IV	Bratislavský

k intenzívnej deštrukcii reliéfu následkom banskej činnosti. Touto činnosťou sa zásadnejšie nenarušil ani hydrogeologický režim podzemnej vody, hoci práve touto činnosťou sa vytvorili pomerne rozsiahle rezervoáre podzemnej banskej vody.

Skládka gudrónov v kameňolome Srdce

V mestskej časti Bratislava-Devínska Nová Ves asi 500 m nad obytnou zónou na území CHKO Malé Karpaty sa nachádza takmer 50-ročná, dosiaľ nezneutralizovaná skládka nebezpečného odpadu tzv. kyslých gudrónov. Tieto zvyšné produkty po rafinácii ropy umiestnil do miestneho kameňolomu Srdce v roku 1963 Slovnaft, n. p., v rámci likvidácie pozostatkov rafinérie Apollo v súvislosti s výstavbou objektov Presscentra v Bratislave.

Guadróny sa vyznačujú toxicitou, mutagenitou, teratogenitou a karcinogenitou. Z ekotoxikologického hľadiska sa zaraďujú do IV. triedy vylúhovateľnosti, teda medzi nebezpečný odpad, ktorý obsahuje okrem iného vo viazanej aj voľnej forme kyselinu sírovú.

Zhruba 30 000 t nebezpečných plastických látok, ktoré v letnom období tvoria výlevy na povrchu skládky s následným pohlcovaním vegetačného krytu, sa nachádza v bezprostrednej blízkosti záhradkárskej oblasti a vo vzdialenosti 500 m od obytného súboru Podhorské (asi 70 m nad sídliskom). Hrúbka vrstvy (guadrónov, zemín a krycej vrstvy) sa pohybuje od 7 do 11,5 m.

Guadróny sú uložené v krasovom horninovom prostredí, porušenom viacerými systémami sčasti otvorených puklín a zlomov, kde nemožno jednoznačne vylúčiť únik toxických výluhov do podlažia.

Na území Záhorskej nížiny sa v zmysle <http://envirozataze.enviroportal.sk/> nachádza celkovo 90 objektov charakterizovaných ako environmentálna záťaž. Ich prehľad je uvedený v tabuľke 5.

Chránené územia prírody

Podstatná časť územia Záhorskej nížiny je od roku 1988 súčasťou CHKO (chránenej krajinskej oblasti) Záhorie. Územie CHKO s rozlohou 27 522 ha je diferencované na dve časti. Západnejšia chráni cenné lužné lesy na nive rieky Moravy a priľahlú, typovo pestrú krajinu na riečnych terasách. Vo východnejšej časti CHKO sú chránené borovicové lesy rastúce na zvlnenej rovine viatych pieskov. Je to prvá CHKO nížinného typu vyhlásená na Slovensku.

Tab. 6. Prehľadná tabuľka chránených území prírody v oblasti Záhorskej nížiny.

Názov	Forma ochrany	Výmera [m ²]	Rok vyhlásenia
Devínske alúvium Moravy	CHA	2 531 600	1999
Jazerinky	CHA	68 825	2000
Jubilejný les	CHA	149 800	1986
Kotlina	CHA	6 166 900	2010
Marhecké rybníky	CHA	574 800	2009
Padelek	CHA	1	1977
Rudava	CHA	19 586 600	2010
Starý rybník	CHA	334 600	1965
Abrod	NPR	920 000	1964
Červený rybník	NPR	1 189 100	1966
Dolný les	NPR	1 862 600	1981
Horný les	NPR	5 430 200	1981
Zelienka	NPR	825 200	1980
Bezodné	PR	34 600	1964
Bogdalický vrch	PR	332 000	1993
Nové pole	PR	67 738	1983
Šmolzie	PR	455 900	1993

pestrosť rastlín. Striedajú sa tu horské druhy, pozostatky z chladnejších období, s druhmi typickými pre teplé a suché stanovišťa <http://www.region-palffy.eu/sk/priroda/chrane-ne-uzemia>).

Do zmapovaného územia patrí viacero maloplošných chránených území (tab. 6.), 5 národných prírodných rezervácií (NPR Abrod so slatinou vegetáciou, rezervácie lužných lesov NPR Dolný les a NPR Horný les, NPR Červený rybník – slatinné rašelinisko s prírodným jazierkom a rozsiahlymi pôvodnými porastmi jelše lepkavej a NPR Zelienka – močiarne a rašeliniskové biocenózy), 4 prírodné rezervácie (PR Bezodné, PR Bogdalický vrch, PR Nové pole, PR Šmolzie) a 8 chránených areálov.

Prírodný charakter západnej časti sa zachoval vďaka tomu, že štyri desaťročia ležal v hraničnom pásme neprístupnom verejnosti za „železnou oponou“. Vďaka jeho „zakonzervovaniu“ tu dnes môžeme obdivovať zvyšky pôvodných lužných lesov, mŕtve ramená a najväčší komplex vlhkých lúk v strednej Európe, zaradený do zoznamu medzinárodne významných mokradí (Ramsarská lokalita).

Územím CHKO vedie popri Morave náučný chodník, ktorý patrí medzi najdlhšie náučné chodníky na Slovensku. Jeho trasa siaha od sútoku Dunaja a Moravy spod hradu Devín až po Moravský Svätý Ján a má dĺžku 80 km.

Severovýchodná časť CHKO je ovplyvnená veternými procesmi súvisiacimi s prenosom piesku. Reliéf tvoria presypové valy a duny. Záhorská nížina predstavuje dôležitú migračnú trasu sezónnych ťahov vtákov, pretože križuje horské celky na trase sever – juh. Teplotný kontrast medzi studenými medzidunovými zníženiami a vyhriatymi pieskovými nánosmi podmieňuje bohatú druhovú

RECENTNÝ PÔDNY POKRYV ZÁHORSKEJ NÍŽINY

Pôdy Záhorskej nížiny boli v minulosti predmetom geologického, agrogeologického a pôdoznaleckého výskumu. Súčasné poznatky boli získané a spracované na základe pôdoznaleckých a environmentálno-geochemických výskumov: komplexného prieskumu poľnohospodárskych pôd v okresoch Bratislava a Senica (Zrubec, 1963; Linkeš a Hrtánek, 1965), geochemického atlasu pôd Slovenska (Čurlík a Šefčík, 1999), súboru máp geologických faktorov životného prostredia v regiónoch Chvojnická pahorkatina a Záhorská nížina (Poltárska et al., 2004; Šurina et al., 2004; Ružeková-Poltárska et al., 2006; Sobocká et al., 2006), monitoringu pôd Slovenskej republiky (Linkeš et al., 1997; Kobza et al., 2002, 2009) a iných prác (Hideghétyová, 2010). V rámci týchto výskumov sa použili dve klasifikácie pôd a pôdotvorných substrátov (Němeček et al., 1967; Hraško et al., 1991, 1993), pričom mineralogicko-petrografické charakteristiky pôdotvorných substrátov boli určené na základe opisu kvartérnych sedimentov Záhorskej a Borskej nížiny, Chvojnickej pahorkatiny, Malých Karpát a Myjavskej pahorkatiny (Baňacký a Sabol, 1973; Baňacký et al., 1996b; Began et al., 1984; Maheľ a Cambel, 1972; Salaj et al., 1987).

Mozaiku recentného pôdneho pokryvu Záhorskej nížiny výrazne ovplyvňuje geologická stavba, genéza a typ morfoštruktúrnych parametrov georeliéfu, erozívno-akumulačné procesy a bioklimatické faktory v priebehu pleistocénu, a najmä holocénu. Recentný pôdny pokryv Záhorskej nížiny je špecifický nielen v rámci Slovenska, ale aj v rámci strednej Európy. Dominantné zastúpenie v tomto regióne majú eolický a fluvialný reliéf (riečne nivy a terasy, proluviačné kužele), ktoré podmienili vznik veľmi rozsiahleho výskytu regozemí a pôdnych komplexov regozem – kambizem – podzol (\pm glej, \pm organozem). Pôdne jednotky sú zobrazené na mape ako mapovacie jednotky. Vyjadrujú samostatnú pôdnu jednotku alebo jej kombináciu s inou pôdnou jednotkou, prípadne jednotkami, alebo aj s jednotkami s iným horninovým zložením (najčastejšie pôdotvorný substrát). Mapovaciu jednotku v prípade pôdnych komplexov vyjadruje členenie na dominantné (> 50 %), sprievodné (50 – 20 %) a sporadické (< 20 %) pôdne jednotky (Čurlík et al., 1998).

Charakteristika pôdnych jednotiek a pôdnych komplexov

Regozeme patria do skupiny iniciálnych pôd s plytkým a svetlým ochrickým humusovým horizontom. Tieto pôdy vznikli na eolických pieskoch alebo na preplavených nekarbonátových pieskoch. Minerálne zloženie eolických pieskov je takéto: kremeň (84 – 91 %), živec (4 – 11%) a iné, menej zastúpené minerály ako limonit, hematit, muskovit, biotit a amfibol (1 – 3 %) (Vaškovský, 1977). Podobné zloženie majú aj preplavené nekarbonátové piesky. Charakter a vývoj týchto pôd ovplyvnili nielen klimatické faktory a vývoj prirodzenej vegetácie (najmä borovica lesná – *Pinus silvestris*) počas holocénu, ale výrazne aj systematické zalesňovanie borovicou a dubom od roku 1735 (Gulich, 1995; Kalivodová et al., 2008; Krippel, 1965; Mikuška, 2005). Veľmi výrazná dominancia kremeňa ovplyvňuje nielen vývoj pôd, ale aj ich pôdne vlastnosti. Obsah humusu je spravidla nižší ako 1 %, nasýtenosť sorpčného komplexu je menej ako 50 % a majú kyslú pôdnu reakciu. V poľnohospodárskych pôdach sú tieto hodnoty ovplyvnené dlhodobou kultiváciou. Regozeme sa vyskytujú najmä na eolických pieskoch, na piesčito-štrkových riečnych terasách a na piesčito-štrkových riečnych terasách s pokryvom naviatych pieskov vrchného pleistocénu (obr. 19). Vytvárajú samostatné pôdne jednotky alebo sa vyskytujú v pôdnych komplexoch spolu s kambizemami, podzolmi a glejmi: a) RM_1 – regozeme arenické silikátové, sprievodné kambizeme arenické nasýtené, lokálne v depresiách gleje arenické; na nekarbonátových viatych a preplavených pieskoch (regozem – kambizem – glej); b) RM_3 – regozeme arenické silikátové a kambizeme arenické kyslé, sprievodné podzoly arenické, lokálne v depresiách gleje arenické; na nekarbonátových viatych pieskoch (regozem – kambizem – podzol – glej).

Rendziny sa vyskytujú výlučne na zvetraninách pevných karbonátových hornín. Dominantným pôdotvorným procesom pri ich vzniku je akumulácia a stabilizácia humusu. Sú to plytké a skeletnaté pôdy s alkalickou pôdnou reakciou. V skúmanom regióne sa vyskytujú na pevných karbonátových horninách tatrika a hronika, ktoré sa nachádzajú na západnom úpätí Malých Karpát – od Devínskej Novej Vsi až po Cerovú. V závislosti od charakteru hornín a geomorfológie sa tu vyskytujú dva subtypy rendzín – typická a sutinová, ktoré vytvárajú samostatné pôdne areály alebo pôdne komplexy s litozemami a kambizemami: RA_1 – rendziny a kambizeme rendzinové, sprievodné litozeme karbonátové, lokálne rendziny sutinové; na zvetraninách pevných karbonátových hornín.

Pararendziny sú pôdy s melanickým karbonátovým horizontom A na zvetraninách spevnených karbonátovo-silikátových hornín. Vyskytujú sa v okolí Osuského, kde sa viažu na zvetraninový plášť *jablonických zlepcov a prietržských vrstiev*. Spolu s pararendzinami sa vyskytujú aj regozeme a kambizeme rendzinové (PR₂).



Obr. 19. Schéma rozšírenia významných pôdnych typov Záhorskej nížiny. (FM = fluvizem, ČA = čiernica, RM = regozem).

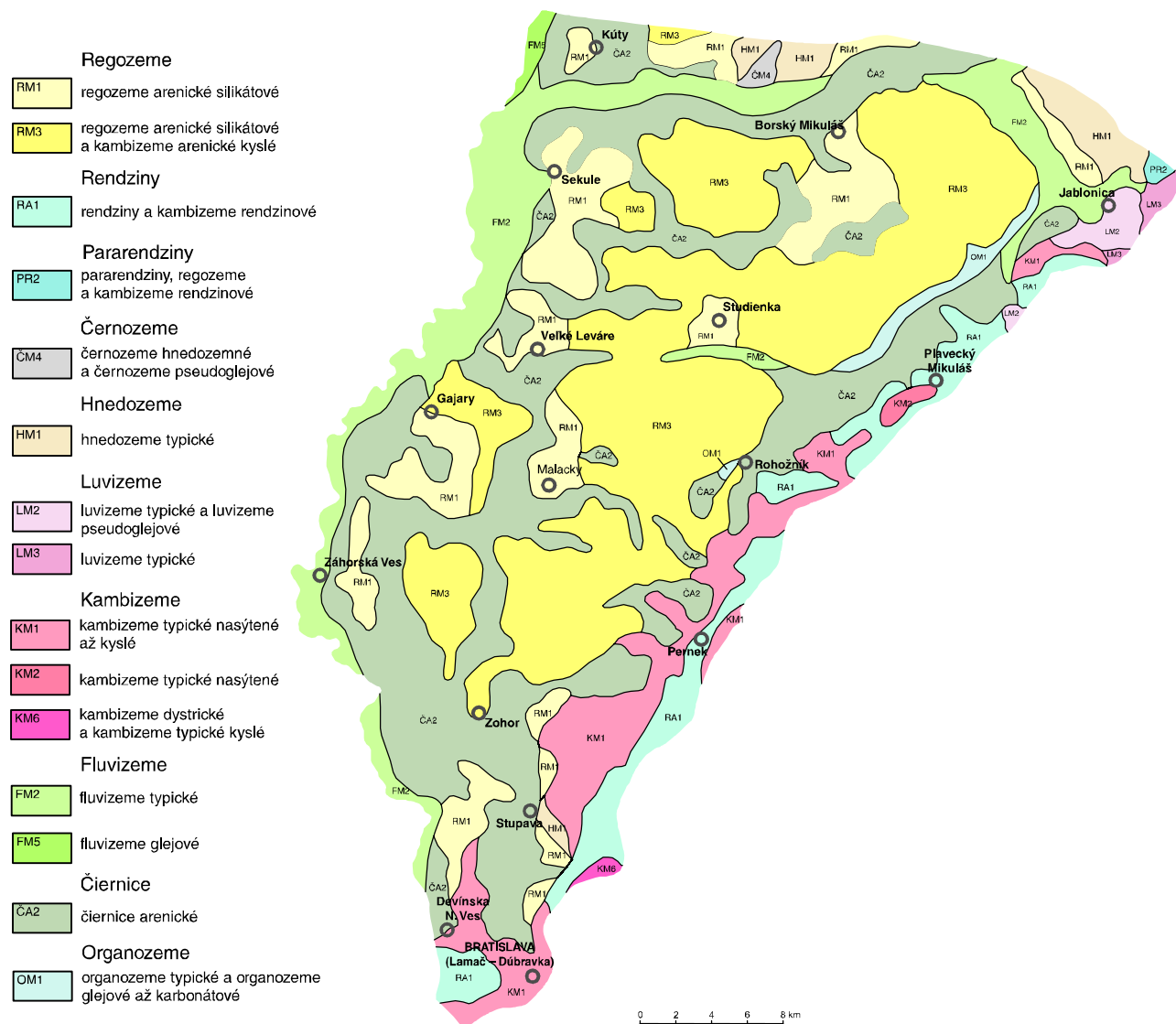
Černozeme sú dvojhorizontové A-C pôdy s tmavým humusovým molickým horizontom. Ich výskyt v regióne sa viaže na viete nekarbonátové piesky – černozem arenická (Lozorno, Zohor, Jakubov a i.) – alebo na spraše a sprašové hliny Chvojnickej pahorkatiny (Šaštín-Stráže), kde sa vyskytujú černozeme hnedozemné a černozeme pseudoglejové (ČM₄).

Čiernice, podobne ako černozeme, sú A-C pôdy s tmavým humusovým molickým čiernicovým horizontom so znakmi oglejenia (zhluky Fe³⁺ a Mn⁴⁺ oxyhydroxidov) aspoň v časti horizontu A. Pod prechodným horizontom A/C sa nachádza horizont CGo, resp. CGro. Stratigrafia pôdnych horizontov indikuje, že čiernice vznikajú v nívnych oblastiach (fluviálna krajina), v zónach s vysokou hladinou podzemnej vody alebo v zónach, kde sa v hĺbke nachádzajú nepriepustné horniny – íly a ílovce. V regióne sa vyskytuje niekoľko subtypov čiernic (ČAm, ČAa, ČAa_G, ČAč a ČA_G), ktoré vytvárajú rozsiahly pôdny komplex ČA₂ – čiernice arenické, sprievodné čiernice typické a arenické glejové a gleje arenické. Vyskytujú sa prevažne na ľahkých nekarbonátových sedimentoch (obr. 20). Dominantné zastúpenie má čiernica arenická (ČAa) a čiernica arenická-glejová (ČAa_G). Čiernice sa vyskytujú na holocénnych fluviálnych hlinito-piesčitých sedimentoch, na piesčito-štrkových riečnych terasách s pokryvom naviatych pieskov vrchného pleistocénu, na horninách čárskeho súvrstvia (striedanie ílov s pieskami a medzivrstvami lignitov – vrchný panón), *bzeneckého súvrstvia* (piesky, íly a uhlonosné vrstvy – panón) a *závodského súvrstvia* (íly/ílovce a polohy pieskov/pieskovcov – karpat).

Hnedozeme sú trojhorizontové pôdy s výrazným iluviálnym horizontom Bt. V regióne sa vyskytujú na pravom brehu Myjavy, a to medzi Senicou a Osuským (Senická pahorkatina) a medzi Šaštínom-Strážami a Štefanovom (Chvojnická pahorkatina). Hnedozeme sa vyskytujú na sprašiach, piesčitých sprašiach, sprašových hlinách a iných kvartérnych sedimentoch (proluviálno-fluviálne, fluviálne a deluviálne) s pokryvom spraší. Dominantným pôdnym subtypom sú hnedozem pseudoglejová (HMg) a hnedozem typická (HMm). Heterogenita pôdotvorných substrátov a variabilita georeliéfu podmienili výskyt hnedozemí spolu s regozemami (HM₁).

Luvizeme sa vyskytujú v širšom okolí Jablonice, kde tvoria dva typy pôdnych komplexov LM₂ (luvizeme typické a luvizeme pseudoglejové na sprašových hlinách, sprievodné rendziny na zvetraninách pevných karbonátových hornín) a LM₃ (luvizeme typické na plytkých pokryvoch sprašových hlin, sprievodné kambizeme nasýtené, lokálne pararendziny). Vyskytujú sa na skeletnatých, prevažne terciérnych sedimentoch.

Kambizeme sú trojhorizontové A-B-C pôdy s kambickým metamorfickým podpovrchovým horizontom Bv, ktorý vznikol procesom hnednutia (brunifikácie), t. j. oxidického zvetrávania. Morfologickým znakom kambizemí sú difúzne prechodné horizonty A/B a B/C. V regióne sa vyskytuje kambizem typická (KMm), arenická (KM_a), rendzinová (KM_v), luvizemná (KM_l) a pseudoglejová (KM_g). Dominantné zastúpenie má kambizem arenická (kyslá alebo nasýtená), ktorá sa vyskytuje na nekarbonátových viatych a preplavených pieskoch Záhorskej nížiny. V závislosti od charakteru pôdotvorných substrátov sa na západných svahoch Malých Karpat vyskytujú tri typy pôdnych komplexov: a) KM₁ kambizeme typické nasýtené až kyslé, sprievodné rankery a kambizeme pseudoglejové; vyskytujú sa na stredne ťažkých až ľahších skeletnatých zvetraninách nekarbonátových hornín; b) KM₂ kambizeme typické nasýtené, sprievodné kambizeme pseudoglejové; na zvetraninách flyšoidných hornín; c) KM₆ kambizeme dystričné a kambizeme typické kyslé, sprievodné rankery; na zvetraninách kyslých hornín.



Obr. 20. Mapa rozšírenia pôdnych typov (P. Šefčík, 2012).

Podzoly sú štvorhorizontové A(e)-Ep-Bs-C pôdy, ktoré sú výsledkom podzolizácie. Vyznačujú sa eluviálnym podzolovým horizontom (Ep) – horizontom ochudobnenia o organické a anorganické koloidy – a iluviálnym podzolovým horizontom Bs, horizontom akumulácie organických a anorganických koloidov. V študovanom regióne lokálne vznikol z nekarbonátových viatych a preplavených pieskov, a to v oblastiach výskytu borovicových lesov, kde tvorí súčasť pôdneho komplexu RM₃ – regozeme arenické silikátové a kambizeme arenické kyslé, sprievodné podzoly arenické, lokálne v depresiách gleje arenické. Vyskytujú sa na nekarbonátových viatych pieskoch. Intenzita podzolizácie kremenných eolických a preplavených pieskov úzko súvisí s obdobím zalesňovania regiónu. Potvrdili to aj výskumy Bublinca (1974), ktorý zistil, že pod trojgeneračným borovicovým lesom (200 – 250 rokov) môže nastať len podzolizácia mierneho stupňa. Na podzolizáciu stredného stupňa je potrebný 400 – 500-ročný vývoj. Areály výskytu podzolov arenických kambizemných sa nachádzajú v zóne od Rohožníka po Lakšársku Novú Ves.

Gleje sú pôdy s redukčným glejovým diagnostickým horizontom Gr, ktorý v pedóne vznikol v dôsledku trvalej vysokej hladiny podzemnej vody. V regióne sa vyskytuje glej arenický a glej organozemný. Vytvárajú buď malé samostatné pôdne areály, alebo sa vyskytujú ako sprievodné, resp. lokálne pôdne jednotky v pôdnych komplexoch RM₁, RM₂ a ČA₂. Ich výskyt sa priestorovo a geneticky viaže na nekarbonátové viate a preplavené piesky a slatinné rašeliny (niva rieky Myjavy, Moravy a Rudavy, Podmalokarpatská zníženie).

Organozeme sú dvojhorizontové pôdy s nadložným rašelinovým horizontom T alebo so zrašelineným horizontom Th ležiacim nad glejovým redukčným horizontom Gr. Vyskytujú sa v depresných morfoštruktúrach, kde sa akumulujú organické látky – slatinné rašeliny, ktoré vznikli najmä v Podmalokarpatskej zníženie. V tejto časti regiónu tvoria rozsiahle samostatné areály najmä organozeme typické a organozeme glejové až

karbonátové v depresii, resp. tvoria pôdny komplex OM_1 – organozeme typické a organozeme glejové až karbonátové – na slatiných rašelinách. Tvoria aj malé areály v nive Moravy, Myjavy a Rudavy. Organozeme sa vyskytujú na holocénných fluviálno-nivných humózných hlinách dolinných nív a nivných kužeľov.

Fluvizeme sú mladé iníciaľne pôdy vyvinuté na fluviálnych a fluviálno-proluviálnych sedimentoch holocénu, pričom ich pôdotvorný proces prerušujú záplavy a erozívno-akumulačné procesy vodných tokov. Fluvizeme majú svetlý humusový horizont, pod ktorým sa nachádza prechodný horizont A/C. Horizont C tvoria zvrstvené fluviálne alebo fluviálno-proluviálne sedimenty. V regióne sa vyskytujú viaceré subtypy: fluvizem typická, fluvizem arenická, fluvizem glejová a fluvizem arenická glejová. Nachádzajú sa najmä v nive Moravy, Myjavy a Rudavy, kde tvoria pôdny komplex FM_2 – fluvizeme typické, sprievodné fluvizeme glejové a arenické na nekarbonátových fluviálnych sedimentoch, sporadicky regozeme arenické na viatych pieskoch (obr. 20).

Kultizeme sú pôdy s antropickým pretvorením horizontom A bez ďalších diagnostických horizontov alebo s ich plným pretvorením minimálne do hĺbky 60 cm (terasovanie, rigolovanie, intenzívna kultivácia), prípadne antropickým degradačným pretvorením. V intravilánoch a ich okolí sa vyskytuje najmä kultizem typická záhradná, ktorá vznikla melioračným pretvorením pôd kambizeme arenickej a regozeme arenickej.

Plošné zastúpenie pôdných jednotiek a pôdných komplexov

Plošné zastúpenie jednotlivých pôdných typov je determinované najmä priestorovým rozšírením kvartérnych eolických a fluviálnych sedimentov v regióne (obr. 20), na ktorých sa vyskytujú regozeme arenické silikátové, kambizeme arenické kyslé a čiernice arenické (sprievodné čiernice typické a čiernice arenické glejové). Dominantné pôdne komplexy regiónu sú: RM_3 (regozeme arenické silikátové a kambizeme arenické kyslé, sprievodné podzoly arenické, lokálne v depresiách gleje arenické; na nekarbonátových viatych pieskoch), $ČA_2$ (čiernice arenické, sprievodné čiernice typické a arenické glejové a gleje arenické; prevažne na ľahkých nekarbonátových sedimentoch), FM_2 (fluvizeme typické, sprievodné fluvizeme glejové a arenické na nekarbonátových fluviálnych sedimentoch, sporadicky regozeme arenické na viatych pieskoch), RM_1 (regozeme arenické silikátové, sprievodné kambizeme arenické nasýtené, lokálne v depresiách gleje arenické; na nekarbonátových viatych a preplavených pieskoch), KM_1 (kambizeme typické nasýtené až kyslé, sprievodné rankery a kambizeme pseudoglejové; na stredne ťažkých až ľahších skeletnatých zvetraninách nekarbonátových hornín) a RA_1 (rendziny a kambizeme rendzinové, sprievodné litozeme karbonátové, lokálne rendziny sutinové; na zvetraninách pevných karbonátových hornín).

Pôdne vlastnosti

Pôdne vlastnosti v regióne Záhorskej nížiny sú odrazom vývoja pôdotvorných procesov a pôdotvorných faktorov počas pleistocénu, a najmä holocénu.

Zrinitosť pôd v regióne je ovplyvnená výskytom eolických a fluviálnych piesčitých sedimentov, preto sa tu vyskytujú najmä ľahké pôdy (piesočnaté a hlinito-piesočnaté). Na tieto sedimenty sa viaže aj výskyt arenických subtypov regozemí, kambizemí, čiernic, fluvizemí a glejov (Čurlík a Šefčík, 1999; Malík et al., 2007). Pôdy so zvýšeným obsahom prachovej frakcie sa vyskytujú v nivách riek (Morava a Myjava), na úpätí Malých Karpát, resp. na ich západných svahoch a na sprašiach Chvojnickej pahorkatiny – stredne ťažké pôdy (piesočnato-hlinité a hlinité). Ťažké (ilovito-hlinité a ilovité) pôdy sa lokálne vyskytujú v nive rieky Moravy a sporadicky v nive rieky Myjavy.

Obsah humusu v pôdach regiónu je 0,29 – 12,58 %, v priemere 2,04 % (Poltárska et al., 2004; Ružeková-Poltárska et al., 2006). V regióne sa vyskytujú slabo humózne až veľmi silne humózne pôdy a najvyšší obsah je v organozemiach, podzoloch a glejoch. V lesných pôdach je zvýšený obsah humusu ovplyvnený akumuláciou surového humusu a v poľnohospodárskych pôdach (čiernice, fluvizeme a niektoré kambizeme + rendziny) jeho obsah závisí od agrotechnických postupov. V týchto pôdach je jeho obsah 1,8 – 3,8 %. Najmenej humusu obsahujú pôdy na eolických kremenných pieskoch – regozeme arenické silikátové.

Obsah karbonátov v pôdach je determinovaný obsahom karbonátov v pôdotvorných substrátoch a zložením podzemnej a povrchovej vody (hydrouhličitanová voda). V pôdach Záhorskej nížiny obsah karbonátov varíruje v intervale 0 – 18,5 %. Pôdy s vysokým obsahom karbonátov sa vyskytujú na karbonátových horninách tatrika, fatrika a hronika Malých a Brezovských Karpát. V nive Myjavy a Moravy sa vyskytujú fluvizeme karbonátové a čiernice karbonátové. Spraše Chvojnickej pahorkatiny sú významným zdrojom karbonátov vo vode a sedimentoch rieky Myjavy. V poľnohospodárskych pôdach regiónu je obsah karbonátov v pôdach ovplyvnený ich antropogénnym zúrodnením (vápnením pôd). Bez karbonátov sú pôdy vyvinuté na nekarbonátových viatych a preplavených pieskoch (regozem – kambizem – podzol – glej).

Aktívna pôdna reakcia – pH/ H_2O – v humusových horizontoch pôd varíruje od extrémne kyslej až po stredne alkalickú pôdnu reakciu, pričom percentuálne zastúpenie jednotlivých kategórií pôdnej reakcie podľa kategorizácie SSDS-USDA (1993) je takáto: extrémne kyslá 22 %, veľmi silno kyslá 16 %, silno kyslá 13 %,

stredne kyslá 10 %, slabo kyslá 13 %, neutrálna 13 %, slabo alkalická 11 % a stredne alkalická 3 % (Hideghétyová, 2010; Šefčík, 2005). Pôdy s neutrálnou a alkalickou reakciou sa vyskytujú najmä v nive Moravy a na svahoch Malých Karpát. Pôdy Chvojnickej sprašovej pahorkatiny majú slabo kyslú a neutrálnu pôdnu reakciu. Podobná priestorová mozaika pH/H₂O sa zistila aj v horizontoch C (Čurlík a Šefčík, 1999).

Obsah toxických a potenciálne toxických prvkov je veľmi variabilný a závisí od využitia krajiny, pôdotvorných substrátov a pôdotvorných procesov. Zvýšený obsah niektorých prvkov (As, Cu a Hg) je spôsobený poľnohospodárskou činnosťou, dlhodobým používaním olovnatého benzínu (Pb), priemyselnou činnosťou (cementárne a spaľovne Cd) a geogénno-geochemickými faktormi (As, Pb a Sb). Antropogénny vstup do pôd indikuje zvýšený obsah týchto prvkov v humusových horizontoch (Čurlík a Šefčík, 1999; Hideghétyová, 2010; Kobza et al., 2002, 2009; Linkeš et al., 1997). V porovnaní s obsahom v „nekontaminovaných“ pôdach (Šefčík et al., 2008) je v pôdach Záhorskej nížiny zvýšený obsah As v rankeroch, Cd v regozemiach, černozeiach, rankeroch a fluvizemiach, Cu vo fluvizemiach, Hg v regozemiach, černozeiach, rankeroch a fluvizemiach, Pb v regozemiach a rankeroch a Sb v regozemiach, rankeroch a kambizemiach (tab. 7).

Tab. 7. Štatistické parametre distribúcie toxických a potenciálne toxických prvkov v pôdach Záhorskej nížiny (mg · kg⁻¹).
 Vysvetlivky: PT – pôdny typ, AP – aritmetický priemer, ŠO – štandardná odchýlka, V – variačný koeficient, Me – medián, Mo – modus, Min. – minimum, Max. – maximum, DK – dolný kvartil, HK – horný kvartil, AH_{1,5} – anomálna hodnota, N – počet vzoriek, RM – regozem, ČM – černoze, ČA – čiernica, PZ – podzol, RN – ranker, FM – fluvizem a KM – kambizem.

Prvok	PT	AP	ŠO	V (%)	Me	Mo	Min.	Max.	DK	HK	AH _{1,5}	N
As – arzén	RM	4,55	2,61	57,85	3,7	2,6	0,9	10,6	2,6	6,1	11,35	65
	ČM	4,65	2,86	61,68	4,25	–	1,5	12	2,9	5,32	8,96	12
	ČA	4,31	2,49	57,5	4,05	4,6	0,2	16,2	2,37	5,57	10,4	80
	PZ	2,57	0,78	30,65	2,3	2,2	1,1	4,3	2	3,15	4,87	31
	RN	7,17	2,76	38,56	6,85	–	2,8	13,7	6,27	7,67	9,77	10
	FM	6,24	2,59	41,52	6,7	7,1	0,7	10,6	5	7,9	12,25	37
	KM	3,23	2,95	91,48	2,5	2,5	0,9	19,4	2,2	3,07	4,38	46
Cd – kadmium	RM	0,36	0,23	63,28	0,3	0,3	0,1	1,5	0,2	0,5	0,95	47
	ČM	0,32	0,16	49,08	0,3	0,3	0,13	0,6	0,2	0,42	0,76	8
	ČA	0,2	0,09	46,22	0,19	0,2	0,1	0,4	0,11	0,29	0,56	60
	PZ	0,18	0,07	39,11	0,15	0,13	0,12	0,3	0,13	0,23	0,38	9
	RN	0,48	0,24	51,78	0,5	0,5	0,2	1	0,3	0,57	0,98	10
	FM	0,3	0,15	51,21	0,3	0,3	0,11	0,71	0,19	0,4	0,72	21
	KM	0,21	0,15	71,44	0,15	0,1	0,1	0,5	0,11	0,23	0,41	13
Cu – meď	RM	10,67	2,66	55,69	9	9	2	32,5	7	12,85	21,62	64
	ČM	13,5	7,91	58,59	11,5	26	3	26	7,75	19,25	36,5	12
	ČA	17,23	6,78	39,38	16,65	21	7	35,1	11,55	21,12	35,48	80
	PZ	9,02	2,58	28,64	8,3	10,7	5	16	7,25	10,7	15,87	31
	RN	12,1	4,4	36,43	11	10	5	19	10	16	25	10
	FM	25,11	10,03	39,95	25	22	3	46,4	19,8	31,1	48,05	37
	KM	9,39	4,91	52,3	8,1	12	3	36,9	7,1	10,87	16,54	46
Hg – ortuť	RM	0,12	0,17	137,04	0,07	0,03	0,01	1,27	0,04	0,15	0,315	65
	ČM	0,06	0,04	63,79	0,07	0,01	0,01	0,15	0,04	0,09	0,15	12
	ČA	0,057	0,027	47,1	0,05	0,04	0,02	0,163	0,04	0,07	0,115	80
	PZ	0,04	0,02	50,82	0,04	0,03	0,02	0,09	0,03	0,05	0,08	31
	RN	0,195	0,08	41,82	0,22	0,22	0,06	0,29	0,14	0,24	0,39	10
	FM	0,08	0,03	39,9	0,08	0,08	0,02	0,2	0,07	0,102	0,15	37
	KM	0,04	0,04	86,33	0,03	0,03	0,01	0,25	0,027	0,05	0,08	46
Pb – olovo	RM	29,91	20,37	68,1	21	17	3	86	14,1	45	91,35	65
	ČM	16,24	9,51	58,6	15,5	–	4	35	9,45	19,5	34,57	12
	ČA	16,41	4,02	24,5	16,75	14	7,7	27	13,72	18,55	25,8	80
	PZ	18,7	8,79	47,04	16,5	13	9,4	59	14,35	20,4	29,48	31
	RN	52,4	20,3	38,76	49	59	18	79	44,5	69,75	107,62	10
	FM	19,2	6,91	36	17,4	15,5	5	48	15,5	21,9	31,5	37
	KM	19,03	7,92	41,64	17,1	17	8,3	47	14,83	21,55	31,63	46
Sb – antímón	RM	0,76	0,45	59	0,75	0,4	0,1	1,7	0,4	1,1	2,15	12
	ČM	0,45	0,21	48,29	0,45	0,4	0,1	0,8	0,32	0,57	0,95	10
	ČA	0,51	0,28	55,78	0,4	0,3	0,2	1,2	0,3	0,65	1,17	20
	PZ	0,5	0,2	40	0,5	–	0,3	0,7	0,4	0,6	0,6	3
	RN	0,96	0,27	29,13	1,05	1,1	0,4	1,3	0,85	1,1	1,47	10
	FM	0,65	0,51	79,86	0,4	0,3	0,3	1,6	0,3	0,67	1,23	10
	KM	0,86	0,65	75,07	0,9	–	0,2	1,5	0,55	1,2	2,17	3

Dominancia kremenných eolických a fluviálnych sedimentov podmienila aj veľmi nízky obsah hliníka (do 4 %), železa (1,5 %), horčíka (do 0,5 %) a fluóru (do 300 mg · kg⁻¹) a veľmi nízky obsah stopových prvkov (Ce, Co, Ga, La, Li a V) v humusových a substrátových pôdnych horizontoch (Čurlík a Šefčík, 1999).

Kvalitu a rozšírenie poľnohospodárskych a lesných pôd Záhorskej nížiny ovplyvňujú a ohrozujú viaceré prírodné procesy a sociálno-ekonomická činnosť človeka v tomto regióne (MŽP SR, 2011).

Z prírodných procesov a hrozieb sú to prejavy vodnej a veternej erózie (Ilavská et al., 2005; Kobza et al., 2005, 2009), povodní (Solín, 2008) a klimatických zmien (Sobocká et al., 2005). Legálna ťažba pieskov a štrkov (Borský Mikuláš, Šaštín-Stráže, Plavecký Štvrtok), nelegálne skládky odpadu, odlesňovanie a zaberanie pôdy na bytovú výstavbu a priemyselné komplexy sú hlavné antropogénne faktory, ktoré ovplyvňujú kvalitu a rozšírenie pôd regiónu.

NERASTNÉ SUROVINY

Vzhľadom na geologickú stavbu Záhorskej nížiny a priľahlých Malých Karpát sú ložiská nerastných surovín zastúpené najmä energetickými, nerudnými a stavebnými surovinami. Nebilančné výskyty rudných surovín sa v regióne viažu len na okraje priľahlej časti pohoria Malých Karpát (obr. 21).

Energetické suroviny

Energetické suroviny zastupuje najmä zemný plyn, ropa a lignit. S ťažbou uhľovodíkov súvisí aj využívanie vyťažených priestorov ako podzemných zásobníkov zemného plynu. Akumulácie ropy a zemného plynu sa viažu na elevačné štruktúry v charakteristickej kryhovej stavbe nížiny s elevačnými a depresnými pásmami v hĺbke zhruba 500 až 1 500 m.

Prieskumné práce na ropu a zemný plyn na Záhorskej nížine sa začali v okolí Malaciek počas druhej svetovej vojny a pokračovali najmä v šesťdesiatych rokoch 20. storočia. Zistili sa tu prakticky bezvýznamné akumulácie ľahkej nafténovej ropy, ale pri zemnom plyne boli začiatkové geologické zásoby odhadnuté na 1 000 mil. m³. V rokoch 1951 – 1958 sa akumulácie plynu zistili aj v okolí Jakubova a pri Borskom Svätom Jure. Tu sa zemný plyn zistil vo vrtoch pri čerpacích pokusoch so slanou ložiskovou vodou vo forme preplyného výplachu. V súčasnosti je ťažba na týchto ložiskách zastavená a v Jakubove sa časť ložiska využíva ako podzemný zásobník plynu.

Najvýznamnejšie akumulácie a najväčšie ložiská zemného plynu v slovenskej časti Viedenskej panvy boli overené v území medzi obcami Gajary a Suchohrad, v okolí Vysokej pri Morave, Lábu a Plaveckého Štvrťka. V oblasti Láb-sever sa ťažila parafinická ropa a zemný plyn. V súčasnosti sa ložiská neťažia, a najmä na ložisku Láb sa horninové prostredie po vyťažení plynu intenzívne využíva ako podzemné zásobníky plynu. V súčasnosti (2008) na ložiskách evidovaných v bilanciách zásob prebieha ťažba, resp. čiastočná ťažba ropy a zemného plynu (spolu s prevádzkou podzemných zásobníkov plynu) len na ložiskách Dúbrava, Gajary, Jakubov a Závod. V prípade ložiska Závod po vyťažení plynu z neogénnych kolektorov sú predmetom ťažby aj akumulácie zemného plynu zistené vo väčšej hĺbke (asi 4 500 m) v podložných mezozoických dolomitoch (tzv. hauptdolomity).

Akumulácia ľahkej parafinicko-nafténovej ropy petrolejového charakteru sa zistila aj pri Lakšárskej Novej Vsi, menšie ložisko ropy so zemným plynom pri Šaštíne-Strážach a na viacerých ďalších lokalitách (Borský Svätý Jur).

Pri prieskumných vrtných prácach sa v neogénnych súvrstviach zistili aj výskyty niektorých ďalších nerastných surovín. Predovšetkým je to lignit, ktorý sa vyskytuje na ložiskách Gbely, Kúty, Štefanov a Lakšárska Nová Ves. Výskyt sloja s priemernou hrúbkou 2 m sa zaznamenal pri Studienke. Ložiská Štefanov a Lakšárska Nová Ves, ktoré boli overené na ploche asi 24 km², sa zatiaľ nevyužívajú.

Ropa, zemný plyn a gazolín

Závod (8, 16), Studienka (9, 17)⁷

Ložiská pri obciach Závod a Studienka patria do lábsko-studienčanskej a závodsko-šaštínskej elevácie Viedenskej panvy. Celá oblasť je tektonicky veľmi komplikovaná. Hlavným tektonickým prvkom je lakšársky zlom s výškou skoku až 1 500 m. V oblasti Studienky sa ložiská ropy s plynovou čiapkou viažu na *stupavské vrstvy* (predtým lábsky obzor stredného bádenu) vo viacerých samostatných kryhách v hĺbke 1 050 – 1 260 m.

Aj v oblasti Závodu sa hlavné akumulácie ropy viažu na uvedené vrstvy a na *žižkovské vrstvy jakubovského súvrstvia* strednobádenského veku. Okrem toho sa vyskytuje niekoľko samostatných ložísk zemného plynu v bádenských až panónskych usadeninách. Kolektorom sú jemno- až strednozrné piesky, miestami spevnené do vápnitých pieskovcov. Hĺbkové rozšírenie plynových obzorov je v intervale 500 – 1 300 m. Ropa z ložiska je ľahká, parafinická, petrolejovo-olejového charakteru.

⁷ Čísla uvedené za názvami ložísk zodpovedajú číslam na obr. 21.

Gajary-báden (2, 10, 20)

Ložisko sa nachádza vo Viedenskej panve pri obci Gajary v blízkosti štátnej hranice s Rakúskom. Viaže sa na vrchné piesky deltového súvrstvia. Deltové sedimenty sú spodno- až stredobádenské, pričom v ich vrchnej časti sa vytvorili piesčité telesá lalokovitého tvaru (litologické ložisko). Ložisko je tektonicky neporušené a je v ňom vyvinutých niekoľko obzorov. Ropa sa viaže na obzory 1a, 1b, 1c, 3a a 3b. Zemný plyn sa vyskytuje ako rozpustený plyn v rope uvedených obzorov a ako plynová čiapka obzorov ropy 1a, 1b, 3a a 3b. Hrúbka jednotlivých obzorov je 5 – 12,5 m. Priemerná hĺbka ložiska je 1 850 m. Vzhľadom na priaznivé geologické a hydrogeologické podmienky sa časti ložiska využívajú ako podzemné zásobníky plynu (vo výstavbe). Ropa ložiska je ľahká, parafinická, petrolejového charakteru, s vysokým obsahom benzínovej frakcie.

Jakubov (11, 23, 25)

Ložisko ropy a zemného plynu Jakubov je neštruktúrne, litologické, viazané na 2. obzor stredného bádenu. Obzor nasýtený ropou je v hĺbkovom intervale 1 490 – 1 640 m. Geologická stavba stredobádenských sedimentov je jednoduchá. Ide o sz. svah lábsko-studienčanskej elevácie. Zlomová tektonika sa na území ložiska nezistila. Ropa je ľahká, parafinická, petrolejového charakteru, s veľkým podielom benzínovej frakcie. Zemný plyn je zložený najmä z metánu s malým podielom vyšších uhľovodíkov.

Dúbrava (12, 24)

V rámci zložitej kryhovej stavby Viedenskej panvy (Záhorskej nížiny) ložisko patrí k západnému svahu lábsko-studienčanskej elevácie. Vo vrchnom miocéne ide o tektonicky neporušenú oblasť. Zásoby ropy a zemného plynu rozpusteného v rope sa viažu na deltové sedimenty stredného bádenu, z ktorých je pozitívny druhý obzor. Kolektorom je jemnozrnný svetlosivý sľudnatý pieskovec. Litologicky je však veľmi nestály a postupne do nadložia prechádza od pieskov k siltom až ílom. Maximálna hrúbka obzoru je 9 m. Priemerná hĺbka ložiska je 1 575 m. Ropa ložiska je ľahká, parafinická, petrolejového charakteru.

Láb (3, 13, 26)

Ložisko Láb leží na juhovýchode slovenskej časti Viedenskej panvy v elevačnom lábsko-studienčanskom pásme, ktoré sa viaže na vysoké polohy reliéfu triasového podložia hronika. Neogén je v oblasti zastúpený karpatom, bádenom, sarmatom, panónom a na poklesnutých kryhách lábskych zlomov aj pontom. Ropno-plynové ložisko sa nachádza v lábskom obzore (vrchnobádenské bazálne piesky, ktoré v západnej a južnej časti elevácie prechádzajú v nadloží do litavských vápencov). Plynové ložisko sa nachádza v litavských vápencoch, vo vrchnom sarmate a bádene.

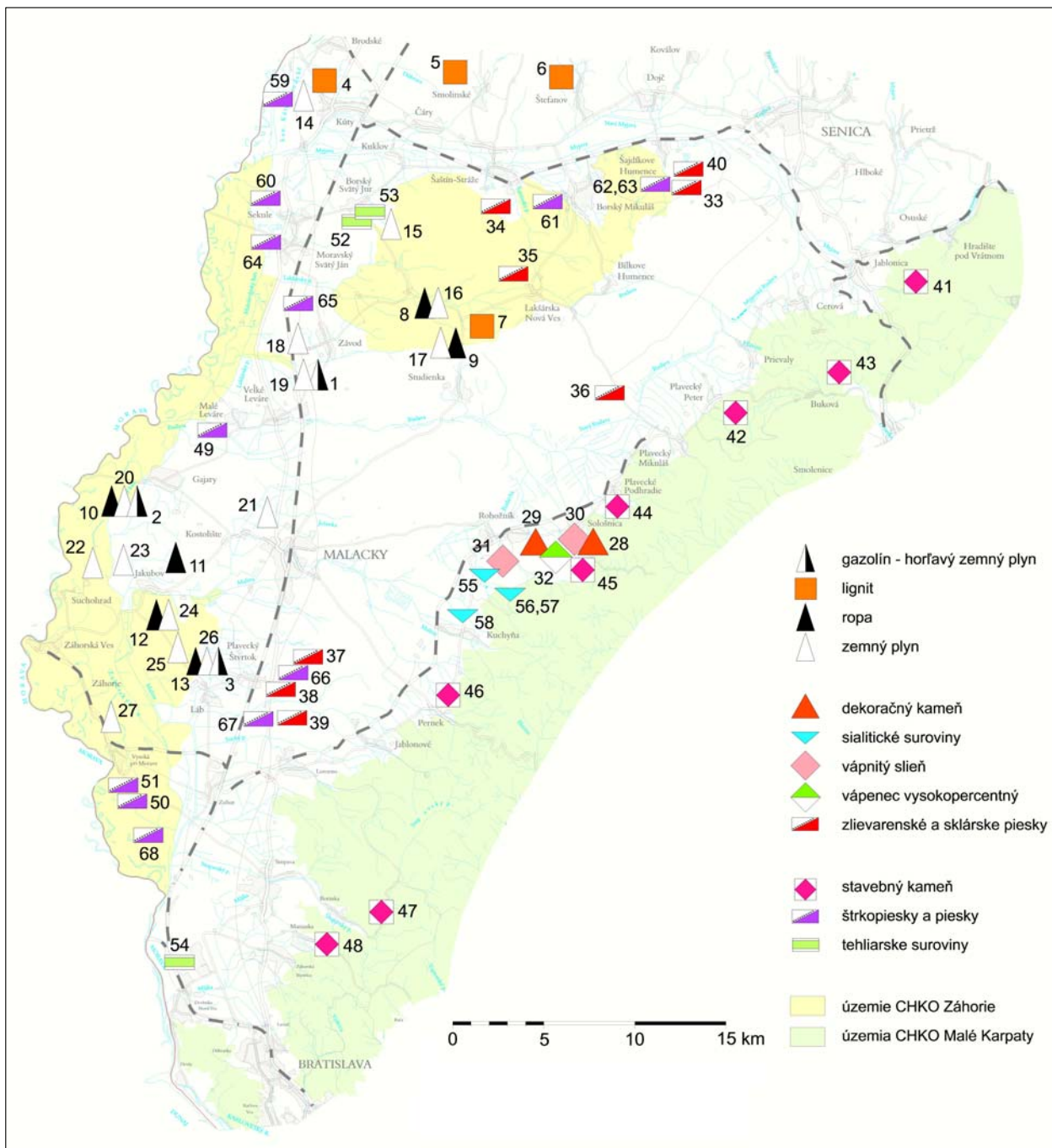
Suchohrad – Gajary (22)

Ložisko sa nachádza vo Viedenskej panve medzi obcami Suchohrad, Gajary, Jakubov a Kostolište. Pri prieskume celej elevačnej oblasti bolo objavené ložisko zemného plynu v 8. panónskom obzore nad ložiskom ropy a zemného plynu Gajary-báden (CHLÚ ložiska sa prekrýva s DP ložiska Gajary-báden). Panónske ložisko má nepravidelný tvar a premenlivú hrúbku. Piesok vytvára nepravidelné kupoly oddelené depresiami. Maximálna hrúbka piesku je až 100 m, hrúbka plynonosnej časti je 30 m. Kolektorom sú piesky s vysokou pórovitosťou a priepustnosťou. Vzhľadom na dobré kolektorové vlastnosti sa na ložisku uskutočnila konverzia ložiska na podzemný zásobník zemného plynu. Priemerná hĺbka ložiska je 640 m. Plyn ložiska Jakubov – Kostolište sa podobne ako na ložisku Gajary-báden viaže na vrchné piesky spodno- až stredobádenského deltového telesa. Vo vrchnej časti tu piesčité telesá majú lalokovitý tvar. Na ložisku sa však zistili akumulácie zemného plynu aj vo vrchnom bádene a v spodnom sarmate, viazané na polklenby pri jakubovskom zlome. Hrúbka plynových obzorov kolíše od 7 do 15 m. Hĺbkové rozšírenie plynových obzorov je v intervale 700 – 1 650 m.

Jakubov-juh (18)

Ložisko sa nachádza vo Viedenskej panve medzi obcami Plavecký Štvrtok a Jakubov. Viaže sa na najsevernejšiu časť lábsko-studienčanskej elevácie tvoriacej brachyantiklinálu ohraničenú lábskym zlomovým systémom a na jakubovskú štruktúru, ktorá má v sarmate a v panóne tvar mierneho chrbta pretiahnutého na SZ do oblasti Suchohradu. Vo vrstvách spodného miocénu sa štruktúra sploštuje a nemá už klasickú elevačnú stavbu. V sarmatských a panónskych vrstvách ju pretínajú paralelné zlomy vytvárajúce uzatvorené polklenby s akumuláciami zemného plynu. Akumulácie ropy sa nachádzajú v pestrých vrstvách karpátu na severnom svahu elevácie, kde sa vyskytujú viaceré samostatné šošovky piesku naplnené ropou s rozpusteným zemným plynom. Kolektorom sú jemnozrnné pieskovce až siltovce s nízkou pórovitosťou a priepustnosťou.

Hrúbka plynových obzorov kolíše od 14 do 25 m. Priemerná hĺbka ložiska je 2 000 m a hĺbkové rozšírenie obzorov je v intervale 600 – 730 m. Na ložisku je skončená ťažba a prechádza sa na konverziu plynových obzorov na podzemné zásobníky. Ropa ložiska bola ľahká, parafinická.



Obr. 21. Schematická mapka ložísk a výskytov nerastných surovín (P. Baláž, 2008).

Vysoká (27)

Ložisko sa nachádza vo Viedenskej panve sz. od obce Vysoká. Spolu s rakúskou časťou ložiska Zwerndorf je to najväčšia plynová akumulácia vo Viedenskej panve. Ložisko sa viaže na brachyantiklinálu vytvárajúcu polklenbu pri lábskych obzoroch. Je vyvinuté v lábskom obzore stredného bádenu (v súčasnosti *stupavské vrstvy*), menšie akumulácie sa vyskytujú v zóne aglutinancií v nadloží lábskeho obzoru, v sarmate aj na báze panónu. Kolektorom hlavného ložiskového obzoru sú jemnozrnné pieskovce. Maximálna hrúbka obzoru je 70 m. Priemerná hĺbka ložiska je 1 460 m.

Borský Svätý Jur (15)

Ložisko sa nachádza vo Viedenskej panve pri obci Borský Svätý Jur. Ide o morfológické ložisko v jz. závere šaštínsko-borského chrbta vytvárajúceho čiastkovú elipsovú eleváciu, mierne pretiahnutú v smere SZ – JV. Ložisko sa viaže na najvyššie časti hauptdolomitu vrchného triasu lunzského príkrovu. Nadložie tvoria pelity spodného karpátu. Hoci sa ložisko považuje za plynovo-ropné, zatiaľ sú vypočítané len zásoby zemného plynu. Hrúbka produktívnej plynovej časti je asi 60 m. Priemerná hĺbka ložiska je 3 000 m.

Závod-mezozoikum, Závod-juh (1, 19)

V rámci kryhovej stavby Viedenskej panvy ložisko leží v oblasti závodsko-šaštínskej elevácie, ktorá je pozdĺžnou tektonickou štruktúrou generálneho smeru JJZ – SSV. Jej tektonické postavenie ako elevačnej zóny sa odráža vo vysoko položených podložných neogénnych (a mezozoických) sedimentoch a v pomerne malej hrúbke kvartérnych uloženín. Hlavným kolektorom ložiska Závod-mezozoikum sú puklinové dolomity vrchného triasu (hauptdolomit) v hlbokom podloží neogénu. Puklinovitosť karbonátového telesa je však nerovnomerná a veľmi premenlivá. Zásoby zemného plynu obsahujú značné množstvo gazolínu. Priemerná hĺbka ložiska je 4 200 m. Ložisko Závod-juh je litologicky ohraničené ložisko v deltových sedimentoch stredného bádenu. Kolektorom sú jemno- až strednozrnné piesky s dobrou priepustnosťou a porozitou. Priemerná hĺbka ložiska je 1 800 m.

Malacky (21)

Ložisko zemného plynu Malacky leží pri západnom okraji zložitého lábsko-malackého zlomového systému. Nachádza sa najmä v sarmatských vrstvách a vrstvách najvyššieho bádenu. Je to rozsiahla brachyantiklinála pretiahnutá v smere SV – JZ, na jv. strane obmedzená jakubovským zlomom. V panónskych vrstvách je vyčlenených 5 ložiskových častí (blokov), v sarmatských 33 ložiskových častí a v bádenských 4 ložiskové bloky ako samostatné hydrodynamické celky. Zemný plyn je suchý, skladá sa najmä z metánu a etánu. Ložisko patrí k štyrom najvýznamnejším akumuláciám zemného plynu vo Viedenskej panve.

Kúty (14)

Ložisko sa nachádza v kútskej depresii tvorenej výraznými, navzájom protiklonnými zlomovými poruchami – farským zlomom na severe a svätójanským zlomom na východe. Viaže sa na polklenbu v poklesnutej kryhe farského zlomu. Plynonosný interval je hrubý asi 600 m. Ložisko má 11 plynových obzorov, z ktorých 9 je vo vrchnom bádene a 2 v bazálnej časti sarmatu. Množstvo obzorov a zložitá tektonická stavba, ako aj litologický vývoj spôsobili, že ložisko je rozčlenené na 55 samostatných ložiskových objektov s vlastným hydrodynamickým režimom.

Kolektorom sú jemnozrnné vápnnité piesky a pieskovce, miestami s prachovým ílovitým tmelom, s nízkou pórovitosťou a priepustnosťou, hrubé prevažne do 5 m. Plynonosné štruktúry sa nachádzajú v hlbkovom intervale 1 340 – 1 860 m. Plyn je zložený takmer výlučne z uhľovodíkov (najmä metánu).

Lignit

Lakšárska Nová Ves (7)

Ložisko má zložitú tektonickú stavbu. Na západe ho obmedzuje svätójanský a na východe lakšársky zlom. Polohy lignitu sa nachádzajú v čárskom súvrství vrchnopanónskeho veku, ktorého hrúbka sa pohybuje okolo 100 m. Lignit má drevito-zemitý charakter a dosahuje hrúbku 2 – 3 m. Sloj je rozdelený preplástkami ílu alebo uhoľnej bridlice na niekoľko častí, pričom počet preplástkov v sloji smerom na juh narastá. V priamom podloží je vyvinutá poloha ílov hrubá asi 35 m, často silne piesčitých a slienitých, s 2 – 3 vrstvami jemnozrnných až prachovitých pieskov. V nadloží sloja sa nachádzajú sivé íly s vrstvami nerovnomerne zaílovaných pieskov. Čárské súvrstvie obsahuje okrem hlavného sloja ešte niekoľko vrstiev lignitu, lokálne prechádzajúcich do uhoľných ílov. Tieto vrstvy dosahujú hrúbku 0,2 – 0,8 m. Nad čárskym súvrstvím sedimentovalo *gbelské súvrstvie*, ktoré v dôsledku tektonických pohybov nie je vyvinuté na celej ploche ložiska. Ide o pestrofarebné íly s tenkými polohami pieskov šošovkovitého charakteru. V celom súvrství sú hojné konkrécie CaCO₃. Dĺžka ložiska je zhruba 10 km a šírka asi 4,5 km. Hĺbka uloženia sloja sa pohybuje od 30 do 190 m. Skrývku tvoria prevažne viate piesky, ktoré v podobe dún a presypov dosahujú hrúbku až 20 m. Priemerný obsah pôvodnej vody na ložisku je 40,17 %, popola 28,36 %. Jeho výhrevnosť je 8,92 MJ/kg. Obsah As a S nebol stanovený. Celé ložiskové územie je zároveň oblasťou výskytu viatych pieskov.

Kúty (4)

Ložisko Kúty je súčasťou kútskej depresie a nachádza sa v priestore vymedzenom farskými poruchami, čárskym a svätójánskym zlomom, priečnymi levárskymi zlomami a na západe riekou Moravou. V čárskom súvrství ležia dubnianske uhľonosné vrstvy, ktoré zastupuje slojové pásmo tvorené lignitom, ílom a pieskom. Hĺbka uloženia ložiska sa pohybuje od 14 do 474 m. Priame podložie slojového pásma tvoria íly a piesky *sekulských vrstiev*, nadložie jemnozrnné piesky *jánskych vrstiev* s lumachelovými polohami. Slojové pásma má v priemere hrúbku 4 m, miestami narastá na 11 m. Surovinu tvorí zemito-drevitý lignit. Ložisko člení výrazné zlomy na viacero tektonických blokov, v rámci ktorých sa uplatňuje drobná tektonika. Aj vzhľadom na zložité hydrogeologické pomery sa v prípade ťažby predpokladajú zložité banskotechnické podmienky.

Gbely – dubniansky sloj (5)

Dubniansky lignitový sloj reprezentuje bazálnu časť *čárskeho súvrstvia* a dosahuje hrúbku 3 – 6 m. Prevláda v ňom hnedočierne xylitický hemidetrit so zreteľnou drevitou štruktúrou. V tesnom nadloží aj podloží sa nachádzajú zvodnené polohy (kolektory) pieskov. Ložisko je porušené zlomami a z V na Z stupňovite upadá. Má dĺžku asi 3,5 km v smere JZ – SV a šírku zhruba 2 km v smere SZ – JV. Hĺbka uloženia slojového pásma sa pohybuje od 0 do približne 200 m pod povrchom. Otvárka ložiska sa musela podriaďiť zložitým banskotechnickým a hydrogeologickým pomerom – sloj sa nachádza hlboko pod miestnou erozívnu bázou. Úvodné úpadné diela sú situované do jv. oblasti ložiska, kde sa sloj približuje k povrchu.

Štefanov (6)

Lignitový sloj je vyvinutý v bazálnej časti *čárskeho súvrstvia*, ktorá dosahuje maximálnu hrúbku 58 m. Okrem hlavného sloja sa na ložisku vyskytujú aj nadložné a podložné lignitové slojčky menšieho rozsahu. Slojové pásma je tektonicky porušené a vyklinuje sa pri obci Štefanov. Jeho hĺbkové uloženie sa pohybuje v intervale 22,5 – 122 m od povrchu. V nadloží sa nachádza *gbelské súvrstvie*, ktoré reprezentujú pestrofarebné škvrité íly s hojnými vápnitými konkréciami. Celé ložisko je po stranách ohraničené zlomovými poruchami a jeho rozmery sú zhruba 7,5 km v smere SV – JZ a 2,5 km v smere SZ – JV. Podmienky na dobývanie ložiska sú veľmi zložité. Ložisko má komplikované banskotechnické pomery. Pri potenciálnej hlbinej ťažbe sa musí ponechať ochranná lignitová lávka v nadloží aj podloží, a to pre zložité hydrogeologické pomery – zvodnené kolektory ležia priamo nad slojovým pásmom aj pod ním.

Podzemné zásobníky zemného plynu (PZZP)

Časť zásob zemného plynu sa uskladňuje v podzemných zásobníkoch zemného plynu situovaných v južnej časti slovenského úseku Viedenskej panvy. Tie sa taktiež evidujú ako ložiská, a to napriek tomu, že nejde o prirodzené akumulácie nerastnej suroviny. Podzemné zásobníky zemného plynu nie sú síce ložiská energetickej suroviny v klasickom ponímaní, ich význam a prínos pre ekonomiku Slovenska je však veľký. Ich využívanie úzko súvisí s energetickou bilanciou a surovinovým zázemím štátu.

S podzemnými zásobníkmi plynu bezprostredne súvisí aj transport zemného plynu cez naše územie. Ekonomické efekty z prepravy (Slovensko je jedným z najväčších európskych prepravcov zemného plynu) a uskladňovania plynu v PZZP na Slovensku sú také významné, že sa blížia k významu vlastných zdrojov plynu na úrovni našej spotreby.

PZZP využíva široká paleta konečných užívateľov, medzi ktorých patria prepravcovia plynu potrubiami, plynové elektrárne, kogeneračné jednotky, vojenské zariadenia, samospráva obcí a miest, obchodníci s plynom atď. Prvotný zámer budovania podzemných zásobníkov zemného plynu bol ovplyvnený praktickou požiadavkou uspokojenia potrieb odberateľov v čase najväčšieho dopytu po plyne.

Na Slovensku sa vybudovalo niekoľko PZZP (Láb, Malacky, Suchohrad – Gajary, Jakubov) a ich výstavba pokračuje dodnes. Všetky PZZP sú vybudované konverziou bývalých plynových, resp. ropno-plynových ložísk, najmä vo Viedenskej panve. Celková súčasná kapacita podzemných plynových zásobníkov na území Slovenskej republiky je okolo 4,5 mld. m³ plynu.

Geotermálna voda

V súvrstviach Viedenskej panvy, v ktorých sa nachádzajú kolektory ropy a plynu, sa v hlbších častiach zároveň nachádzajú aj významné kolektory geotermálnej vody. Objavujú sa pri ťažbe ako ložisková voda. Geotermálna voda jednotlivých elevačných a kryhových štruktúr Záhorskej nížiny bola predmetom samostatného hydrogeotermálneho výskumu (Remšík et al., 1985), kde sa zhodnotilo ich prognózne využiteľné množstvo a celkový tepelný potenciál.

Nerudné a stavebné suroviny

Na vysoko vyzdvihnutých kryhách neogénnych súvrství sú na Záhorskej nížine rozšírené eolické piesky, často s veľkou hrúbkou (10 – 20 m). Podmieňujú výskyt ložiskových akumulácií kvalitných zlievarenských a sklárskych pieskov, ktoré sa v súčasnosti ťažia na ložiskách Šajdíkovce Humence a Šaštín-Stráže. Ložisko Lakšárska Nová Ves sa nevyužíva.

V alúviách väčších tokov (Morava, Myjava, Rudava) štrkopiesky dosahujú hrúbku 1 – 10 m. Evidované sú ložiská Vysoká pri Morave a Malé Leváre. V súčasnosti sa ťaží len na ložisku štrkopieskov Vysoká pri Morave.

Tehliarske suroviny reprezentujú ložiská Borský Svätý Jur (v. a. z. časť) a Devínska Nová Ves, v súčasnosti nevyužívané.

Ložiská stavebných surovín sa viažu najmä na okraje priľahlej časti pohoria Malých Karpát (Jablonica, Plavecký Peter, Buková, Plavecké Podhradie, Sološnica, Pernek, Borinka a Marianka).

Vápence na cementárske účely reprezentuje ložisko Rohožník-Vajarská na okraji Malých Karpát. V blízkosti sú evidované aj zásoby slieňov (Sološnica-Hrabník, Rohožník-Konopiská) a dekoračného kameňa (Sološnica, Rohožník).

Súčasťou neogénnych komplexov sú aj polohy anhydritu a sadrovca, ktoré sa zistili v hĺbke 1 000 – 2 000 m vo vrtoch pri Studienke, Závode a Moravskom Svätom Jáne. Ide o ložiskové výskyty bez ekonomického významu.

Zlievarenské a sklárske piesky

Šajdíkovce Humence (40)

Nadložie ložiska tvorí lesný humus. Ložisko tvoria len kvartérne piesky eolického pôvodu, ktoré sa smerom na S vyklinujú a prechádzajú do aluviálnych náplavov rieky Myjavy. Smerom na J ich hrúbka narastá až nad 30 m. Piesky vytvárajú charakteristické morfológické útvary – duny s generálnym smerom VSV – ZJZ. Ide o čisté kremité strednozrné piesky svetlosivej a žltohnedej farby vyznačujúce sa vysokým stupňom opracovania zrn. V pieskoch zreteľne prevládajú zrná kremeňa, ktoré sú dokonale zaoblené, číre alebo mliečne zakalené. Prítomné sú aj živce a ťažké minerály. Podložie ložiska tvoria slienité íly. Ložisko nie je tektonicky porušené, má dĺžku 2 000 m a šírku 1 500 m. Minimálna hrúbka ložiska je 6 m, maximálna 30 m. Priemerná hrúbka skrývky je 0,5 m.

Borský Peter (33)

Ložisko tvoria polohy kremenných pieskov variabilnej hrúbky, v priemere 20 m. V podloží sú sivé piesčité íly. Skrývku na ložisku tvoria piesčité polohy so zvýšeným obsahom prachových zrn a humusu. Granulometrická skladba je vyrovnaná, priemerný obsah frakcie 0,09 – 0,5 mm tvorí 91 % ložiska. V surovine prevláda kremeň (takmer 99 %) a živce, paramagnetickú frakciu tvorí granát, staurolit a ilmenit. Z celkového množstva zásob kremenných pieskov je na sklárske účely možné využiť asi 59 %.

Lakšárska Nová Ves (35)

Kvartérne viate piesky sú preplavené, kremenné, žltkastej až sivej farby. Miestami je piesok muskovitický, prípadne slabo ílovitý. Ložisko nie je tektonicky porušené. Nadložie ložiska je miestami znečistené humusovým zátekom. V podloží sú panónske a sarmatské íly a sliene, modrosivé, zelenkavé a sivé, v najvrchnejšej polohe sú často piesčité a hrdzavo škvrnité. Piesky vyrovnávajú nerovnosti neogénneho podkladu, no nesledujú ich. Priemerná hrúbka ložiska je 16 m. Ložisko nie je v prevádzke.

Šaštín-Stráže (34)

V rámci kryhovej stavby Viedenskej panvy ložisko leží v oblasti závodsko-šaštínskej elevácie, ktorá je pozdĺžnou tektonickou štruktúrou s generálnym smerom JJZ – SSV. Ložiskovú výplň tvoria piesky eolického pôvodu. Piesky majú veľké plošné rozšírenie a vytvárajú morfológicky vystupujúce typické útvary (duny a presypy). V podloží sú neogénne íly a morfológia jeho povrchu je značne členitá. Hrúbka suroviny je preto veľmi premenlivá a kolíše od 6 do 20 m. V nadloží je poloha tmavého zahlieneného piesku s hrúbkou asi 1 – 5 m. V pieskoch sa nachádza poloha silne ílovitých pieskov až ílov s premenlivou hrúbkou (rádovo v cm). Piesky sú hrubozrné až jemnozrné, vytriedené až veľmi dobre vytriedené. Zrná sú veľmi dobre opracované a obsahujú okolo 90 – 95 % kremeňa. Menej zastúpené sú živce, karbonáty a muskovit. Ťažké minerály predstavuje najmä granát, magnetit a staurolit. Ložisko má rozmery zhruba 2,5 x 2,5 km. Priemerná hrúbka

suroviny na ložisku je 16,3 m. Skrývku tvorí piesčitý humus s hrúbkou 20 – 50 cm a len veľmi ojedinele silne piesčitá hlina. Ložisko sa ťaží.

Bažantnica

Ložisko zlievarenských pieskov je akumulácia viatych pieskov veku pleistocén – holocén. Predstavuje ho teleso v smere S – J s dĺžkou 1 200 m a šírkou 300 až 700 m. Priemerná hrúbka je 13 m. V podloží sa nachádzajú neogénne íly. Skrývku tvoria viate piesky s obsahom humusu. Hlavnou zložkou pieskov sú kremeň, živce, sľudy a minerály ťažkej frakcie (granáty). Hladina podzemnej vody je v hĺbke 2 až 3,5 m pod povrchom terénu. Surovina je vhodná iba na ostatné kovové odliatky a sivú liatinu. Ložisko leží vo vojenskom výcvikovom priestore Záhorie.

Bažantnica I (38)

Ložisko zlievarenských pieskov je akumulácia viatych pieskov veku pleistocén – holocén. Predstavuje ho obdĺžnikové teleso v smere V – Z s dĺžkou 1 750 m a šírkou 400 m. Priemerná hrúbka je 14 m. V podloží sa nachádzajú neogénne íly. Skrývku tvoria viate piesky s obsahom humusu. Hlavnými zložkami pieskov sú kremeň (91 %), živce (do 5 %) a sľudy. Hladina podzemnej vody je v hĺbke 3,5 až 4 m pod povrchom terénu. Surovina je vhodná iba na ostatné kovové odliatky a sivú liatinu. Ložisko leží vo vojenskom výcvikovom priestore Záhorie.

Bažantnica II (37)

Ložisko je situované jiv. od Malaciek v Záhorskej nížine, ktorú budujú neogénne íly s polohami pieskov, kvartérne štrky, štrkopiesky a piesky. Ložisko predstavuje teleso približne obdĺžnikového tvaru s rozmermi 5 000 x 4 000 m. Hrúbka je veľmi variabilná, priemerne okolo 15 m. Hlavnou nerastnou surovinou sú viate piesky pleistocénu svetlosivej až sivožltej farby. Tvorí ich prevažne kremeň (89 – 93 %) a živce (7 – 11 %). Uložné pomery sú jednoduché. Skrývku tvoria humusové piesky so zvyškami vyplaviteľných častí a korienkami porastu. Priemerná hrúbka skrývky je 0,4 m. Spodné partie ložiska sú zvodnené (44 % zásob). Podzemná voda bola pri prieskumných prácach narazená v rôznej hĺbke, čo však nemá žiadny vplyv na potenciálnu ťažbu. Ložisko nie je otvorené. Piesky sú vhodné na zlievarenské účely na ostatné kovové odliatky. Ložisko leží vo vojenskom výcvikovom priestore Záhorie (Kuchyňa).

Záhorie (36)

Ložisko zlievarenských pieskov je akumulácia viatych pieskov veku pleistocén – holocén. Predstavuje doskovité teleso obdĺžnikového tvaru v smere JZ – SV s dĺžkou 2 200 m, šírkou 900 m a priemernou hrúbkou 22 m. Škodlivinou je poloha rašeliny v hrúbke 0,6 m. V podloží sú neogénne piesčité íly. Skrývku tvoria viate piesky s obsahom humusu. Hlavnými zložkami suroviny sú kremeň, živce, sľuda a minerály ťažkej frakcie (granát). Hladina podzemnej vody je v hĺbke 2 až 3,5 m pod povrchom terénu. Zlievarenský piesok je vhodný iba na sivú liatinu a výrobu farebného skla.

Vápence a sliene

Rohožník-Vajarská (32)

Ložisko tvoria strednotriasové svetlosivé *wettersteinské vápence*, v menšej miere sivočierne *gutensteinské vápence*. *Wettersteinské vápence* sú čiastočne dolomitické, *gutensteinské vápence* sú často dolomitické a brekciovitité. Hranice medzi vápencami a dolomitickými vápencami sú pozvoľné a nepravidelné, v horizontálnom aj vertikálnom smere. V podloží sú slieňovce a ílovce s polohami svetlých kremencov a doskovitých vápencov (perm – spodný trias). Kvartérny pokryv predstavujú svahové hliny a hlinito-kamenité sutiny. Ložisko je porušené zlomovým systémom. Hlavný smer dislokácií je JZ – SV, dopĺňajú ich zlomy kolmé na ne. Obidva systémy spôsobujú nevýraznú kryhovú a blokovú stavbu ložiska. Overená smerná dĺžka ložiska je 1 700 m a šírka 1 200 m. Generálny sklon vrstiev je 15 – 20° na SZ. Karbonáty (po bázu 230 m n. m.) dosahujú hrúbku až 185 m. Maximálna hrúbka skrývky je 6 m, priemerná hrúbka je 0,7 m. Surovina sa ťaží v 8-etážovom veľkolome s celkovou výškou 145 m a výškou ťažobných etáží 15 – 20 m. Vzhľadom na technologickú variabilitu sa surovina na jednotlivé druhy výroby ťaží selektívne. Surovina sa spracúva v cementárni v Rohožníku.

Sološnica-Hrabník (30)

Ložisko tvoria sedimenty paleogénu (ílovcovo-pieskovcové súvrstvie flyšového charakteru – hrabnícke súvrstvie) – sivé slieňovce a vápňité ílovce s občasnými vložkami pieskovcov, ktoré tvoria nepravidelné polohy s hrúbkou 0,7 – 7,5 m. Boli vymedzené dve ložiskové telesá. Severné je vymedzené od povrchu po úroveň 230 m n. m. Priemerná hrúbka je 23,0 m, prevahu majú ílovce. Juhovýchodné ložiskové teleso je vymedzené od povrchu po úroveň 245 m n. m. a má priemernú hrúbku 40 m. Obidve telesá majú nepravidelný doskovitý tvar predĺžený v smere S – J, celková dĺžka je asi 1 100 m a šírka 650 m. Hrúbka suroviny stúpa zo severu na juh do maximálnej hrúbky 41 m, priemerná hrúbka je 17 m. Horniny paleogénu sú až do hĺbky 26 m silne zvetrané. Južná časť súvrstvia sa generálne skláňa na Z a SZ (sklon 20 – 30°), severná časť na sever. Svahové sedimenty dosahujú hrúbku 0 – 6 m. Hlavnou surovinou sú paleogénne ílovce a pieskovce s prevahou vápňitých ílovcov (oligocén), ktoré sú v povrchovej zóne hnedé, v hlbších častiach sivé a čierne, laminované, s obsahom piesčitej frakcie. Ložisko sa v súčasnosti intenzívne ťaží.

Rohožník-Konopiská (31)

Ložiskové územie budujú slieňovce, neogénne íly a kvartérny pokryv. Kvartérny pokryv tvoria svahové hlíny, humusový kryt, miestami vrstvy spraší a pieskov. Hrúbka celého súvrstvia bola overená do hĺbky 100 m, ale predpokladá sa, že celková hrúbka je väčšia. Plocha ložiska je zhruba 100 ha. Báza ťažby je stanovená na 225 m n. m. Vrstvy majú generálny smer sklonu 5 – 10° na S až SZ. Skryvku tvorí humusová hlina (lúky, pasienky), sčasti zamokrená, s priemernou hrúbkou asi 0,5 m. Ložisko má stredne zložitú hydrogeologickú pomery. Je to dané vplyvom povrchovej vody, inžinierskogeologickými vlastnosťami a tým, že leží pod miestnou erozívnu bázou. Ložisko je otvorené ťažobnou jamou. Výška jednotlivých etáží je asi 7 m. Surovina sa ťažila pre cementáreň v Rohožníku.

Dekoračný kameň**Sološnica I (28)**

Ložisko tvorí poloha paleogénnych numulitových piesčitých vápencov bazálneho paleogénu sivej až tmavosivej farby so sieťou kalcitových žiliek. V podloží ložiska sú sivočierne aniské vápence. Ložiskové teleso piesčitých vápencov má dĺžku 250 m, šírku 150 m a hrúbku 25 m. Technologické vlastnosti sú variabilné. Vápence sú vhodné na ušľachtilú kamenársku výrobu a iné kamenárske výrobky. Hydrogeologické pomery sú jednoduché. Ložisko sa v súčasnosti nevyužíva.

Rohožník (29)

Ložisko tvorí časť telesa litotamniových vápencov bádenského veku. V podloží sú triasové svetlosivé vápence a dolomitické vápence. Litotamniové vápence tvorené koralinnými riasami sú okrovožltej farby, značne pórovité, podobné travertínu. Skryvku tvoria kvartérne hlinito-kamenité delúviá s hrúbkou do 10 m. Blok zásob s rozmermi 70 x 150 m a hrúbkou 18 m je zdrojom dekoračného kameňa vhodného na ušľachtilú kamenársku výrobu. Ostatná surovina je vhodná ako stavebný kameň. Vzhľadom na nepriaznivý skryvkový pomer je ekonomická ťažba v súčasnosti nereálna a ložisko sa nevyužíva. Hydrogeologické pomery na ložisku sú jednoduché až stredne zložené, pretože časť ložiska sa nachádza pod úrovňou miestnej erozívnej bázy.

Štrkopiesky**Vysoká pri Morave III, časť A (50)**

Územie budujú kvartérne sedimenty rieky Moravy, ktorých podložie tvoria íly *gbelského súvrstvia*. Nadložie (skryvku) tvorí humusovitá hlina, íly a ílovité piesky. Ložiskovú výplň tvoria pleistocénne piesky so štrkom (60 %), piesčité štrky (30 %) a piesky (10 %). V obliakovom materiáli prevládajú obliaky kremeňa a kremenecov, podstatne menej je rohovcov, pieskovcov, granitických a výlevných hornín. V surovinovom štrkopieskovom súvrství sa zistili vložky plastických nerozplaviteľných ílov, ktoré predstavujú na ložisku škodlivinu. Ložisko nie je tektonicky porušené. Nachádza sa v území rovinatého charakteru (poriečna niva Moravy). Tvorí jedno teleso – súvrstvie pieskov a štrkopieskov, ktorých hrúbka sa pohybuje v rozmedzí 10 až 25 m, v priemere 17 m. Západným smerom (k toku Moravy) sa hrúbka ložiska znižuje v závislosti od zväčšujúceho sa neogénneho podložia. Východná časť ložiska predstavuje okraj zohorsko-marcheggskej depresie, kde sedimentovali väčšie akumulácie štrkopieskov. Hrúbka škodlivín sa pohybuje od 0,1 do 0,4 m. Ložisko má priemernú dĺžku 1 650 m, šírku 800 m a plochu 123 ha. Ložisko sa v súčasnosti ťaží.

Vysoká pri Morave III, časť B (51)

Ložisko budujú tri, geneticky odlišné typy hornín: 1. eolické piesky (neskorý würm), 2. fluvialne štrkopiesky (würm – I. terasový stupeň), 3. jazerné sedimenty (panón) – sľudnaté a vápnité piesky. Podložie ložiska tvoria modrosivé a zelenosivé vápnité íly – sliene a sľudnaté íly. Eolické piesky sú jemnozrnné, miestami až prachové, smerom do podložia prechádzajú do strednozrnných pieskov až hrubozrnných pieskov so štrkom. Sú kremité (83 % SiO₂), žltej a hnedej farby. Fluvialne štrkopiesky sú zastúpené prevažne pieskami so štrkom, menej piesčitými štrkami. Piesčitá frakcia na ložisku prevláda. Štrkové obliaky sú drobné, stredné a len ojedinele hrubé – väčšie ako 6 cm. Priemerné petrografické zloženie obliakov je takéto: kremeň a kremence 61,2 %, rohovce 13,2 %, granitické horniny 10,5 %, výlevné horniny 9,7 %, pieskovce 5,4 %. Jazerné sedimenty tvoria sľudnaté a vápnité jemnozrnné piesky. Eolické piesky je potrebné ťažiť separátne, nepremiešavať ich s podložnými štrkopieskami. Predstavujú 40 % suroviny ložiska a štrkopiesky 60 % ložiska. Ložisko nie je tektonicky porušené, má rovinatý ráz. Priemerná dĺžka ložiska je 560 m, šírka 260 m a plocha 13,43 ha. Hrúbka eolických pieskov je 1,9 – 6,7 m, v priemere 4 m. Hrúbka fluvialných štrkopieskov je 2,9 – 7,1 m, v priemere 5,7 m. Jazerné sedimenty vystupujú v hĺbke 9,7 – 17,0 m. Ložisko sa v súčasnosti nevyužíva.

Malé Leváre (49)

Ložiskové teleso reprezentujú kvartérne (würm) fluvialne štrkopieskové sedimenty prvého terasového stupňa rieky Moravy. Nadložie ložiska tvoria piesčité hliny, podložie pontské íly nepravidelnej hrúbky. Škodlivinou na ložisku je zvýšená ílovitosť suroviny (odplaviteľné častice až 20 %). Ílovité preplástky majú ojedinele hrúbku 10 – 20 cm. Nepriaznivou vlastnosťou je granulometrické zloženie, najmä v prípade drobného kameniva frakcie 0 – 4 mm. Ložisko nie je tektonicky porušené. Má tvar doskovitého telesa s dĺžkou 600 m a šírkou 480 m. Hrúbka suroviny sa pohybuje od 3 do 7 m, hrúbka skrývky je 1 – 3 m. Ložisko sa nevyužíva.

Stavebný kameň

Plavecký Peter (42)

Strednotriasové dolomitické vápence sú jemnokryštalické, hrubo- až tenkolavicovité a strmo uložené. Hrúbka lavíc sa pohybuje od 0,2 do 1,2 m. Smer lavíc je SV – JZ, so sklonom 30 – 60° na S. Ložisko je pretiahnuté v smere SV – JZ, hrúbka suroviny v lomovej stene je 15 – 25 m a smerom do predpolia lomu narastá až na 50 – 70 m. Surovinou sú svetlosivé až tmavosivé, miestami slienité dolomitické vápence popotrečkované žilkami sekundárneho kalcitu. Ložisko sa nevyužíva.

Plavecké Podhradie-Orsáčka (44)

Vlastné ložisko predstavujú strednotriasové karbonáty hronika. V západnej časti ložiska vystupujú sivé *wettersteinské vápence* (ladin), masívne až hrubovrstvovité, prestúpené žilkami kalcitu. Vystupujú tu aj tmavosivé masívne *gutensteinské vápence*. Vo východnej časti sú masívne svetlosivé dolomity s občasnými vložkami dolomitických brekcií. Hornina sa rozpadá na ostrohranné úlomky dolomitov s veľkosťou 0,5 až 3 cm. Nadložie ložiska tvorí hlinito-kamenitá sutina a humusová hlina. Podložie reprezentujú pestré verfénske bridlice a pieskovce permu až spodného triasu. Škodliviny predstavujú ílovité preplástky. Ložisko tvorí kryha karbonátov smeru S – J. Má tvar nepravidelného obdĺžnika. Jeho dĺžka je 220 m, šírka v hraniciach dobývacieho priestoru 200 m. V závislosti od povrchu ložiska k určenej báze hrúbka suroviny kolíše od 22 do 64 m. Skrývka je hrubá v priemere 0,7 m, maximálne 1,5 m. Smer ložiska je S – J, sklon 80° na Z. Surovinu tvoria najmä masívne až hrubovrstvovité vápence a masívne dolomity. V súčasnosti sa ložisko nevyužíva.

Sološnica (45)

Vlastné ložisko je súčasťou melafýrového prúdu s hrúbkou 500 – 700 m smeru SV – JZ so sklonom 30 – 40°. Na ložisku vystupujú dva litologické typy melafýrov. Prvý typ sú sivé, sivozelené až fialové celistvé jemnozrnné až strednozrnné melafýry. Hornina je masívna, húževnatá, s občasnými žilkami bieleho kalcitu. Druhý typ sú menej rozšírené mandľovcovo-pórovité melafýry tvoriace v ložisku šošovkovitú polohu smeru SV – JZ. Veľkosť mandlí s chloritom, resp. kalcitom, ojedinele s chalcédónom, je od 0,5 do 2 cm, výnimočne až 15 cm. Nadložie ložiska tvoria sivé, špinavobiele až žltohnedé verfénske pieskovce, ktoré sa ľahko rozpadajú na kremitý piesok znečistený ílom. Podložie ložiska nebolo overené. V dôsledku tektonického porušenia majú niektoré polohy úlomkovitý rozpad, čo spôsobuje zníženie fyzikálno-mechanických vlastností suroviny. Tieto polohy predstavujú zhruba 31 % z celkového objemu. Ložisko je silne tektonicky porušené. Výrazná poruchová mylonitizovaná zóna vystupuje v bezprostrednom predpolí lomu. Je vyplnená poruše-

ným fialovým melafýrom, miestami s prítokom vody. Ložisko má tvar nepravidelného mnohouholníka. Jeho dĺžka je 380 m, šírka v hraniciach určeného dobyvacieho priestoru 300 m. V závislosti od povrchu ložiska a ťažobnej bázy je hrúbka suroviny premenlivá. Pohybuje sa od 40 do 120 m. Surovinu tvorí niekoľko druhov melafýrov, a to celistvé, jemnozrnné až strednozrnné a mandľovcovo-pórovité. Obidva litologické typy predstavujú jeden technologický typ. Ložisko sa v súčasnosti intenzívne využíva.

Pernek (46)

Ložisko predstavujú ružovkasté krinoidové vápence vysokého príkrovu spodnojurského veku. Sú masívne a intenzívne tektonicky porušené. Výplň tektonických porúch tvorí hnedožltá hlina krasového pôvodu s úlomkami vápencov, ktorá predstavuje škodlivinu (25 % objemu ložiska). Ložisko je intenzívne tektonicky porušené. Nadložie ložiska tvoria kvartérne svahové hliny s úlomkami vápencov. Ložisko má tvar nepravidelného mnohouholníka. Ide o lavicu vápencov, obnaženú vplyvom denudácie. Ložisko má rozmery 220 x 150 m, s bázou ložiska 320 m n. m. V závislosti od morfológie povrchu po určenú bazu jeho hrúbka kolíše od 10 do 70 m. Maximálna hrúbka skrývky je 8 m, v priemere 6 m. Ložisko nie je v prevádzke.

Borinka-Prepadlé (47)

Ložisko je tvorené jurským karbonátovým komplexom. Surovinou sú tzv. *borinské vápence* na cementárske účely, ktoré sa vyznačujú značnou faciálnou variabilitou medzi vápencami a dolomitmi. Všetky variety karbonátov majú podobný makroskopický charakter. Generálny smer uloženia vrstiev je JZ – SV, miestami až V – Z, so sklonom vrstiev 10 – 35° na JV až J. Otvorený úsek ložiska má dĺžku asi 515 m, šírku 180 m a výšku 50 m. Maximálna výška je 119 m. Hornina je sivej a sivočiernej farby. Je celistvá (mikrokryštalická) až jemnozrnná, brekciovitá, rôzne bridličnatá. Prírodná kusovitost' má balvanovito-blokovitý charakter, veľkosť jednotlivých blokov je prevažne 15 – 40 cm, menej 40 – 70 cm. Hydrogeologické pomery sú jednoduché. Surovina sa ťažila v stenovom lome etážovým spôsobom, v areáli lomu sa drvila a triedila. Lanovkou sa dopravovala do cementárne v Stupave. V súčasnosti sa ložisko nevyužíva.

Marianka (48)

Okolie ložiska tvoria paleozoické horniny reprezentované žulovými intrúziami a sericitickými kremencami až kremitými fylitmi a horninami mezozoika, ktoré je vyvinuté vo fácií tzv. marianskych bridlíc. Vlastné ložisko tvoria fylity so sericiticko-chloritickým zložením. Pod kvartérnym pokryvom sa nachádzajú polohy silne zvetraných fylitov, ktoré spolu s kvartérnymi hlinami tvoria technologickú skrývku. V ložisku je dokumentovaná dislokácia smeru SV – JZ s úklonom 50 – 55° na JV. Povrchové časti ložiska sú rozpukané, s veľkosťou úlomkov 0,5 – 5 cm. Ide o kontaktne metamorfované ložisko. Ložisko má tvar nepravidelného obdĺžnika orientovaného v smere SSV – JJZ. Dĺžka ložiska je asi 600 m, šírka v hraniciach dobyvacieho priestoru 350 m. V závislosti od povrchu terénu po určenú bazu ložiska je hrúbka suroviny premenlivá. Pohybuje sa od 20 do 110 m. Absolútna hrúbka ložiska nie je známa, pretože ložisko nebolo overené až do podložia. Hrúbka skrývky je v priemere 3 m, maximálne 9 m. Ložisko sa ťažilo stenovým lomom v 2 etážach. V súčasnosti sa neťaží.

Buková (43)

Ložiskové územie budujú mezozoické horniny stredného a vrchného triasu patriace do hronika. Vlastné ložisko predstavuje niekoľko petrografických typov karbonátov. Hlavné zastúpenie majú dolomity, menej zastúpené sú dolomitické vápence a vápnité dolomity a v malej miere vápence. Vápence a dolomitické vápence sú bielej až sivobielej farby, jemnozrnné, masívne. Rozlíšiť ich možno len na základe obsahu MgO, menej podľa typického rozpadu dolomitických vápencov. Hornina je jemne prestúpená žilkami kalcitu. V dôsledku zlomovej tektoniky má ložisko kryhovú stavbu. Pozostáva z dvoch ložiskových telies nepravidelných doskovitých tvarov. Rozmery severného ložiskového telesa boli 640 x 170 m (ložiskové teleso je v súčasnosti v likvidácii). Južné ložiskové teleso má nepravidelný obdĺžnikový tvar so smernou dĺžkou (V – Z) 550 m a šírkou 250 m. Priemerná hrúbka ložiska je 56 m, maximálna hrúbka až 120 m. Priemerná hrúbka skrývky je 0,6 m a maximálna 5 m. Hĺbkovo je ložisko obmedzené úrovňou 260 m n. m. Hydrogeologické pomery sú jednoduché. Ložisko je otvorené povrchovými lomami na oboch stranách údolia. Súčasná ťažba je sústredená v severnom telese a lomová stena má tri etáže. Južná časť je rozfáraná na šiestich základných ťažobných rezochoch. Lomové steny majú sklon 75°.

Jablonica (41)

Ložisko tvoria sivé masívne a hrubolavicovité vápence až dolomitické vápence aniského veku, ktoré patria k tektonicky postihnutej okrajovej časti Malých Karpát. Na celom ložisku je zreteľné zvrásnenie vrstiev.

Skrývku tvoria svahové hliny s úlomkami karbonátov. Ložiskové teleso má tvar nepravidelného mnohoúhelníka, predĺženého v smere V – Z. Smerná dĺžka ložiska je asi 420 m, šírka asi 300 m a priemerná hrúbka 35 m. Skrývka má hrúbku do 2 m. Na ložisku sú veľmi jednoduché hydrogeologické pomery. Ťažba prebieha v dvoch etážach s celkovou výškou lomu 95 m.

Tehliarske suroviny

Borský Svätý Jur-východná časť (53)

Ide o exogénne zvetraninové ložisko. Surovinou sú panónske ílovité prachovce až íly, ktoré sa striedajú so slabo zaílovanými prachmi až pieskami. Hranice jednotlivých polôh sú ostré. Nadložie ložiska tvoria kvartérne viate piesky s premenlivou hrúbkou, ktorá lokálne dosahuje 10 m. Piesky sa využívajú ako ostrivo. Skrývku na ložisku tvoria slabo hlinité humózne piesky s priemernou hrúbkou 30 cm a skrývkový pomer na ložisku nepresahuje hodnotu 1 : 5 vrátane vnútornej skrývky. Vnútornú skrývku tvoria slabo ílovité prachy a piesky s hrúbkou 9 m s vložkami vápnatých pieskovcov a konkréciami CaCO_3 v zvetraninovej zóne.

K surovine sa počítajú viate piesky, terciérne piesky, piesčité prachy a prachovce, ílovité prachovce a prachovité íly. Ílovité prachovce sa podľa obsahu zrnitostnej frakcie menšej ako 0,002 mm rozdeľujú na 3 typy: 1. typ – obsah frakcie menšej ako 0,002 mm 27 %, 2. typ – obsah frakcie menšej ako 0,002 mm 40 %, 3. typ – obsah frakcie menšej ako 0,002 mm 50 %. Ložisko nie je tektonicky porušené. Ako celok je mierne sklonené na JZ, s generálnym sklonom 2 – 4°. Ložisko má dĺžku 1 000 m, šírku 800 m a plochu pôdorysu 70 ha. Hrúbka suroviny je premenlivá. V súčasnosti sa nevyužíva.

Borský Svätý Jur-západná časť (52)

Ide o exogénne zvetraninové ložisko. Na ložisku sú zastúpené panónske ílovité prachovce až íly, ktoré sa striedajú so slabo zaílovanými prachmi až pieskami a pieskovcami. Hranice jednotlivých polôh sú ostré. Súvrstvie panónskeho veku je prekryté kvartérnymi viatymi pieskami s veľmi premenlivou hrúbkou, ktorá je ojedinele až 10 m. Piesky sa využívajú ako ostrivo. V pieskoch ojedinele vystupujú polohy pieskovcov s hrúbkou do 35 cm. Skrývku tvoria slabo hlinité humózne piesky s hrúbkou 30 cm a skrývkový pomer na ložisku nepresahuje hodnotu 1 : 5 vrátane vnútornej skrývky. Ložisko ako celok je mierne sklonené na JZ, s generálnym sklonom 3 – 4°. Ložisko má dĺžku 380 m, šírku 330 m a plochu pôdorysu 10 ha. Hrúbka suroviny je premenlivá. V súčasnosti sa nevyužíva.

Devínska Nová Ves (54)

Ložisko budujú sedimenty terciéru a kvartéru. Surovinou je jemne dispergovaný vápnatý neogénny íl bádenského veku. Celková hrúbka ložiska je 30 m, piesok v nadloží má hrúbku 7 m. Uloženie suroviny je horizontálne. Rozmery ložiska sú 1 120 x 440 m. Skrývku tvorí piesčitá humusovitá hlina v hrúbke asi 0,5 m. Ložisko nie je zvodnené, leží nad miestnou erozívnu bázou. Horniny ložiska sú relatívne nepriepustné, hydrogeologické pomery sú jednoduché. Ložisko je otvorené ťažobnou jamou a rozfárané ťažobnými etážami. V súčasnosti sa nevyužíva.

Rudné suroviny

Výskyty rudných surovín sa v regióne viažu len na okraje priľahlej časti pohoria Malých Karpát. Mangánové rudy sa v minulosti hľadali aj ťažili v Malých Karpatoch v oblasti medzi Borinkou a Jablonovým. Začiatkom minulého storočia sa Mn rudy ťažili v chotári obce Stupava v okolí vrchu Hrabník. Pomerne rozsiahle pozostatky po ťažbe Mn rúd sú v lokalite Pod Zámčiskom a staré kutacie miesta sú známe aj z okolia Borinky. Pri Senici sa nachádzajú aj drobné výskyty Cu minerálov zastúpených bornitom, chalkopyritom a malachitom (Koděra et al., 1989).

Ložiská nevyhradených nerastov a ostatné ložiskové objekty

Z ložísk nevyhradených nerastov je na území Záhorskej nížiny evidovaných viacero lokalít štrkopieskov a pieskov [Vysoká pri Morave IV (68), Borský Peter (62), Borský Peter I (63), Borský Mikuláš (61), Sekule (60), Kúty (59), Moravský Svätý Ján (64, 65), Stupava-Lábske breziny (67), Kamenný Mlyn-Lipové vršky (66)], ako aj sialitických surovín [Konopiská (55), Dávid (57), Sedem tálov (56), Mláky (58)], z ktorých niektoré sa nepravidelne využívajú.

Pozostatky po ťažbe stavebných surovín predstavujú najmä staré opustené ťažobne na stavebný kameň, štrkopiesky a piesky, ktoré sa v minulosti využívali napr. pri regionálnej a miestnej výstavbe, stavbe ciest a pod. V hodnotenom území sa nachádzajú vo viacerých lokalitách.

Opustené pieskovne a štrkoviská spravidla nie sú žiadnym spôsobom rekultivované, podliehajú prirodzenej modelácii reliéfu a zarastajú vegetáciou, alebo sú zaplavené vodou. Negatívnou skutočnosťou je, že takéto opustené ťažobne sa spravidla využívajú ako nelegálne skládky rôznych druhov odpadu, najmä ak sú situované v blízkosti obcí a miest.

Ekonomický význam ložísk

Z hľadiska perspektívneho ekonomického využitia sa v regióne Záhoria nachádza najmä surovinový potenciál energetických, stavebných a nerudných surovín. Ložiská a výskyty rudných surovín v hodnotenom území nie sú v súčasnosti evidované.

Ekonomicky významným potenciálom nerudných a stavebných surovín sú najmä viete piesky. Na študovanom území ich reprezentujú intenzívne využívané ložiská Šajdíkovce Humence a Šaštín-Stráže, kde sa piesky ťažia na zlievarenské, sklárske a stavebné účely. Ostatné ložiská kremenných pieskov sa v súčasnosti nevyužívajú (Lakšárska Nová Ves). Ložiská štrkopieskov a pieskov sa ťažia na ložisku Vysoká pri Morave. Uvedené ložiská zabezpečujú kvalitnú surovinovú základňu pre široký región. Evidované ložiská tehliarskych surovín (Borský Svätý Jur, Devínska Nová Ves) sa v súčasnosti nevyužívajú.

Napriek veľkému množstvu evidovaných a využívaných ložísk energetických surovín (ropy, zemného plynu, gazolínu, lignitu) ťažba z uvedených ložísk nepredstavuje výrazný podiel na spotrebe surovín v rámci Slovenska. Celková ťažba v SR pokrýva asi 1 % spotreby ropy a zhruba 3 % spotreby zemného plynu. Z tohto hľadiska majú evidované ložiská (Gajary, Jakubov, Suchohrad, Závod, Studienka, Dúbrava, Láb, Vysoká, Borský Svätý Jur, Lakšárska Nová Ves) len okrajový ekonomický význam.

Z evidovaných ložísk lignitu (Kúty, Gbely, Štefanov, Lakšárska Nová Ves) sa v súčasnosti využíva len ložisko Gbely-dubniansky sloy s perspektívou ďalšej ťažby.

Vplyvy ťažby na životné prostredie

Pre územie Záhorskej nížiny je špecifický výskyt ložísk energetických surovín – zemného plynu a ropy – s rozľahlými dobývacími priestormi, ktoré sú spojené s využívaním vyťažených priestorov ako podzemných zásobníkov plynu (Závod, Studienka, Gajary, Jakubov, Láb, Vysoká, Borský Svätý Jur, Kúty). Kolektormi plynu a ropy sú neogénne súvrstvia so šošovkami prevažne pieskovcov a siltovcov v hĺbke zhruba od 500 do 1 500 m, v prípade ložiska Závod aj mezozoické dolomity v hlbokom neogénnom podloží, asi 4 500 m. V nadložných súvrstviach kolektorov pri Lakšárskej Novej Vsi v hĺbke 30 – 190 m sa zistilo aj ložisko lignitu. Ťažba ropy a zemného plynu je uzavretý cyklus a pri dodržaní technologických postupov nemá vplyv ani na plytšie umiestnené kolektory podzemnej vody, ani na povrchové časti ložiskového územia. Technologická, resp. ložisková voda, ktorá vzniká pri ťažbe a pri procese úpravy suroviny, sa vo forme kalov zatláča naspäť do ložiska. Pokiaľ ide o ložiskovú vodu a kal, tento proces nepredstavuje riziko pre horninové prostredie v hlbokom podloží. Nepriaznivým vplyvom na ovzdušie a rizikom v ložiskových oblastiach, najmä v okolí zberných stredísk, je spaľovanie sírovodíka pri odsírovaní plynu. Predstavuje však jediný možný spôsob jeho likvidácie.

Druhou významnou surovinou v regióne sú zlievarenské a sklárske piesky (Šajdíkovce Humence, Šaštín-Stráže). Sú produktom intenzívnej eolickej činnosti na nížine, majú veľké plošné rozšírenie a vytvárajú morfológicky vystupujúce typické útvary (duny a presypy). Ťažba ložísk väčšinou predstavuje výrazný zásah do pôvodného reliéfu. V prípade ťažby pod miestnou erozívnu bázou je pravdepodobné vytvorenie otvorených vodných plôch vo vyťažených priestoroch. Na nížine sa nachádza viacero takýchto vodných nádrží, ktoré vznikli v starých ťažobných jamách. Dnes sa využívajú rekreačne a v ich okolí sú početné chatové osady. Zároveň prispeli k zvýšeniu biodiverzity územia, preto v tomto zmysle je potrebné zohľadňovať aj podmienky rekultivácie po skončení ťažby. Pretože sa v bezprostrednom okolí niektorých ložísk môžu nachádzať maloplošné chránené územia (prírodné rezervácie chrániace prirodzené mokriny), je potrebné zabrániť ich priamemu negatívnemu ovplyvneniu vlastnou ťažobnou činnosťou (uloženie skrývky, doprava, výstavba objektov).

Ložiská pieskov a štrkopieskov sa nachádzajú v poriečnej nive Moravy (Vysoká pri Morave) a Rudavy (Malé Leváre). Hladina podzemnej vody v ťažobni je v priamej hydraulickéj spojitosti s hladinou vody v povrchovom toku. Vo vyťažených priestoroch pod úrovňou hladiny vznikajú otvorené nádrže podzemnej vody. Ložiská pri Vysokéj pri Morave ležia v krajine modelovanej činnosťou rieky s riečnymi terasami a širokou riečnou nivou so zaplavovanými nivnými lúkami a lužnými lesmi, husto pretkanými sieťou starých ramien, riečnych jazier a sezónnych mokradí. Pri vysokých vodných stavoch býva územie zaplavované, a preto na ochranu ťažobných polí sú potrebné ochranné hrádze.

VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY

1. Devínska Nová Ves – Štokeravská vápenka

Uvedená lokalita sa nachádza pri mestskej časti Bratislava-Devínska Nová Ves na severnom svahu Devínskej Kobyly v opustenom vápencovom lome (súradnice GPS: 48,12 S, 17,01 V; Hudáčková et al., 2011; obr. 22). Bola objavená počas 2. svetovej vojny. Nálezisko pozostáva z niekoľkých paleokrasových puklín v tmavých rekryštalizovaných jurských vápencoch. Najväčšia puklina (tzv. klasická Zapfeho špalta) je široká približne 2 až 3 m. Tiahne sa takmer po celej výške skalného odkryvu s prechodom terestrických sedimentov (úlomky vápenca, balvany karbonátov, fragmenty paleotém, terra fusca a terra rossa) stredného bádenu do morských piesčitých sedimentov vrchného bádenu (Sabol a Holec, 2002). Na základe fosílnych nálezov cicavcov z terestrických usadenín puklín sa lokalita datuje do obdobia stredného bádenu (spodný astarak, spodná časť biozóny MN 6) (Cicha et al., 1972; Fejfar, 1974).

Zistené fosílné spoločenstvo poukazuje na polostrovný až ostrovný ekosystém s dominanciou subtropickej lesnej humídnej vegetácie so zdrojmi sladkej vody a s ojedinelými otvorenými plochami (Hudáčková et al., 2011).

2. Devínska Nová Ves – Štokeravská vápenka-Bonanza

Lokalita sa nachádza pri mestskej časti Bratislava-Devínska Nová Ves na úpätí Malých Karpát vo východnej časti Štokeravskej vápenky (súradnice GPS: 48,1978 S; 16,9791 V; Hudáčková et al., 2011; obr. 22). Objavil ju v roku 1984 amatérsky paleontológ Š. Meszároš. Lokalitu reprezentuje široká puklina zsz.-vjjv. smeru v spodnojurských vápencových brekciách s fragmentmi podložných triasových vápencov. Šírka pukliny sa pohybuje od 2,6 do 3,5 m. Jej hĺbka je zhruba 5 m. Puklina je vyplnená balvanmi a úlomkami vápencov a morskými piesčitými sedimentmi. Nachádzajú sa v nej zvyšky terestrických a morských stavovcov – chobotnatcov, žralokov, rýb, tuleňov a lastúrnikov (Hodrová, 1988; Holec, 2001; Holec et al., 1987). Zo stratigrafického hľadiska je lokalita mladšia ako Štokeravská vápenka a reprezentuje pravdepodobne iniciálnu fázu vrchnobádenskej transgresie (Holec et al., 1987; Sabol a Kováč, 2006). Jej vek bol stanovený na základe fauny hlodavcov a hmyzožravcov (Sabol, 2005a, b) na vrchnú časť biozóny MN 6 (spodný astarak).

Z uvedenej lokality boli opísané nové druhy živočíchov: *Bufo priscus* ŠPINAR, KLEMBARA et MESZÁROS (Špinar et al., 1993), *Storchia meszaroshi* SABOL (Sabol, 2005a) a *Devinophoca claytoni* KORETSKY et HOLEC (Koretsky a Holec, 2002).

Na základe nájdených fosílnych spoločenstiev sa konštatovalo, že v okolí lokality sa nachádzala subtropická lesná humídna vegetácia so zdrojmi sladkej vody a s ojedinelými otvorenými plochami pri skalnatom až piesčitom pobreží plytkého mora s koralovým ekosystémom (Hudáčková et al., 2011).

3. Devínska Nová Ves-Sandberg

Lokalita Sandberg, bývalá pieskovňa, sa nachádza na južnom okraji bratislavskej mestskej časti Devínska Nová Ves (súradnice GPS: 48,2016 S; 16,9764 V; Hudáčková et al., 2011; obr. 22). V súčasnosti je to chránená paleontologická lokalita (fototab. V, obr. 4).

Lokalita reprezentuje stratotyp *sandberských vrstiev* – okrajových sedimentov *studienčanského súvrstvia* vrchnobádenského veku. Tieto vrstvy transgredujú na lokalite Sandberg na mezozoické podložie (Baráth et al., 1994). Zo *sandberských vrstiev* bolo opísané bohaté spoločenstvo mäkkýšov. Z biostratigraficky významných druhov sa zistili bivalvie *Striarca papillifera* (M. HOERN.), *Pecten aduncus* EICHW. a *Chlamys elegans* (ANDRZ.) a gastropódy *Gibbula affinis pseudoangulata* BOETTG., *Rissoina decussata* (MONT.), *Astraea meynardi* (MICHEL.), *Turritella tricincta* BORS. a i. (Švagrovský, 1981a). Okrem mäkkýšov boli z uvedených vrstiev opísané foraminifery *Amphistegina hauerina* ORB., *Heterostegina politatesta* PAPP-KUEPPER a *Bolivina dilatata maxima* CICHA – ZAPL., zástupcovia rodov *Nonion*, *Elphidium* a *Quinqueloculina*, ostrakódy *Aurila cicatrosa* (REUSS), *Citherella dilatata* (REUSS), *Bairdia subdeltoidea* (MÜNST.), *Xestolebris ovulum* (REUSS), *Costa reticulata* (REUSS) a *Cyamocytheridea dérii* (ZALÁNYI) (Jiříček in Švagrovský, 1978), zvyšky stavovcov (Thenius, 1952) a zuby rýb a žralokov (Holec, 2001). Z litotamniových vápencov nachádzajúcich sa na tejto lokalite boli spracované riasy (Schaleková, 1969, 1978).

Zoznam stavovcov nájdených na lokalite Sandberg do polovice 90. rokov spracovali Holec a Sabol (1996).

V posledných rokoch sa na uvedenej lokalite našiel pancier korytnačky *Trionyx rostratus* ARTH. (Holec a Schlögl, 2000), zuby miocénnych hominidov (Holec a Emry, 2003) a zuby krokodílov (Holec a Schlögl, 2004; Schlögl a Holec, 2004).

4. Stupava-Vrchná hora

Lokalita sa nachádza na južnom svahu a vrchole kóty 280 Vrchná hora, ktorá je juv. od obce Stupava (fototab. III, obr. 1). Tvorí ju plošný odkryv na svahu (súradnice GPS: 48,1538 S; 17,0247 V; obr. 22), v ktorom vystupujú piesky *stupavských vrstiev*, a na vrchole kóty (súradnice GPS: 48,1541 S; 17,0249 V), kde sa nachádzajú rozrušené litotamniové vápence.

Stupavské vrstvy, vychádzajúce na povrch na svahoch Vrchnej hory, sú zložené z pieskov, pieskovec a litotamniových vápencov. Litotamniové vápence sa nachádzajú na vrchole kóty a tenké vrstvy týchto vápencov sa zistili aj uprostred vrstvového sledu odkrytého na západnom a sz. úpätí Vrchnej hory (Vass a Špička, 1970). Vápence sú svetlosivozltej farby a zvetrávajú dosiva. Na povrchu zvetranej horniny sa nachádzajú stielky litotamnií, ojedinele odtláčky schránok mäkkýšov. Ich výskyt na Vrchnej hore bol známy už v druhej polovici 19. storočia, keď ich zobrazil Andrian (1863) na geologickej mape v mierke 1 : 144 000.

Z pieskov *stupavských vrstiev* z Vrchnej hory bolo opísané bohaté spoločenstvo morských gastropódov a bivalvií. Zo stratigraficky významných druhov sa našli bivalvie *Flabellipecten besseri* (ANDR.), *F. solarium* (LAM.), *Aequipecten elegans* (ANDR.) a *A. malvinae* (DUB.) (Buday, 1939). V pieskoch boli identifikované chudobné a málo diverzifikované spoločenstvá foraminifer, v ktorých mali najhojnejšie zastúpenie zástupcovia rodu *Elphidium* [*E. crispum* (L.), *E. macellum* (F.-M.), *E. fichtelianum*, *E. rugosum* (ORB.)] a druh *Ammonia beccarii* (L.) (Zlinská, 2007).

V litotamniových vápencoch boli identifikované červené riasy *Phymatolithon calcareum* (fototab. III, obr. 7), *Lithothamnion minervae* (fototab. III, obr. 8), *L. ramosissimum*, *L. valens*, *Sporolithon* sp., *Mesophyllum sancti-dionysii*, *Spongites* sp. a *Lithophyllum* sp. (Hrabovský a Fordinál, 2012).

5. Jablonové – pieskovňa

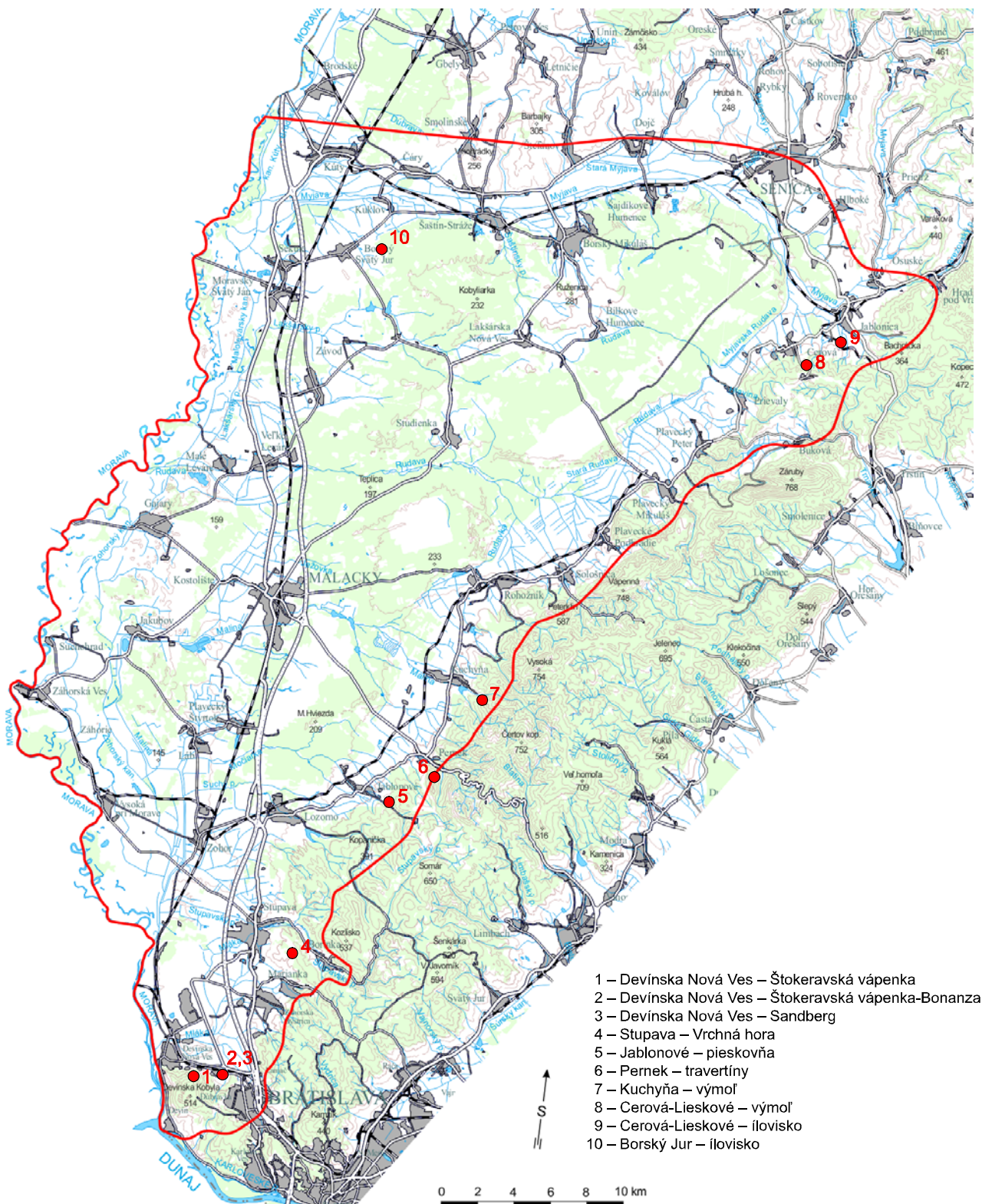
Lokalitu tvorí stenový, značne zasutinený odkryv opustenej pieskovne na sv. okraji obce (súradnice GPS: 48,2027 S; 17,0607 V; obr. 22), ktorý má dĺžku asi 20 m a maximálnu výšku asi 3 m (fototab. V, obr. 5). Vystupujú v ňom usadeniny *sandberských vrstiev*. Sedimentárny sled má smerom od podložia do nadložia takýto charakter:

Spodnú časť odkryvu tvorí v neúplnej hrúbke 60 cm vrstva žltého drobnozrného až strednozrného piesku, v ktorom sú prítomné schránky morských lastúrnikov. Geneticky ide o typický litorálny sediment. V jeho nadloží je vrstva drobnozrného piesčitého štrku hrubá 15 – 20 cm s pozitívnou gradáciou klastického materiálu. Stredne až dobre zaoblené obliaky s priemerom 0,3 – 0,8 cm tvorí prevažne čierny kremeň. Hojne je prítomný aj detrit schránok morských lastúrnikov. Na spodnej časti vrstvy sú časté lievikovité prieniky štrku do podložného piesku. Ide o typické únikové textúry po mäkkých bentických morských organizmoch, ktoré sú známe z klastických litorálnych sedimentov. Nad ňou sa nachádza komplex žltosivých drobnozrných pieskov s nevýraznou vrstvitosťou a s vertikálnou odlučnosťou hrubý 1,4 m. Pozorovateľná je šošovkovitá a čerinová laminácia vo veľkých, šikmo zvrstvených šošovkách pretiahnutých v s.-j. smere. V sedimente sú roztrúsené aj väčšie tenkostenné, silne odvápnené schránky lastúrnikov v autochtónnej pozícii. Vo vrchnej časti komplexu je šikmé zvrstvenie výrazné a objavujú sa tu aj stopy po hrabavej bioturbácii v podobe subvertikálnych kanálikov podobných *Ophiomorpha*. Nad šikmo zvrstveným komplexom je diageneticky modifikovaný horizont hrubý 30 cm, tvorený in situ spevnenými vápnitými piesčitými konkréciami nepravidelných bochníkovitých a subsférických tvarov s dĺžkou do 1 m alebo s priemerom 10 – 30 cm. Často sú obklopené neskorodiagenetickým pedogénnym kriedovitým karbonátom. Vznik takýchto konkréciových horizontov interpretujeme v príbrežnej pochovanej zóne pri interakcii morskej a meteorickej vody v procese dočasného vynorenia.

V nadloží uvedeného horizontu je vrstva žltosivých homogénnych alebo homogenizovaných strednozrných pieskov hrubá 70 cm, naznačujúcich litorálny pôvod. Nad nimi je znova prerušovaný horizont diagenetických pieskovec hrubý 30 cm s dĺžkou šošoviek až 3 m. Znova ide o pochovanú diagenézu v procese dočasného vynorenia v plytkej príbrežnej zóne. Na spodnej ploche jednej z diagenetických šošoviek sa zistila kľukatá štruktúra hrubá asi 4 cm, podobná bioturbácii typu *Thalassinoides*, ktorá často indikuje parasekvenčné hranice – povrchy maximálneho splytčenia.

6. Pernek – travertíny

Lokalita sa nachádza na z. okraji Malých Karpát na J od Perneka (súradnice GPS: 48,2356 S; 17,0938 V, obr. 22). Ide o výskyt sladkovodných pramenných vápencov z interglaciálneho obdobia (ém) (fototab. X, obr. 1).



Obr. 22. Významné geologické lokality v regióne Záhorská nížina (zostavil: K. Fordinál, 2012).

Celý blok pramenných vápencov s výškou 2,5 m, šírkou 3,5 m a odhadovanou dĺžkou 4 – 5 m pozostáva zo zemitých pieskovcových až štruktúrnych penovcov svetlosivej, bielej a krémovej farby. V niektorých vrstvách je hojná prítomnosť inkrustovanej flóry v podobe odtlačkov listov drevín (fototab. X, obr. 2). V okolí telesa v hlinito-kamenitých sutinách sa nachádza veľké množstvo úlomkov penovcov, ktoré sa postupne vplyvom zrážkovej vody rozpúšťajú a spolu so svahovými hlinami tvoria sivobielu plastickú hmotu.

AMS datovaním sa stanovil vek sedimentov na viac ako 50 000 r. BP (Moravcová, 2012).

7. Kuchyňa – výmoleň

Lokalita sa nachádza v stene výmoleňa južne od obce Kuchyňa (súradnice GPS: 48,2353 S; 17,0936 V; obr. 22), v ktorom na malej ploche vystupujú na povrch vrstvy sivobielych tufov (fototab. II obr. 7). Na vrstvových plochách tufov sa ojedinele nachádzajú zle zachované odtlačky plodov a listov. Identifikované boli listy patriace k druhu *Daphnogene polymorpha*, *Junglans* sp., *Dictylophyllum* sp., *?Salix varians* (fototab. II, obr. 8), *?Ampelopsis* sp. a *?Quercus* sp. a k zástupcom čeľade Lauraceae (Kučerová in Fordinál et al., 2010). Ide o prvý výskyt vulkanického materiálu zisteného v sedimentoch *devínskonovoveského súvrstvia*.

Mikroskopickým štúdiom sa zistilo, že tuf má podpornú stavbu matrixu a je zložený z klastov a úlomkov skla. Klasty majú strapaté okraje a úlomky skla sú charakteristicky vyduté dovnútra, čo poukazuje na to, že ide o uloženiny napadaných tufov (*ash-fall*). Pre úlomky vulkanického skla sú charakteristické stopy po trhaní expandujúcimi plynmi. Výrastlice plagioklasu a biotitu sú produktom explozívne dezintegrovannej juvenilnej magmy. Sklo má ryolitové zloženie. Vystupujú tu aj drobné kryštaloklasty živcov, kremeňa a biotitov. Identifikovaný bol aj ortopyroxén, apatit, ilmenit a titanomagnetit. V medzizrnových priestoroch a póroch sa nachádza výplň typu illit-smektit a kaolinit. V základnej hmote sú prítomné kryštaloklasty tabuľkovitého plagioklasu, biotitu s tabuľkovitým, lištovitým a ihličkovitým habitom a kremeňa (Simon et al., 2009).

8. Cerová-Lieskové – výmoleň

Lokalita sa nachádza asi 1,5 km jv. od obce Cerová j. od Jablonice (súradnice GPS: 48,3427 S; 17,2138 V; obr. 22). Tvoria ju defilé stenových odkryvov v hlbokéj erozívnej ryhe, občasne drénujúcej vyvýšenej oblasti Malých Karpát smerom do Viedenskej panvy. V odkryvoch sú pozorovateľné jablonické zlepenca spodnomiocénneho (karpatského) veku.

V spodnej časti profilu sa nachádzajú chaotické piesčité konglomeráty so zle triedeným polymiktným klastickým materiálom, od piesčitej frakcie až po balvany s priemerom do 50 cm. Opracovanie klastov je rôzne – od zaoblených až po subangulárne. Sú tu pozorovateľné dva depozičné cykly s veľkorozmerným progradácnym šikmým zvrstvením, oddelené vrstvou silnejšie cementovaného drobnozrnného piesčitého zlepenca.

Interpretujeme ich ako typickú fáciu aluviálnej vejárovej delty s vysokou akumulácnou dynamikou.

V nadloží tohto komplexu možno pozorovať niekoľko vrstiev (s hrúbkou do 80 cm) šošovkovito zvrstvených netriedených konglomerátov s piesčito-ílovitou prímiesou, reprezentujúcich produkty prívalových neusporiadaných tokov.

Najvyššia časť odkryvu má výraznú vrstvitosť, vykazujúcu postsedimentárne tektonické sklonenie súboru hornín smerom na západ (280/22°).

Spodnú časť tohto úseku tvoria minimálne dve vrstvy (hrúbka do 40 cm) laminovaného hrubozrnného pieskovca so znakmi korýtkovo-kopčekovitého zvrstvenia. Sled sa usadil pravdepodobne z neusporiadaného subakválneho gravitačného toku v relatívne plochom reliéfe v zóne bázy búrkového vlnenia. Vrstvy sú oddelené plochou šošovkou hrubozrnných piesčitých konglomerátov s dobre zaobleným klastickým materiálom. Imbrikácia obliakov naznačuje smer transportu na severozápad. Z hľadiska depozície ide o výplň subakválneho plochého korýtko.

Nad pieskovcovým sledom takmer bez erozívneho kontaktu nasleduje komplex pozitívne gradovaného piesčitého zlepenca s výrazným šikmým zvrstvením hrubý asi 2 m. V jeho nadloží je sled progradujúcich pieskovcových šupín s ostrými bazálnymi plochami, oddelených piesčitými zlepenkami. Bazálne plochy pieskovcov nesú výrazné stopy usmerného hydroplastického vtlačania. Usmernenie „load cast“ na plochách jednotlivých šupín vykazuje značný rozptyl – od smerovania na SZ až po západné smery. Ide pravdepodobne o produkty subakválnych semiplanárnych divočiach tokov na povrchu aluviálnej delty.

Sedimenty tejto lokality možno vo všeobecnosti charakterizovať ako faciálne pestrú suitu subakválnej aluviálnej vejárovej delty smerujúcej od dnešného pohoria Malých Karpát generálne na SZ. Pestré zloženie klastického materiálu so zastúpením exotík naznačuje širšiu zdrojovú oblasť obsahujúcu aj jednotky ?go-sauskej kriedy, dnes už na povrchu neznáme.

9. Cerová-Lieskové – ílovisko

Lokalitu tvorí staré ílovisko (fototab. I, obr. 5) nachádzajúce sa asi 1,5 km sv. od obce Cerová-Lieskové (súradnice GPS: 48,5855 S; 17,4079 V; Hudáčková et al., 2011; obr. 22). Pôvodná ťažobná stena íloviska je v súčasnosti v spodnej časti zasutinená. V ílovisku vystupujú sedimenty *lakšárskeho súvrstvia* zložené zo sivých laminovaných ílov a siltov s tenkými vrstvičkami pieskovcov. Obsahujú faunu mäkkýšov (gastropódov, bivalvií a skafofódov), reprezentovanú taxónmi *Amalda glandiformis* (LAMARCK), *Balantium collina* (JANSEN et ZORN), *Mitrella hilberi* (COSSMANN), *Parvamussium felsineum* (FORESTI), *Macoma elliptica* (BROCCHI), *Gadila gracilina* Sacco atď. (Harzhauser et al., 2011), otolitov *Myctophum pulchrum* (PROCHÁZKA), *Symbolophorus meridionalis* (STEURBAUT), *Notoscopelus mediterraneus* (KOKEN), *Lampichtys schwarzhansi* (BRZOBOHATÝ) a *Diaphus debilis* (KOKEN) (Chalupová a Ledvák, 2007). Boli z nich opísané aj rastlinné zvyšky (Sitár, 2001). Sedimenty lakšárskeho súvrstvia odkryté v ílovisku sa usadzovali s relatívne vysokou rýchlosťou v prostredí plytkého batyálu v disoxickom až nízko oxickom prostredí (Hudáčková et al., 2011).

10. Borský Svätý Jur – ílovisko

Lokalitu tvorí staré opustené hlinisko tehelne na jv. okraji obce Borský Svätý Jur (súradnice GPS: 48,6197 S; 17,0597 V; Hudáčková et al., 2011; obr. 22). Sú v ňom odkryté íly, siltové íly a drobnozrnné piesky *záhorských vrstiev bzeneckého súvrstvia*. Našli sa v nich bohaté spoločenstvá ostrakódov, mäkkýšov a stavovcov. Z ostrakódov sa zistili druhy *Candona* (*Candona*) *mutans* POKORNÝ, *C. (Caspiolla) unguicula* (REUSS), *Cyprideis heterostigma* (REUSS), *Hemicytheria biornata* (ZALÁNYI) a i. (Pipík a Holec, 1998). Okrem ostrakódov sa vyskytli aj gastropódy *Melanopsis affinis* HANDMANN a *M. vindobonensis* FUCHS, lastúrnik *Congerina subglobosa* PARTSCH, otolit rýb *Sciaena angulata* SCHUBERT a úlomky pancierov korytnáčiek podčeľade Emydinae. Zo stavovcov boli identifikované taxóny *Trogontherium* sp., *Monosaulax minutus* (H. v. MEYER), *Ictitherium viverrinum* (ROTH et WAGNER), *Perunium ursogulo* ORLOV, *Megacricetodon minor* (LARTET), *Democricetodon brevis* (SCHAUB), *Microtocricetus molassicus* FAHLBUSCH et MAYR, *Eumyarion latior* (SCHAUB et ZAPFE) a i. Ich výskyt umožňuje uvedené sedimenty zaradiť do raného vallesianu – zóny MN 9 (Joniak, 2002; Lupták, 1995a, b; Pipík a Holec, 1998).

ZÁVER

Geologická mapa regiónu Záhorská nížina v mierke 1 : 50 000 podáva kartografický obraz geologicky rozmanitého územia, zostavený na základe nového geologického mapovania a najnovších výsledkov biostratigrafického a petrografického výskumu. Textové vysvetlivky ku geologickej mape predstavujú aktuálnu syntézu poznatkov o geológii neogénnych a kvartérnych sedimentov výplne slovenskej časti Viedenskej panvy a paleozoických a mezozoických hornín Malých Karpát. Nové výsledky sa získali v súčinnosti s geologickým mapovaním regiónu Malé Karpaty, ktoré prebiehalo súčasne s mapovacími prácami v regióne Záhorská nížina.

Nové výsledky môžeme zhrnúť do týchto bodov:

1. Vytvorili sme nový kartografický obraz tatrika, ako aj nové výsledky z tektonického, litologického a petrologického hľadiska. V kryštaliniku Malých Karpát je novodefinované štruktúrne postavenie pezinskej a perneckej skupiny v štruktúrnom pláne, ich vzájomné tektonické vzťahy, ako aj postavenie v regionálnom kontexte.

2. Novú kartografickú podobu dostali mezozoické komplexy malokarpatského tatrika. Boli rozdelené na šesť neformálnych litostratigraficko-štruktúrnych jednotiek, ktoré sa líšia litostratigrafickou náplňou a štruktúrnym a priestorovým postavením.

3. Veľké zmeny nastali v kartografii a v celkovej interpretácii tektonickej stavby v najvyšších tektonických jednotkách (veternický, havranický a jablonický príkrov). Tie boli začlenené do veľkej tektonickej jednotky – hronika. Spodnú, mladopaleozoickú časť veternického príkrovu tvoria sedimenty nižnobocianskeho súvrstvia vrchného karbónu a maluzinského súvrstvia permu, v ktorom bolo vyčlenených šesť samostatných vrstvových členov.

4. Na stavbe Bukovskej brázdy sa podieľajú najmä sedimenty paleogénu, ktoré boli rozdelené na myjavsko-hričovskú skupinu a novodefinovanú malokarpatskú skupinu. Zároveň boli stanovené aj nové formálne litostratigrafické jednotky.

5. V rámci neogénnych sedimentov boli získané nové údaje, ktoré umožnili rozčleniť tieto sedimenty detailnejšie a začleniť ich do opísaných litostratigrafických jednotiek Viedenskej panvy.

6. Podrobným geologickým mapovaním bolo v rámci devínskonovoveských vrstiev vyčlenených viacero litotypov. Po prvýkrát sa v nich zistil aj výskyt vulkanických hornín – ryolitových tufov. Vzhľadom na genézu, rôznorodú litologickú náplň, ako aj hrúbku sme *devínskonovoveské vrstvy* začlenili do hierarchicky vyššej jednotky – súvrstvia.

7. Geologickým mapovaním kvartérnych usadenín v regióne sa zistilo veľké množstvo nových poznatkov týkajúcich sa ich priestorového rozšírenia, obsahovej náplne a charakteru uloženia. Boli identifikované nové neotektonické prejavy. Zistilo sa, že v porovnaní s predchádzajúcimi výskumami majú väčšie rozšírenie najmä proluviálne sedimenty západného úpätia Malých Karpát a fluviálne sedimenty rieky Moravy v terasovom vývoji, ktoré pozostávajú najmä z piesčitých akumulácií. Veľká časť eolických pieskov uvádzaných v starších prácach bola na základe najnovšieho výskumu preklasifikovaná na fluviálne piesky. Na úpätí Malých Karpát sa našli doteraz neznáme výskyty travertínov (Borinka a Pernek). V rámci kvartéru sa celkovo vyčlenilo veľké množstvo genetických typov uložení, a najmä ich nových kombinácií.

8. Po prvýkrát boli exaktne datované eolické piesky, a to metódou OSL. Metódou AMS sa zistil vek tvorby travertínov, rašeliny a fosílnych zvyšky kostí z terasových sedimentov rieky Moravy.

9. Datovanie fluviálnych sedimentov odkrytých pri Plaveckom Štvrtku metódou OSL poukázalo na disproporciu medzi ich zaradením na základe morfopozície a získaných údajov. V budúcnosti by bolo potrebné venovať sa uvedenému problému v širšom rozsahu.

10. Zhodnotenie geofyzikálnych údajov na povrchovej geologickej mape prispelo k zobrazeniu digitálneho modelu reliéfu terénu a mapy prírodnej rádioaktivity, ktoré poukazujú najmä na najmladšie formy modulácie reliéfu terénu a z toho vyplývajúce geologické závery.

11. Zistila sa tóriová anomália – najrozsiahlejší anomálny objekt v rámci Slovenska upozorňujúci na možné riziko vyplývajúce z vyššej koncentrácie uránu v intraviláne Bratislavy (potrebné v budúcnosti overiť).

12. V budúcnosti by bol prínosom väčší podiel geofyzikálnych prác takéhoto typu, pretože sa zvyšuje potreba vedomostí o hlbších litostratigrafických horizontoch. To by ale znamenalo úplne prepracovať metodiku spracovania mapy MGII. Len tak sa môžu výstupy geofyzikálnych metód začleniť medzi ostatné geologické disciplíny ako rovnocenné metódy.

LITERATÚRA

A

- Abel, O., 1902: Zwei neue Menschenaffen aus den Leithakalkbildungen des Wiener Becken. Sitz.-Ber. K. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. (Wien), 111, 10, 1 171 – 1 207.
- Ambrož, V., 1947: Spráše pahorkatín. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 16, 225 – 280.
- Andrian, F., 1863: Original Blatt 35 Stampfen, Pressburg, Modern, Warlburg 1 : 144 000. Manuskript. Viedeň, archív GBA.
- Andrian, F., Paul, K. M. a Foetterle, F., 1863: Umgebung von Malaczka und Senitz. Manuskript. Viedeň, archív GBA.
- Andrian, F. F. a Paul, K. M., 1864: Die geologischen Verhältnisse der kleinen Karpathen und der angrenzenden Landgebiete im nord-westliche Ungarn. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 14, 325 – 366.
- Andrusov, D., 1938: Karpathen-Miozän und Wiener Becken. Petroleum, 34, 27, 1 – 9.
- Andrusov, D., 1958: Geológia československých Karpát, I. Vyd. Bratislava, Slov. Akad. Vied, 1 – 304.
- Andrusov, D., 1965: Apercu général sur la géologie des Carpathes occidentales. Bull. Soc. géol. France (Paris), 7, 1 029 – 1 062.
- Andrusov, D., Bystrický, J. a Fusán, O., 1973: Outline of the structure of the West Carpathians, Guide book for geological excursion X. Congr. CBGA. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 5 – 45.
- Arzmüller, G., Buchta, Š., Ralbovský, E a Wessely, G., 2006: The Vienna basin. In: Golonka, J. a Picha, F. J. (eds.): The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 84, 191 – 204.

B

- Bacmaňáková, N., 1963: Rohožník, hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bacmaňáková, N. a Pavúr, 1964: Rohožník, hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bačík, P. a Uher P., 2007: Minerály turmalinovej skupiny z redeponovaných turmalinitov v spodnotriasových kremencoch tatrika – chemické zloženie a petrogenetický význam. Miner. slov. (Bratislava), 39, 3, 185 – 196.
- Bagdasaryan, G. P., Gukasyan, R. Kh., Cambel, B. a Veselský, J., 1982: The age of Malé Karpaty granitoid rocks determined by Rb-Sr isochron method. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 33, 2, 131 – 140.
- Bagdasaryan, G. P., Gukasyan, R. Ch., Cambel, B. a Veselský, J., 1983: Rb-Sr ages of metamorphic rocks of the Malé Karpaty crystalline complex. Geol. carpath. (Bratislava), 34, 4, 387 – 397.
- Balász, C., Kamrás, A. a Džuppa P., 2009: Viedenská panva – 3D seizmické meranie v oblasti Láb, vyhľadávací podrobný ložiskový geologický prieskum. Geophysical services Ltd. Budapest. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Balász, C., Kamrás, A., Džuppa, P. a Daragó, A., 2010: Viedenská panva – 3D seizmické meranie Vysoká v oblasti, podrobný ložiskový geologický prieskum – (geofyzikálne práce). Geologická úloha: Vyhľadávacie a prieskum ložísk v PÚ Bažantnica. Geophysical services Ltd. Budapest. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Baláž, J., 2000: Plastic Omnium Lozorno stavba 2 a 3. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bamiš, J., 1970: Hydrogeologický prieskum pre autokemping Lozorno. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Banasová, M., Kopčáková, J. a Reháková, D., 2004: Asociácie vápnitých dinoflagelát z lokalít Devínska Nová Ves, Malacky, Stupava a ich využitie pre paleoekologické interpretácie. 5. paleontologická konferencia, Bratislava, jún 2004. Zborník abstraktov. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 9 – 10.
- Banasová, M. a Reháková, D., 2003: Asociácie vápnitých dinoflagelát studienkeho súvrstvia – distribúcia, taxonómia a ich využitie ako paleoekologického indikátora (vrchný bádén, Viedenská panva). Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. (Ostrava), Ř. horn.-geol., XLIX, 4, 84 – 86.
- Baňacký, V., Elečko, M., Modlída, I. a Čechová, A., 1991: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy 34-412 (Moravský Ján-2), 34-421 (Kúty-1), 34-243 (Holíč-3), 34-234 (Břeclav-4), 34-241 (Holíč-1). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Baňacký, V., Elečko, M., Potfaj, M. a Vass, D., 1996a: Geologická mapa Chvojnickej pahorkatiny a severnej časti Borskej nížiny v mierke 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Baňacký, V., Elečko, M., Vass, D., Potfaj, M., Slavkay, M., Iglárová, L. a Čechová, A., 1996b: Vysvetlivky ku geologickej mape Chvojnickej pahorkatiny a severnej časti Borskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 144 s.
- Baňacký, V. a Sabol, A., 1969: Základný geologický výskum kvartéru Záhorskej nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Baňacký, V. a Sabol, A., 1973: Geologická mapa Záhorskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Baráth, I., 1993a: Podmienky sedimentácie a zdrojové oblasti spodno a strednomiocénnych hrubých klastík v zóne alpsko-karpatského styku. Kandidátska dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied.
- Baráth, I., 1993b: Vrchnobádenský rífový komplex na východnom okraji Viedenskej panvy. In: Hamršmíd, B. (ed.): Nové výsledky v terciéru Západných Karpát (Sborník referátů z 10. konferencie o mladším terciéru, Brno, 27. – 28. 4. 1992). Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 15, 177 – 197.
- Baráth, I., 2009: Sedimentologický opis vybratých lokalít neogénnych a kvartérnych sedimentov v južnej časti Záhorskej nížiny. In: Forđinál, K., Maglay, J., Nagy, A., Polák, M., Filo, I., Olšavský, M., Plašienka, D., Kohút, M., Bezák, V., Németh, Z., Abelová, M., Šimon, L., Kollárová, V. a Kováčiková, M., 2009: Vysvetlivky ku geologickým mapám v M 1 : 25 000 listov: 44-232 Devín, 44-241 Bratislava-Karlova Ves (časť), 44-214 Bratislava-Devínska Nová Ves, 44-223 Bratislava-Záhorská Bystrica (časť), 44-212 Zohor, 44-221 Stupava (časť), 34-434 Záhorská Ves, 34-443 Jablonové (časť), 34-444 Modra-Harmónia (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Baráth, I., Hlavatý, I., Kováč, M., Hudáčková, N. a Šály, B., 2001: Northern Vienna Basin history: Depositional systems within the Miocene time framework. Scr. Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun., Geol. (Brno), 30 (2000), 123 – 141.
- Baráth, I. a Kováč, M., 1989: Podmienky sedimentácie a zdrojové oblasti egenburských klastík v západnej časti Západných Karpát. Knih. Zem. Plyn Nafta 9, Miscell. Micropaleont. (Hodonín), IV, 55 – 86.
- Baráth, I., Kováč, M., Hudáčková, N. a Hlavatý I., 2003: The Karpatian in the Vienna Basin. In: Brzobohatý, R., Cicha, I., Kováč, M., Rögl, F., Adámek, J., Adamová, M., Andreyeva-Grigorovich, A. S., Bajraktarevic, Z., Baráth, I., Binder, H., Bohn-Havas, M., Böhme, M., Čorić, S., Čtyrůk, J., Daxner-Hock, G., Doláková, N., Ferhatbegovic, Z., Fodor, L., Gregorová, R., Halássová, E., Harzhauser, M., Hladíková, J., Hladilová, Š., Hlavatý, L., Holcová, K., Hudáčková, N., Jeleň, B., Kroh, A., Kvaček, Z., Látal, Ch., Mandić, O., Mărunteanu, M., Nagymarosy, A., Olshtynska, A., Oszczyppo, N., Oszczyppo-Clowes, M., Pálenský, P., Pavelič, D. E., Petrová, P.,

- Piller, W. E., Pisera, A., Polesný, H., Pospíchalová, E., Reichenbacher, B., Rifelj, H., Roetzel, R., Saftić, B., Schultz, O., Slamková, M., Sliva, L., Šikula, J., Švábenická, L., Tempfer, P. M., Vass, D., Vavra, N., Vrabac, S., Wessely, G., Zlinská, A. a Zorn, I., 2003: The Karpatian, A lower Miocene stage of the Central Paratethys. Brno, 101 – 106.
- Baráth, I., Nagy, A. a Kováč, M., 1994: Sandberské vrstvy – vrchnobádenské marginálne sedimenty východného okraja Viedenskej panvy. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 99, 59 – 66.
- Bartek, V., 1989: Nové litostratigrafické členenie vrchného panónu a pontu v slovenskej časti Viedenskej panvy. Miner. slov. (Bratislava), 21, 3, 275 – 281.
- Bárta, R., Kováčiková, M. a Tomanová, E., 1986: Regionálna interpretácia v Západných Karpatoch, r. 1986. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bárta, R. a Kováčiková, M., 1988: Geofyzikálny výskum územia veľkej Bratislavy a okolia, etapová správa, roky 1986 – 1988. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bárta, R., Kováčiková, M., Nosko, V., Plašienka, D., Putiš, M., Kováč, M., Michalík, J. a Szalaiová, V.: 1989: Geofyzikálny výskum širšieho okolia Bratislavy – oblasť Malé Karpaty – jv. Záhorskej nížiny a sz. časť Podunajskej nížiny, r. 1985 – 1989. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Beck, H. a Velters, H., 1904: Zur Geologie der Kleinen Karpaten, eine stratigraphisch-tektonische Studie. Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarns Oriens (Wien – Leipzig), 16, 1 – 2, 1 – 106.
- Began, A., Hanáček, J., Mello, J. a Salaj, J., 1984: Geologická mapa Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Beidinger, A. a Decker, K., 2011: 3D geometry and kinematics of the Lasseer flower structure: Implications for segmentation and seismotectonics of the Vienna Basin strike-slip fault, Austria. Tectonophysics (Amsterdam), 499, 22 – 40.
- Benejová, I., 1985: Faciálna analýza bádenských litotamniových vápencov na lokalite Rohožník. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Benešová, E., 1958: Mikrobiostratigrafický výskum centrálne-karpatského paleogénu v Malých Karpatech. Manuskript. Praha, Geofond.
- Berger, W., 1951: Pflanzreste aus dem tortonischen Tegel von Theben-Neudorf bei Pressburg. Sitz.-Ber. K. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. (Wien), I, 160, 273 – 278.
- Biela, A., 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. Záhorská nížina, Podunajská nížina I. Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), 10, 223 s.
- Biely, A. a Bystrický, J., 1964: Die Dasycladaceen in der Trias der Westkarpaten. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 15, 2, 173 – 188.
- Biely, A., Bystrický, J. a Mello, J., 1980: Problematika hronika a „gmerika“ v Malých Karpatoch a vo viedenskej panve. In: Fusán, O. a Samuel, O. (eds.): Materiály 23. celošt. geol. konf. Slov. geol. spol. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 17 – 45.
- Bizubová, M., 1993: The dating of gradated surfaces of the Western Carpathians. Acta Fac. Rerum nat. Univ. Comen., Geogr. (Bratislava), 32, 52 – 63.
- Bílek, K., 1956: Geologie spodního a středního miocénu východní části vídeňské pánve. Práce Úst. naft. Výzk. (Praha), 23 – 25, 43 – 61.
- Bílek, K., 1966: Stratigrafické postavení čupských štěrků a pestrých vrstev v podloží lanzenдорfské série. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 39, 105 – 118.
- Bílek, K., 1964: Stratigrafické, paleogeografické a tektonické výsledky hlbinného průzkumu ve slovenské části Vídeňské pánve. Zpr. geol. Výzk. v roce 1963, 158 – 160.
- Bílek, K., 1972: Strukturální a hydrogeologický průzkum u Smrdák. Miner. slov. (Bratislava), 4, 16, 291 – 299.
- Bílek, K., 1974a: Ložiská ropy a plynu v slovenskej časti viedenskej panvy. Miner. slov. (Bratislava), 6, 5 – 6, 399 – 498.
- Bílek, K., 1974b: Klasifikácia zlomov slovenskej časti Viedenskej panvy. In: Vass, D., Bílek, K., Gaža, B. a Čverčko, J., 1974: Klasifikácia zlomov neogenných panví Slovenska. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Boorová, D., 2007: Vyhodnotenie výbrusov z neogenných hornín na liste 44-221. In: Kohút M., Plašienka, D., Fordinál, K., Maglay, J. a Kučera, M., 2007: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 44-221 Stupava a 44-224 Bernolákovo. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Boorová, D., 2008: Mikrofaciálne a mikrobiostratigrafické vyhodnotenie výbrusov z územia regiónu Záhorská nížina (listy 34-444 Modra-Harmónia, 34-443 Jablonové a 44-214 Devínska Nová Ves). In: Fordinál, K., Maglay, J., Nagy, A., Polák, M., Filo, I., Olšavský, M., Plašienka, D., Kohút, M., Bezák, V., Németh, Z., Ábelová, M., Šimon, L., Kollárová, V. a Kováčiková, M., 2009: Vysvetlivky ku geologickým mapám v M 1 : 25 000 listov: 44-232 Devín, 44-241 Bratislava-Karlova Ves (časť), 44-214 Bratislava-Devínska Nová Ves, 44-223 Bratislava-Záhorská Bystrica (časť), 44-212 Zohor, 44-221 Stupava (časť), 34-434 Záhorská Ves, 34-443 Jablonové (časť), 34-444 Modra-Harmónia (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Boorová, D., 2011: Vyhodnotenie výbrusov zo sandberských vrstiev a skalického súvrstvia na listoch 34-442 Sološnica, 34-424 Lakšárska Nová Ves a 35-313 Trstín. In: Fordinál, K., Maglay, J., Nagy, A., Moravcová, M., Vlačíky, M., Olšavský, M., Buček, S., Havrila M., Boorová, D., Zlinská, A. a Žecová, K., 2011: Vysvetlivky ku geologickým mapám v M 1 : 25 000 listov: 34-421 Kúty (časť), 34-422 Borský Mikuláš (časť), 34-423 Závod, 34-424 Lakšárska Nová Ves (časť), 34-432 Gajary, 34-441 Malacky, 34-442 Sološnica (časť), 35-311 Senica (časť) a 35-313 Trstín (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Borza, K. a Michalík, J., 1987: Mikrobiostratigrafia vrchnojurských a spodnokriedových súvrství Vysockého príkrovu Malých Karpát. Knih. Zem. Plyn Nafta 6a, Miscell. Micropaleont. (Hodonín), II, 1, 203 – 214.
- Broska, I., Kohút, M., Petřík, I., Uher, P. a Zahradník, L., 2006: Granitoidné horniny Malých Karpát a Považského Inovca: Všeobecné aspekty terénneho a laboratórneho štúdia. In: Kováč, M. (ed.): Nové metódy a výsledky výskumu v geológii Západných Karpát. Európsky sociálny fond, 67 – 76.
- Broska, I., Williams, C. T., Uher, P., Konečný, P. a Leichman, J., 2005: The geochemistry of phosphorus in different granite suites of the Western Carpathians, Slovakia: the role of apatite and P-bearing feldspar. Chem. Geol. (Amsterdam), 205, 1 – 15.
- Bublinec, E., 1974: Podzolový pôdotvorný proces pod borovicovými porastami Záhoria. Náuka o Zemi – Pedologica VIII. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 124 s.
- Buček, S., 1988: Dasykladálne riasy a biostratigrafia Bielych hôr (Malé Karpaty). Kandidátska dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied.
- Buček, S., 1989: Výsledky výskumu dasykladálnych rias v triasových sekvenciách Malých Karpát. In: Samuel, O. (ed.): Súčasný problémy a trendy v československej paleontológii, Ružbašská Miľava, 1988. Zborník z paleontologickej konferencie. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 133 – 138.
- Buček, S., Jendrejáková, O. a Papšová, J., 1991: Príspevok k biostratigrafii veterínskej a havranickej jednotky Bielych hôr (Malé Karpaty, Západné Karpaty). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 92, 29 – 51.
- Buday, T., 1939: Tři lokality tortonské fauny na západním úpatí Malých Karpát. Příroda (Brno), 32, 3, 94 – 96.

- Buday, T., 1946: Několik poznámek k stratigrafii a paleogeografii tortonu v západní části dolnomoravského úvalu. *Věst. St. geol. Úst. (Praha)*, 21, 3 – 6, 145 – 152.
- Buday, T., 1955a: Zpráva o přehledném výzkumu neogénu pro generální mapu ČSR na listech Hodonín, Trenčín a Bratislava v roce 1955. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Buday, T., 1955b: Stratigrafie spodního a středního miocénu hlavních oblastí Dolnomoravského úvalu. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Buday, T., 1955c: Současný stav stratigrafických výzkumů v spodním a středním miocénu dolnomoravského úvalu. *Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha)* 30, 4, 162 – 168.
- Buday, T., 1957: Zpráva o přehledném výzkumu neogenu pro generální mapu ČSR. *Listy: Žilina, Bratislava, Česká Třebová*. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Buday, T., 1959: Přehled vývoje neogenu západních Karpat. *Čas. Mineral. Geol. (Praha)*, 4, 4, 456 – 468.
- Buday, T., Benešová, E., Březina, J., Cicha, I., Čtyroký, P., Dornič, J., Dvořák, J., Eliáš, M., Hanzlíková, E., Jendrejáková, O., Kačura, G., Kamenický, J., Kheil, J., Köhler, E., Kullmanová, A., Maheř, M., Matějka, A., Paulík, J., Salaj, J., Scheibner, E., Scheibnerová, V., Stehlík, O., Urbánek, L., Vavřínová, M. a Zelman, J., 1963a: Vysvetlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 M-33-XXX Gottwaldov. Praha, Ústř. Úst. geol., 238 s.
- Buday, T., Cambel, B., Kamenický, J. a Maheř, M., 1963b: Geologická mapa ČSSR, mapa předčtvrtohorních útvarů 1 : 200 000 M-33-XXXVI Bratislava – M-33-XXXV Wien. Praha, Ústř. Úst. geol.
- Buday, T., Cambel, B., Maheř, M., Brestenská, E., Kamenický, J., Kullmann, E., Matějka, A., Salaj, J. a Zařko, M., 1962: Vysvetlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 M-33-XXXV M-33-XXXVI, Wien – Bratislava. Vyd. Geofond, 5 – 248.
- Buday, T. a Cicha, I., 1956: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocénu Dolnomoravského úvalu a Pováží. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, 43, 5 – 56.
- Buday, T., Cicha, I., Dlabač, M., Janáček, J., Kozel, P., Matějka, A., Menčík, E. a Špička, V., 1961: Nafta a plyn v československých Karpatech. *Knih. Ústř. Úst. geol. (Praha)*, 38, 5 – 158.
- Buday, T., Cicha, I., Paulík, J., Dornič, J., Kamenický, J., Maheř, M., Matějka, A., Salaj, J., Scheibner, E. a Zelman, J., 1963c: Geologická mapa ČSSR, mapa předčtvrtohorních útvarů 1 : 200 000 M-33-XXX Gottwaldov. Praha, Ústř. Úst. geol.
- Buday, T., Cicha, I. a Seneš, J., 1965: Miozán der Westkarpaten. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 7 – 295.
- Buday, T., Menčík, E. a Špička, V., 1967: Tektogeneze vnitrohorských depresí Karpat z hlediska stavby a reliéfu podloží Vídeňské pánve. *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd (Praha)*, 77, 6, 3 – 50.
- Buday, T. a Špička, V., 1958a: Příspěvek k řešení stratigrafické příslušnosti lábských ostrakodových vrstev. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Buday, T. a Špička, V., 1958b: Geologická stavba a naftodějnost širšího okolí lakšárské elevace. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Buday, T. a Špička, V., 1959: Geologický vývoj slovenských částí Vídeňské pánve ve světle podrobných výzkumů lakšárske elevace. *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd (Praha)*, 69, 4, 3 – 83.
- Buday, T. a Špička, V., 1965: Centrálněkarpatské jednotky v podloží československé části vídeňské pánve. *Sbor. geol. Věd, Geol. (Praha)*, 7, 107 – 148.
- Bujnovský, A., Martinský, L., Fejdiová, O., Snopková, P. a Karoli, S., 1993: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vrtu Závod-93 (Viedenská panva). *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 98, 45 – 54.
- Bujnovský, A., Samuel, O. a Snopková, P., 1992: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Studienka-83 a Kuklov-4 (Viedenská panva). *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 94, 35 – 43.
- Burg, J. P. a Laurent, P., 1978: Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. *Tectonophysics (Amsterdam)*, 47, 15 – 42.
- Bursa, O., Vašek, J., Paseka, L. a Musil R., 1954: Závěrečná správa o refrakčno-seizmickom meraní vo Vnútroalpskej viedenskej pánve. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bystrický, J., 1973: O stratigrafii a tektonické příslušnosti vápenců Vajarskej (Malé Karpaty). *Miner. slov. (Bratislava)*, 5, 1, 1 – 7.
- Bystrický, J., 1986: Stratigraphic ranging and zonation of dasycladial algae in the West, M., 1970: Beitrag zur Stratigraphie der Trias der Kleinen Karpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 21, 1, 191 – 196.

C

- Cambel, B., 1954a: Geologicko-petrografické problémy severovýchodnej časti kryštalinika Malých Karpát. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, 36, 3 – 74.
- Cambel, B., 1954b: Poznámky k otázke kremencov v Malých Karpatoch. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 1, 20 – 25.
- Cambel, B. a Čorná, O., 1974: Stratigrafija kristalického osnovanija massiva Malých Karpát v svete palinologických issledovanij. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 25, 2, 231 – 241.
- Cambel, B., Král, J. a Burchart, J., 1990: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 183 s.
- Cambel, B. a Kuhn, M., 1983: Geochemical characteristics of black shales from the ore-bearing complexes of the Male Karpaty Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 34, 3, 259 – 382.
- Cambel, B. a Kupčo, G., 1952: Geochemické, genetické a geologické pomery malokarpatských rudných ložísk. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení (Bratislava)*, 3, 3 – 4, 135 – 192.
- Cambel, B. a Planderová, E., 1985: Biostratigraphic evaluation of metasediments in the Malé Karpaty Mts. region. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 36, 6, 683 – 701.
- Cambel, B. a Valach, J., 1956: Granitoidné horniny v Malých Karpatoch, ich geológia, petrografia a petrochémia. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, 42, 113 – 268.
- Cambel, B. a Vilinovič, V., 1987: Geochémia a petrológia granitoidných hornín Malých Karpát. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 248 s.
- Cicha, I., Fahlbusch, V. a Fejfar, O., 1972: Die biostratigraphische Korrelation einiger Jungtertiärer Wirbeltierfaunen Mitteleuropas. *Neu Jb. Geol. Paläont., Abh. (Stuttgart)*, 140, 2, 129 – 145.
- Cicha, I., Papp, A., Seneš, J. a Steininger, F., 1975: Marine Neogene in Austria and Czechoslovakia. *Excursion. Reg. Commit. on Mediter. Neogene Strat. 6th Congress, Bratislava*, 6 – 96.
- Cicha, I. a Zapletalová, I., 1958: Poznámky ke stáří bazálních miocenních klastik v okolí Štefanova a Petrovy Vsi ve Vídeňské pánvi. *Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha)*, 33, 440 – 442.
- Cílek, V., 1955: Dílčí závěrečná zpráva o strukturním průzkumu v širokém okolí Lakšárske Nové Vsi. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Čílek, V. a Cícha, I., 1956: Zpráva o geologii neogenu v širokém okolí Lakšárské Nové Vsi ve vnitroalpské pánvi. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Császár, G. (ed.) Pistotnik, J., Scharek, P., Kaiser, M., Darida-Tichy, M., Nagy, E., Szurkos, G., Síkhegyi, F., Budai, T., Marsi, I., Gyalog, L., Ivancsics, I., Pristaš, J., Horniš, J., Halouzka, R., Elečko, M., Konečný, V., Lexa, J., Nagy, A., Vass, D. a Vozár, J., 1998: Surface geological map, 1 : 100 000. Atlas of Danube Region Environmental Geology program (DANREG). Budapest, Magy. áll. földt. Intéz.

Č

Čech, F. a Zváč, V., 1993: Hydrogeologická mapa severnej časti Záhorskej nížiny (severná časť Borskej nížiny) v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Činčura, J., 1967: Príspevok k veku poriečnej rovne v Západných Karpatoch (na príklade južnej časti Turčianskej kotliny). Geogr. Čas. (Bratislava), 19, 316 – 325.

Činčura, J., 1970: Klimatické aspekty nivelizácie reliéfu slovenských Západných Karpát v neogéne. Geogr. Čas. (Bratislava), 22, 148 – 160.

Činčura, J., 2001: Mladé pohorie so starými formami povrchu. Geomorphol. Slov., 1, 20 – 25.

Činčurová, E., 1990: Prvý nález druhu *Sepia vindobonensis* Schloenbach, 1868 vo vrchnom bádene (Miocén M_{4d}) pri Bratislave. Zbor. Slov. nár. Múz., príř. Vedy (Bratislava), 36, 3 – 7.

Čierna, E., 1973: Mikropaläontologische und Biostratigraphische Untersuchungen einiger Bohrproben aus der weiteren Umgebung von Rohožník. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 26, 113 – 187.

Čtyroký, P., 1975: Neogén severovýchodního okraje vídeňské pánve u Kyjova na Moravě. Sbor. geol. Věd, Geol. (Praha), 27, 143 – 188.

Čtyroký, P., 1999: Geologická mapa 1 : 500 000 moravské části vídeňské pánve. Zpr. geol. Výzk. v r. 1998, 88 – 91.

Čtyroký, P., 2000: Nové litostratigrafické jednotky pannonu vídeňské pánve na Moravě. Věst. Čes. geol. Úst. (Praha), 75, 2, 159 – 170.

Čubřík, M., 1985: Lozorno, skládka domového odpadu a škváry, hydrogeologický prieskum za účelom zhodnotenia lokality z hľadiska geologicko-tektonických a hydrogeologických pomerov (vrty HGL-1 až HGL-8). Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Čurlík, J. a Šefčík, P., 1999: Geochemický atlas Slovenskej Republiky. Časť V: Pôdy. Bratislava, MŽP SR, 99 s.

Čurlík, J., Šefčík, P. a Šurina, B., 1998: Metodika pre zostavenie pôdnych a pedogeochemických máp. Bratislava, Výsk. Úst. Pôd. Úrod., 50 s.

D

Daneš, J. V., 1920: Úvod do geomorfologie Slovenska a Podkarpatské Rusi. Veda příř. (Praha), 1.

Daneš, J. V., 1931: Ke studiu Malých Karpát po stránce geologické a geomorfologické. Sbor. přírodoved. Odb. Slov. vlastived. Muz. (Bratislava), 1924 – 1931, 17 – 19.

Danišík, M., Dunkl, I., Putiš, M., Frisch, W. a Král, J., 2004: Tertiary burial and exhumation history of basement highs along the NW margin of the pannonian Basin – an apatite fission track study. Austrian J. Earth Sci., 95/96 (2002/2003), 60 – 70.

Davis, D. M. a Engelder, T., 1985: The role of salt in fold-and-thrust belts. Tectonophysics (Amsterdam), 119, 67 – 88.

Decker, K., Gangl, G. a Kandler, M., 2006: The earthquake of Carnuntum in the fourth century A. D. – archaeological results, seismologic scenario and seismotectonic implications for the Vienna Basin fault, Austria. J. Seismol., 10, 479 – 495.

Demek, J. a Michálek, R., 1953: Příspěvek k poznání jihomoravských přesypových písků. Sbor. Čs. Společ. zeměp. (Praha), 58, 176 – 178.

Dlabač, M., 1958: Akumulace nafty a plynu v sarmatu a tortonu československé části vnitroalpské vídeňské pánve. Práce Úst. naft. Výzk. (Praha), 11, 42, 7 – 126.

Dlabač, M., 1970: Sedimentační poměry v děvínské sérii vídeňské pánve (torton). Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 45, 169 – 173.

Dlabač, M., 1971: Dvě studie o sedimentaci v badenu (torton) Vídeňské pánve na Slovensku. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 56, 89 – 108.

Dlugi, A., 1957: Krátky mikrobiostratigrafický přehled pannonu v Dolnomoravskom úvalu. Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 32, 421 – 424.

Doláková, N. a Kováčová, M., 2008: Pannonian Vegetation from the northern part of Vienna Basin. Sbor. Nár. Muz. (Praha), Ř. B, 64, 2 – 4, 163 – 171.

Doláková, N. a Slamková, M., 2003: Palynological Characteristics of Karpatian Sediments. In: Brzobohatý, R., Cícha, I., Kováč, M., Rögl, F., Adámek, J., Adamová, M., Andreyeva-Grigorovich, A. S., Bajraktarevic, Z., Baráth, I., Binder, H., Bohn-Havas, M., Böhme, M., Čorić, S., Čtyroká, J., Daxner-Hock, G., Doláková, N., Ferhatbegovic, Z., Fodor, L., Gregorová, R., Halássová, E., Harzhauser, M., Hladíková, J., Hladilová, Š., Hlavatý, L., Holcová, K., Hudáčková, N., Jeleň, B., Kroh, A., Kvaček, Z., Látal, Ch., Mandić, O., Marunteanu, M., Nagymarosy, A., Olshtynska, A., Oszczyk, N., Oszczyk-Clowes, M., Pálenský, P., Pavelič, D. E., Petrová, P., Piller, W. E., Piserá, A., Polesný, H., Pospíchalová, E., Reichenbacher, B., Rifej, H., Roetzel, R., Saftić, B., Schultz, O., Slamková, M., Sliva, L., Šikula, J., Švábennická, L., Tempfer, P. M., Vass, D., Vávra, N., Vrabac, S., Wessely, G., Zlinská, A. a Zorn, I., 2003: The Karpatian, A lower Miocene stage of the Central Paratethys, Brno, 325 – 345.

Doležal, J. a Hadamovský, F., 1963: Detailní tíhový průzkum ve slovenské části vídeňské pánve. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Ď

Ďurišová, A., 1981: Palaeoloxodon antiquus (Falconer et Cautley, 1847) z Malých Levár. Acta Rer. Natur. Mus. Nat. Slov. (Bratislava), 27, 3 – 10.

Ďurišová, A., 1984: Nálezy slonovitých chobotnáčov v mladopleistocénnej terase rieky Moravy pri Malých Levároch, okres Senica. Acta Rer. Natur. Mus. Nat. Slov. (Bratislava), 30, 7 – 26.

Ďurišová, A., 1987: Nálezy fosilných zvyškov koní (Equidae, Mammalia) v mladopleistocénnej terase Moravy pri Malých Levároch, okres Senica. Zbor. Slov. nár. Múz., príř. Vedy (Bratislava), 33, 11 – 22.

E

Elečko, M. a Vass, D., 2001: Litostratigrafické jednotky usadenín sarmatského veku vo Viedenskej pánve. Miner. slov. (Bratislava), 33, 1, 1 – 6.

Estes, R., 1970: Die fauna der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf a. d. March (ČSSR). Reptilia (Lacertilia). Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. I (Wien), 178, 1 – 4, 77 – 82.

F

- Fatul, R. a Miler, M., 2002: Prívod vody pre priemyselný park v lokalite Lozorno – 1. časť, 2 Studne a technické objekty monitoringu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Fejdiová, O., 1988: Petrografické vyhodnotenie pieskovcov z vrto LNV-3, LNV-7, Šaštín-10, Šaštín-12, Závod-74. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 11, 143 – 147.
- Fejfar, O., 1974: Die Eomyiden und Cricetiden (Rodentia, Mammalia) des Miozäns der Tschechoslowakei. Palaeontographica, Abt. A (Stuttgart), 146, 100 – 180.
- Fejfar, O. a Sabol, M., 2002: Miocene fauna of micromammals from the Bonanza locality (Devínska Nová Ves, SW Slovakia). In: Michalík, J., Hudáčková, N., Chalupová, B. a Starek, D. (ed.), 2002: Paleogeographical, Paleoeological, Paleoclimatical Development of Central Europe, Abstract Book. Bratislava, Inst. Geol., Slovak Acad. Sci., 51 – 53.
- Fendek, M. a Remšík, A., 1986: Využitie malých počítačov pre hodnotenie zásob geotermálnej energie. In: Zborník prednášok Výpočtová technika v baníctve a geológii. Košice, Dom techniky ČSVTS, 83 – 86.
- Fodor, L., 1995: From transpression to transtension: Oligocene-Miocene structural evolution of the Vienna basin and the East Alpine-Western Carpathian junction. Tectonophysics (Amsterdam), 242, 151 – 182.
- Foetterle, F., 1853: Geologische Aufnahme im nordwestlichen Ungarn. Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 4. In: Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 4, 850 – 851.
- Fordinál, K., Baráth, I., Šimon, L., Kohút, M., Nagy, A. a Kučerová, J., 2010: Nové poznatky o devínskonovoveskom súvrství (Viedenská panva, Slovensko). Geol. Výzk. Mor. Slez. (Brno), 17, 1 – 2, 32 – 34.
- Fordinál, K., Maglay, J., Elečko, M., Nagy, A., Moravcová, M., Vlačiky, M., Olšavský, M., Buček, S., Havrila M., Boorová, D., Zlinská, A. a Žecová, K., 2011: Vysvetlivky ku geologickým mapám v M 1 : 25 000 listov: 34-421 Kúty (časť), 34-422 Borský Mikuláš (časť), 34-423 Závod, 34-424 Lakšárska Nová Ves (časť), 34-432 Gajary, 34-441 Malacky, 34-442 Sološnica (časť), 35-311 Senica (časť) a 35-313 Trstín (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Fordinál, K., Maglay, J., Nagy, A., Polák, M., Filo, I., Olšavský, M., Plašienka, D., Kohút, M., Bezák, V., Németh, Z., Ábelová, M., Šimon, L., Kollárová, V. a Kováčiková, M., 2009: Vysvetlivky ku geologickým mapám v M 1 : 25 000 listov: 44-232 Devín, 44-241 Bratislava-Karlova Ves (časť), 44-214 Bratislava-Devínska Nová Ves, 44-223 Bratislava-Záhorská Bystrica (časť), 44-212 Zohor, 44-221 Stupava (časť), 34-434 Záhorská Ves, 34-443 Jablonové (časť), 34-444 Modra-Harmónia (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Fordinál, K., Maglay, J., Šefčík, P. a Moravcová, M., 2012: Litologický opis plytkých mapovacích vrto v územie regiónu Záhorská nížina. In: Fordinál, K., Maglay, J., Elečko, M., Nagy, A., Moravcová, M., Vlačiky, M., Kohút, M., Németh, Z., Polák, M., Plašienka, D., Olšavský, M., Buček, S., Havrila, M., Hók, J., Pešková, I., Kucharič, L., Kubeš, P., Malík, P., Liščák, J., Madarás, P., Šefčík, P., Baláž, P., Boorová, D., Uher, P., Zlinská, A., Žecová, K. a Baráth, I., 2012: Vysvetlivky ku geologickej mape Záhorskej nížiny v M 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Fordinál, K. a Zlinská, A., 1998: Fauna vrchnej časti holičského súvrstvia (sarmat) v Skalici (Viedenská panva). Miner. slov. (Bratislava), 30, 2, 137 – 146.
- Fordinál, K., Zlinská, A., Halásová, E., Slamková, M. a Brzobohatý, R., 2003: Stratigrafia bádenských sedimentov okolia Stupavy (Viedenská panva, Slovensko) a rekonštrukcia paleoekologických pomerov. Sbor. věd. Prací Vys. Šk. baň. (Ostrava), Ř. horn.-geol., XLIX, 4. Paleont. seminář Ostrava 17. – 18. 6. 2003, Ostrava, 90 – 92.
- Fordinál, K., Zlinská, A. a Siráňová, Z., 2006: Petrografická charakteristika a fauna skalického súvrstvia (sarmat) západného okraja Malých Karpát (Sološnica, Prievaly). Miner. slov. (Bratislava), 38, 1, 49 – 59.
- Franek, P., Kysel, R., Moczo, P. a Kristek J., 2011: Správa – Aktualizácia mapy seizmického ohrozenia pre územie Slovenska. Manuskript. Bratislava, archív Geofyz. Úst. Slov. Akad. Vied.
- Franko, O., Fusán, O., Král, M., Remšík, A., Fendek, M., Bodiš, D., Drozd, V. a Vika, K., 1995: Atlas geotermálnej energie Slovenska. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 267 s.
- Fuchs, Th., 1868: III. Die Tertiärlagerungen in der Umgebung von Pressburg und Hainburg. In: Karrer, F. a Fuchs, Th.: Geologische Studien in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 18, 276 – 285.
- Fusán, O., Plančár, J. a Ibrmajer, J., 1987: Tektonická mapa podložia terciéru vnútorných Západných Karpát. In: Fusán, O. et al., 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s.103.

G

- Gabčo, R. a Špička, V., 1970: Základný geologický výskum neogénu slovenskej časti Viedenskej panvy – Vysvetľujúci text ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy: M-33-131-A-a (Kúty), M-33-131-A-b (Šaštín) – časť neogén. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gašpariková, V., 1962: Mikrobiostratigrafický výskum vzoriek z lokality Kuchyňa – Rohožník. In: Žabková, M., 1962: Etapová zpráva a výpočet zásob. Cementáreň – Záhorie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gašpariková, V., 1988: Vápnitý nanoplanktón z podložia Viedenskej panvy. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 11, 117 – 127.
- Gaździcki, A. a Michalík, J., 1980: Uppermost Triassic sequences of the Choč-nappe (Hronic) in the West Carpathians of Slovakia and Poland. Acta geol. pol. (Warszawa), 30, 1, 61 – 67.
- Gawlick, H. J., Havrila, M., Krystyn, L., Lein, R. a Mello, J., 2002: Conodont colour alteration indices (CAI) in the Central Western Carpathians and the Northern Calcareous Alps – a comparison. Proceedings of the XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association Bratislava, September 1 – 4, 2002. Geol. carpath. (Bratislava), 53, spec. iss., 15 – 17.
- Gazda, S., 1980: Hydrogeochemické pomery Záhorskej nížiny. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 2, 127 – 183.
- Gaža, B., Němec, F., Jiříček, R., Kocák, A., Mayer, S., Hromec, J., Pěničková, M., Dvořáková, V., Brzobohatý, J., Pašiak, J., Peřina, J. a Bajglová, J., 1983: Závěrečná zpráva úkolu Vyhledávací průzkum živíc ve vídeňské pánvi. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Grigorovič-Andrejeva A. S., Kováč, M., Halásová, E. a Hudáčková, N., 2001: Litho and Biostratigraphy of the Lower and Middle Miocene sediments of the Vienna Basin (NE part) on the basis of calcareous nannoplankton and foraminifers. In: Hladilová, Š. (ed.). 13th Conference on Upper Tertiary, April 19 – 20, 2001. Proc. Scr. Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun., Geol. (Brno), 30, 27 – 40.
- Grill, R., 1943: Über mikropalaontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. Mitt. Reichsanst. Bodenforsch. (Wien), 6, 33 – 44.
- Gross, P. a Köhler, E., 1989: Nové poznatky o paleogénnych sedimentoch Malých Karpát. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 90, 23 – 41.
- Grulich, V., 1995: Přírodní poměry nejjižnější Moravy a Záhorské nížiny. Zpr. Čs. Bot. Společ., 30, 1, 7 – 12.

H

- Halouzka, R. a Baňacký, V., 1992: Information on reinterpretation of original stratigraphy of river terrace accumulations in the Záhorie lowland (on the basis of correlation with the Moravian basins and adjacent territory in Austria). *Scr. Fac. Sci. Univ. Masaryk., Geol. (Brno)*, 22, 97 – 100.
- Halouzka, R. (ed.), Schäffer, G., Kaiser, M., Molnár, P., Scharek, P., Halouzka, R. a Pristaš, J., 1998: Danube Region Vienna – Bratislava – Budapest, Neotectonic map 1 : 200 000. DANREG (Danube region Environmental Geology Programme). Budapest, Magy. áll. földt. Intéz.
- Hanzel, V., Vrana, K. a Čimborová, S., 1993: Hydrogeologické pomery západnej časti Pezinských Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hanzel, V., Vrana, K., Švasta, J., Kohút, M., Nagy, A., Maglay, J., Bujnovský, A. a Malík, P., 1999: Hydrogeologická a hydrogeochemická mapa Pezinských Karpát v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Harzhauser, M., Mandić, O. a Schlögl, J., 2011: A late Burdigalian bathyal mollusc fauna from the Vienna Basin (Slovakia). *Geol. carpath. (Bratislava)*, 63, 3, 211 – 231.
- Harzhauser, M. a Piller, W. E., 2004: Integrated stratigraphy of Sarmatian (Upper Middle Miocene) in the western Central Paratethys. *Stratigraphy*, 1, 1, 65 – 86.
- Havlíček, P. a Zeman, A., 1986: Kvartérní sedimenty moravské části Vídeňské pánve. *Sbor. geol. Věd, Ř. A (Praha)*, 17, 9 – 14.
- Havřila, M., 2011: Hronikum: paleogeografia a stratigrafia (vrchný pelsón – tuval), štrukturalizácia a stavba. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 117, 7 – 103.
- Herre, W., 1955: Die fauna der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf a. d. March (ČSR). *Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. I (Wien)*, 164, 783 – 803.
- Hladilová, Š., 1991: Results of preliminary studies of the molluscan fauna from the Rohožník locality. *Scr. Geol.*, 21, 91 – 97.
- Hladilová, Š., Hladíková, J. a Kováč, M., 1998: Stable Isotope record in Miocene Fossils and Sediments from Rohožník (Vienna Basin, Slovakia). *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 4, 2, 87 – 94.
- Hideghétyová, E., 2010: Stopové prvky v pôdach Záhorskej nížiny. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Kat. environmen. geoch. PrIF UK.
- Hodrová, M., 1980: A toad from the Middle Miocene at Devínska Nová Ves near Bratislava. *Věst. St. geol. Úst. (Praha)*, 55, 5, 311 – 316.
- Hodrová, M., 1988: Miocene frog fauna from the locality Devínska Nová Ves – Bonanza. *Věst. Ústf. Úst. geol. (Praha)*, 63, 5, 305 – 310.
- Holec, P., 1973: Fish-Otolithen aus dem oberen Baden (Miozän) des nordöstlichen Teiles des Wiener Beckens (Gebiet von Rohožník). *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)* 24, 2, 393 – 414.
- Holec, P., 1975: Fish-Otolithen aus dem Baden (Miozän) des nördlichen Teiles des Wiener Beckens und der Donau-Tiefebene. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 26, 2, 253 – 266.
- Holec, P., 1986: Rests von Mastodonten (Mammalia, Proboscidea) aus dem Neogen des Wiener Beckens bei Moravský Ján (Slowakei). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 41, 135 – 144.
- Holec, P., 1992: Novšie nálezy zvyškov *Palaeoloxodon antiquus* (Falconer et Cautley, 1847) a *Mammuthus primigenius* (Blumenbach, 1807) (Proboscidea, Mammalia) od Malých Levár. *Miner. slov. (Bratislava)*, 24, 5 – 6, 461 – 466.
- Holec, P., 2001: Miocénne drsnokožce a kostnaté ryby (Chondrichthyes et Osteichthyes, Vertebrata) z Viedenskej panvy pri Bratislave (Slovensko). *Miner. slov. (Bratislava)*, 33, 2, 111 – 134.
- Holec, P. a Emry, R. J., 2003: Another Molar of the Miocene Hominid *Griphopithecus suessi* from the Type locality at Sandberg, Slovakia. *Bull. Amer. Mus. natur. Hist. (New York)*, 279, 625 – 631.
- Holec, P., Karol, M. a Koubová, M., 2007: *Dicrocerus cf. grangeri* (Mammalia, Cervidae) z Rohožníka (Slovensko). *Miner. slov. (Bratislava)*, 39, 4, 323 – 328.
- Holec, P., Klembara, J. a Meszároš, Š., 1987: Discovery of new fauna marine and terrestrial vertebrates in Devínska Nová Ves. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 38, 3, 349 – 356.
- Holec, P. a Sabol, M., 1996: Tretiohorné stavovce (Vertebrata) Devínskej Kobyly. *Miner. slov. (Bratislava)*, 28, 6, 519 – 522.
- Holec, P. a Schlögl, J., 2000: Find of *Trionyx rostratus* Arth. in the Upper Badenian deposits of the Malé Karpaty Mts., Western Carpathians. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 6, 2 – 3, 106 – 109.
- Holec, P. a Schlögl, J., 2004: Krokodíly zo stredného miocénu (vrchného bádenu) Viedenskej panvy z lokality Sandberg, Slovensko. 5. paleontologická konferencia, Bratislava, jún 2004. Zborník abstraktov. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Št. geol. Úst. D. Štúra, s. 45.
- Holéczyová, Z., 1968: Záhorská nížina – oblasť Cerová-Lieskové – Šajdíkové Humence. Regionálny hydrogeologický prieskum viatych pieskov. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Holzknécht, M. a Špička, V., 1969: K otázke stratigrafické príslušnosti pestrých „anhydritových“ vrstev ve vídeňské pánvi. *Zpr. geol. Výzk. v r. 1967 (Praha)*, 1, 250 – 252.
- Horák, P., 1985: Miocénne otolity sedimentov íloviska cementárne v Rohožníku a hliniska tehelne v Devínskej Novej Vsi. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. paleont. PrIF UK.
- Horníš, J., 1987: Sedimentárno-petrografický výskum kvartéru na území Veľkej Bratislavy (severná časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hovorka, D., 2004: Lapily, akrečné lapily – dôsledok pohybu na svahu, alebo konkrétne v pyroklastikách hronika Malých Karpát? *Miner. slov. (Bratislava)*, 36, 2, 137 – 140.
- Hovorka, D. a Spišiak, J., 1988: Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 263 s.
- Hovorka, D. a Spišiak, J., 1990: Litostratigrafické členenie produktov mezozoického vulkanizmu Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 91, 75 – 89.
- Hovorka, D. a Spišiak, J., 1993: Mesozoic Volcanic Activity of the Western Carpathian Segment of the Tethyan Belt: Diversities in Space and Time. *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien)*, 136, 4, 769 – 782.
- Hók, J., Pešková, I. a Potfaj, M., 2009: Litostratigrafická náplň a pozícia drietomskej jednotky (západný úsek bradlového pásma). *Miner. slov. (Bratislava)*, 41, 3, 313 – 320.
- Hörnes, M., 1856: Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. *Abh. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien)*, 3, Univalven, 736 s.
- Hörnes, M., 1864: Tertiäre Petrefacte der kleinen Karpathen. *Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien)*, 14, 1. In: *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien)*, 14, s. 48.
- Hörnes, M., 1870: Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. *Abh. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien)*, 4, Bivalven, 279 s.
- Hrabovský, J. a Fordinál K., 2012: Badenian Limestones bodies on the slopes of Stupava Vrchná Hora (Vienna Basin, Slovakia). In: *Molasse Tagung 2012*, 27. – 28. April 2012 Wien. *Wien, Naturhist. Mus.*, 20 – 21.

- Hraško, J., Linkeš, V., Němeček, J., Novák, P., Šaly, R. a Šurina, B., 1991: Morfogenetický klasifikačný systém pôd ČSFR. 2. vyd. Bratislava, Výsk. Úst. Pôd. Úrod., 106 s.
- Hraško, J., Linkeš, V., Šály, R. a Šurina, B., 1993: Pôdna mapa Slovenska M = 1 : 400 000. Bratislava, Výsk. Úst. Pôd. Úrod.
- Hraško, L., Bezák, V. a Klíneč, A., 1981: Geologicko-tektonická štúdia PVE Devínsky zlom. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hrašna, M., 1998: Tektonická a seizmická aktivita územia Slovenska. In: *Geology & Environment Int. Conf.* Wagner, P. a Durmeková, T. (eds.). Bratislava, GS SR. Dionýz Štúr Publ., 107 – 109.
- Hrašna, M. a Vičko, J., 1985: Vysvetlivky k inžinierskogeologickej mape Záhorskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Hromádka, J., 1931: Třídění povrchových tvarů Slovenska na základě jejich vývoje. Sbor. přírodoved. Odb. Slov. vlastived. Múz. (Bratislava), 4 (1924 – 1931), 28 – 48.
- Hromádka, J., 1935: Zeměpis okresu bratislavského a malackého. *Vlastived. Sbor. okr. bratislav. malack.* (Bratislava), II, 111 – 121.
- Hromádka, J., 1943: Všeobecný zeměpis Slovenska. *Slovenská vlastiveda 1.* Bratislava, 81 – 332.
<http://envirozataze.enviroportal.sk/>
- Hudáčková, N. a Kováč, M., 1993: Zmeny sedimentačného prostredia východnej časti Viedenskej panvy vo vrchnom bádene a sarmate. *Miner. slov.* (Bratislava), 25, 3, 202 – 210.
- Hudáčková, N., Józsa, Š., Reháková, D., Sabol, M., Zahradníková, B., Kováčová, M., Vlačíky, M., Schlögl, J., Joniak, P., Hyžný, M., Holec, P., Vašíček, Z. a Pivko, D., 2011: Významné paleontologické lokality Slovenska. Bratislava, Univerzita Komenského.
- Hutyrová, S., 2001: Rybí otolity středního miocénu – bádenu z cihelny v Devínské Nové Vsi (Viedeňská pánev). *Scr. Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun.*, Geol. (Brno), 30, 91 – 96.
- Hyžný, M. a Schlögl, J., 2011: An Early Miocene deep-water decapod Crustacea faunule from the Vienna Basin (Western carpathians, Slovakia). *Palaeontology (London)*, 54, 2, 323 – 349.
- Hyžný, M. a Hudáčková, N., 2012: Redescription of two ghost shrimps (Decapoda: Axiidea: Callianassidae) from the Middle Miocene of the Central Paratethys: systematics, intraspecific variation, and in situ preservation. *Zootaxa*, 3 210, 1 – 25.

CH

- Chalupová, B., 2003: Miocénna rybia fauna z okolia Devínskej Novej Vsi. Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. (Ostrava), Ř. horn.-geol., XLIX, mim. č., 4. Paleontologický seminář Ostrava 17. – 18. 6. 2003, Ostrava, 93 – 94.
- Chalupová, B. a Ledvák, P., 2007: Otolity z lokality Cerová-Lieskové (Viedeňská panva, Slovensko). In: Zlinská, A. (ed.): 8. Paleontologická konferencia. Zborník abstraktov. Konferencie – Sympozia – Semináre. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 48 – 50.

I

- Iglárová, L., Wagner, P., Hrašna, M., Cipciar, A., Frankovská, J., Bajtoš, P., Smolárová, H., Gluch, A., Vičko, J., Bodiš, D., Klukanová, A., Ondrášik, M., Ondrejka, P., Liščák, P., Paudítš, P., Petro, L., Dananaj, I., Hagara, R., Moczo, P., Labák, P., Kristeková, M., Ferienc, D., Vanko, J., Kováčiková, M., Záhorová, L., Mikita, S., Matys, M., Gajdoš, V., Masarovičová, M., Slávik, I., Vybíral, V., Rapant, S., Greif, V., Brček, M., Kordík, J. a Staninka, I., 2011: Čiastkový monitorovací systém – geologické faktory. Správa za obdobie 2002 – 2009. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ilavská, B., Jambor, P. a Lazúr, R., 2005: Identifikácia ohrozenia pôdy vodnou a veternou eróziou a návrh opatrení. Manuskript. Bratislava, archív VÚPOP.
- Ivan, P. a Méres, Š., 2006: Litostratigrafické členenie a pôvod staropaleozoickej časti kryštalinika Malých Karpát – nový pohľad na základe výsledkov geochemického výskumu. *Miner. slov.* (Bratislava), 38, 2, 165 – 186.
- Ivan, P., Méres, Š., Putiš, M. a Kohút, M., 2001: Early Paleozoic metabasalts and metasedimentary rocks from the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians): Evidence for rift basin and ancient oceanic crust. *Geol. carpath.* (Bratislava), 52, 2, 67 – 78.
- Ivanička, J., Kohút, M., Havrila, M., Olšavský, 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., Zuberec, J., Dananaj, I., Klukanová, A., Konečný, P., Boorová, D., † Siráňová, Z., Zlinská, A. a Žecová, K., 2011: Vysvetlivky ku geologickej mape Považského Inovca a jv. časti Trenčianskej kotliny. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 389 s.

J

- Jablonský, E., 1973: Triassische Sphinctozoen aus den Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 24, 1, 107 – 111.
- Jamrich, M. a Halášová E., 2010: Vývoj spoločenstiev vápňitých nanofosilií Viedenskej panvy ako odraz paleoenvironmentálnych zmien počas vrchného bádenu (Devínska Nová Ves – tehelná). *Acta Geol. Slov.*, 2, 2, 123 – 140.
- Janáček, J., 1955a: Nové tektonické a tectogenetické poznatky československé časti vnitroalpské pánve. Sbor. Ústf. Úst. geol., Geol. (Praha), 21, 1, 259 – 282.
- Janáček, J., 1955b: Předběžné výsledky studie paleogeografie a tectogenese staršího miocénu v oblasti Láb – Malacky na Slovensku. Sbor. Ústf. Úst. geol., Geol. (Praha), 21, 1, 283 – 307.
- Janáček, J., 1957: Předběžná zpráva o nových stratigrafických poznatcích ve svrchním pannonu vnitroalpské pánve vídeňské. *Geol. Práce, Zpr.* (Bratislava), 10, 5 – 48.
- Janáček, J. a Horčic, K., 1955: Příspěvek k poznání paleogeografie a tectogenese neogenní výplně vnitroalpské pánve vídeňské. *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd* (Praha), 65, 2, 1 – 27.
- Janáček, J., Vass, D. a Špička, V., 1970: Základný geologický výskum neogénu slovenskej časti Viedenskej panvy – Vysvetľujúci text ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy M-33-131-C-a (Malacky), M-33-131-C-b (Sološnica), M-33-131-C-d (Kuchyňa), M-33-131-B-c (Plavecký Mikuláš), M-33-131-D-a (Plavecké Podhradie) – časť neogén. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Janočko, J., Elečko, M., Karolí, S., Konečný, V., Kováč, M., Nagy, A., Vass, D., Jacko, S. a Kaličiak, M., 2003: Sedimentary evolution of Western Carpathian Tertiary Basins. In: Janočko, J. a Elečko, M. (eds.): *Tectono-sedimentary Evolution of Western Carpathian Tertiary Basins.* *Miner. slov.* (Bratislava), 35, 3 – 4, 181 – 254.
- Janšák, Š., 1950: Eolické formácie na Slovensku. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 2, 1 – 2, 37 – 41.
- Jendrejčková, O. a Papšová, J., 1989: Biostratigrafia triasových karbonátov na základe foraminifer a konodontov v sekvenciách Malých Karpát. In: Samuel, O. (ed.): *Súčasný problémy a trendy v československej paleontológii.* Zborník z paleontologickej konferencie. Konferencie – Sympozia – Semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 13 – 20.
- Jiříček, R., 1972: Problém hranice sarmat/panon ve Vídeňské, Podunajské a vychodoslovenské panvi. *Miner. slov.* (Bratislava), 4, 14, 39 – 81.
- Jiříček, R., 1975: Stratigrafie neogénu SV časti Vídeňské pánve. Manuskript. Gbely, archív Nafta.
- Jiříček, R., 1979: Diskrepanční vývoj severní větve alpského orogenu. *Zem. Plyn Nafta (Hodonín)*, 23, 1, 555 – 580.

- Jiříček, R., 1983: Závěrečná geologická zpráva o hlubokém strukturním vrtu Borský Jur-14. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Jiříček, R., 1985: Deltový vývoj spodního panonu v jižní části vídeňské pánve. *Zem. Plyn Nafta (Hodonín)*, 30, 2, 161 – 186.
- Jiříček, R., 1988a: Geologická stavba mezozoika na ložisku Závod. *Zem. Plyn Nafta (Hodonín)*, 33, 2, 191 – 260.
- Jiříček, R., 1988b: Stratigrafie, paleogeografie a mocnost sedimentu neogénu vídeňské pánve. *Zem. Plyn Nafta (Hodonín)*, 33, 4, 583 – 622.
- Jiříček, R., 1990: Říční a deltový systém karpatského terciéru. In: Sýkora, M., Jablonský, J. a Samuel, O. (ed.): 50 rokov výuky geológie a paleontológie na Slovensku. Sedimentologické problémy Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 79 – 88.
- Jiříček, R., 2001: Vztah mezi paleogeografií badenu karpatské předhlubně a Vídeňskou pánví. In: Hladilová, Š. (ed.): 13th Conference on Upper Tertiary, April 19 – 20, 2001. *Proc. Scr. Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun., Geol. (Brno)*, 30, 41 – 54.
- Jiříček, R., 2002: Molasový vývoj Alpsko-karpatské předhlubne a Vídeňské pánve. *Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment*, IX, 1 – 2, 179 s.
- Jones, R. R., Holdsworth, R. E., Clegg, P., McCaffrey, K. a Tavarnelli, E., 2004: Inclined transpression. *J. struct. Geol. (Bristol)*, 26, 1 531 – 1 548.
- Joniak, P., 2002: Early Vallesian rodents from Borský Sv. Jur (Slovakia). In: Michalík, J., Hudáčková, N., Chalupová, B. a Starek, D. (ed.), 2002: Paleogeographical, Paleocological, Paleoclimatical Development of Central Europe, Abstract Book, 5 – 7th June 2002. Bratislava, Institute of Geology, Slovak Academy of Science 21 – 23.
- ## K
- Kahan, Š., Šajgalík, J. a Mock, R., 1973: Die Verhältnisse des Areal der Burg Devín von dem Gesichtspunkt seiner Sanierung. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 26, 243 – 267.
- Kalivodová, E., Bedrna, Z., Bulánková, E., David, S., Ďugová, O., Fedor, P., Fendá, P., Gajdoš, P., Gavlas, V., Kalivoda, H., Kollár, J., Krištín, A., Kubiček, F., Kürthy, A., Lukáš, J., Magic, D., Olišovský, T., Pastorális, G., Svatoň, J., Szabóová, A., Šteffek, J., Štepanovičová, O. a Zaliberová, M., 2008: Flóra a fauna viatych pieskov Slovenska. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 251 s.
- Kantor, J., Ďurkovičová, J., Sládková, M. a Wiegerová, V., 1987: Rádiometrické datovanie niektorých horninových komplexov K/Ar metódou. In: Izotopový výskum petrogenetických procesov, II. časť. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kantor, J., Fordinál, K., Harčová, E., Růčka, I. a Kovářová, A., 1992: Izotopové zloženie bádenských mákkyšov z vrtu HGP-3. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kašpárek, M. a Selle M., 1956: Zpráva o výsledcích strukturního průzkumu v oblasti Šaštín – Smolinské – Čáry – Bor. Sv. Júr. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Katyk, M., 1951a: Stavebné hmoty Československej republiky list Lanžhot (4558) – Slovensko. *Slov. Geotechn. (Bratislava)*, 1, 3 – 35.
- Katyk, M., 1951b: Stavebné hmoty Československej republiky, List Malacky (4658) – Slovensko. *Slov. Geotechn. (Bratislava)*, 2, 3 – 45.
- Kernátsová, J., 1991: Rozbor malakofauny z oblasti Chvojnickej pahorkatiny a severnej časti Borskej nížiny. In: Baňacký, V., Elečko, M., Modliba, I. a Čechová, A., 1991: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy 34-412 (Moravský Ján-2), 34-421 (Kúty-1), 34-243 (Holíč-3), 34-234 (Břeclav-4), 34-241 (Holíč-1). Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Klembara, J., 1986: New finds of the genus *Ophisaurus* (Reptilia, Anguillidae) from the Miocene of western Slovakia. *Acta Univ. Carol. Geol. (Praha)*, 2, 187 – 203.
- Kobza, J., Barančíková, G., Cepková, V., Došeková, A., Fulajtár, E., Houšková, B., Makovníková, J., Matúšková, L., Medveď, M., Pavlenda, P., Schlosserová, J., Styk, J. a Vojtáš, J., 2002: Monitoring pôd Slovenskej republiky – Súčasný stav a vývoj monitorovaných vlastností pôd. Výsledky Čiastkového monitorovacieho systému – pôda, ako súčasť monitoringu životného prostredia Slovenskej republiky za obdobie 1997 – 2001. Bratislava, VÚPOP, 180 s.
- Kobza, J., Barančíková, G., Čumová, L., Dodok, R., Hrivňáková, K., Makovníková, J., Náčiniaková-Bezáková, Z., Pálka, B., Pavlenda, P., Schlosserová, J., Styk, J., Širáň, M. a Tóthová, G., 2009: Monitoring pôd SR. Aktuálny stav a vývoj monitorovaných pôd ako podklad k ich ochrane a ďalšiemu využívaniu. Výsledky Čiastkového monitorovacieho systému – Pôda za obdobie 2002 – 2006 (3. cyklus). Bratislava, VÚPOP, 200 s.
- Kobza, J., Barančíková, G., Makovníková, J., Styk, J., Širáň, M. a Vojtáš, J., 2005: Návrh regulačných pôdochranných opatrení z výsledkov monitoringu pôd SR. Bratislava, VÚPOP, 24 s.
- Kocák, A. a Lukášová, R., 1970: Správa o súhrnnom spracovaní reflexne seizmického merania v slovenskej časti Viedenskej panvy. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Koděra, M. et al., 1989: Topografická mineralógia Slovenska 1 – 3. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied.
- Kodym, O. a Matějka, 1923: Zpráva o geologii flyše v jihozápadním konci Bílych Karpat. *Sbor. St. geol. Úst. (Praha)*, 3, 183 – 207.
- Kohút, M., Plašienka, D., Putiš, M., Ivan, P., Méres, Š., Havrila, M., Uher P. a Michalík, J., 2008: Structure of the “core mountains” of western Slovakia (Malé Karpaty and Považský Inovec Mts.). In: Németh, Z. a Plašienka, D. (eds): Proceedings and Excursion Guide of SlovTec 08. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 159 – 202.
- Kohút, M., Plašienka, D., Fordinál, K., Maglay, J. a Kučera, M., 2007: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 44-221 Stupava a 44-224 Bernoláková. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kohút, M., Uher, P., Putiš, M., Ondrejka, M., Sergeev, S., Larionov, A. a Paderin, I., 2009: SHRIMP U-Th-Pb zircon dating of the granitoid massifs in the Malé Karpaty Mountains (Western Carpathians): evidence of Meso-Hercynian successive S- to I-type granitic magmatism. *Geol. carpath. (Bratislava)*, 60, 5, 345 – 350.
- Kochanová, M., 1957: Správa o predbežnom paleontologickom vyhodnotení lamelibranchiát mezozoika Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kochanová, M., 1964: Biostratigrafické vyhodnotenie fauny lamelibranchiátov a gastropódov mezozoika Malých Karpát. Závěrečná správa. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kochanová, M., 1982: Daonellen aus dem Wettersteindolomit der Kleinen Karpaten. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava)*, 8, 71 – 76.
- Kochanová, M., Peržel, A. a Salaj, J., 1967: Vorkommen der Rhaet-Gesteine inmitten der liassischen Kalk-Dolomitbrekzien der tatrigen Hüllenserie in der Kleinen Karpaten. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 43, 207 – 208.
- Kolosváry, G., 1958: Triaskorallen aus Kleinen Karpaten in der ČSR. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 13, 25 – 31.
- Konopka, E., 1998: Hodnotenie hydraulických parametrov hornín kvartéru a neogénu severnej časti Záhorskej nížiny. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archiv Kat. hydrogeol. PriF UK.
- Koretsky, I. A. a Holec, P., 2002: A primitive seal (Mammalia: Phocidae) from the early Middle Miocene of Central Paratethys. In: Emry, R. J. (ed.): Cenozoic mammals of land and sea tributes to the career of Clayton E. Ray. Washington, Smithsonian Instit. Press, 163 – 178.
- Korikovskij, S. P., Cambel, B., Miklós, J. a Janák, M., 1984: Metamorfizmus kristallínikuma Malých Karpát: etapy, zonalnosť, svjaz s granitoidami. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 35, 4, 437 – 462.

- Kornhuber, G., 1857: Naturhistorische Verhältnisse der Umgebung von Bösing. Verh. Ver. Naturkde (Presburg), 2, Sitzungsber., s. 61.
- Koša, E., 1998: Lithostratigraphy and depositional environment of Lower-Middle Jurassic crinoidal limestone formations of the Vysoká Nappe Unit (Malé Karpaty Mts., Western Carpathians). Geol. carpath. (Bratislava), 49, 5, 329 – 339.
- Koutek, J., 1936a: O nálezu nubeculariových vápenců v Československu. Příroda (Brno), 29, 8, 222 – 223.
- Koutek, J., 1936b: Sur la découverte des calcaires à Nubéculaires en Tchécoslovaque. Compte Rendu Soc. Géol. France (Paris), 9, 151 – 153.
- Koutek, J., 1939: Poznámka o oolitických vápencích Česko-slovenských. Příroda (Brno), 32, 3, 101 – 102.
- Koutek, J. a Zoubek, V., 1936a: Zpráva o geologických studiích a mapování v okolí Bratislavy. Věst. Stát. geol. Úst. (Praha), 12, 3-4, 67-85.
- Koutek, J. a Zoubek, V., 1936b: Vysvětlivky ke geologické mapě v měřítku 1 : 75 000, list Bratislava 4758. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 18, 92 s.
- Koutek, J. a Zoubek, V., 1936c: Geologická mapa Československé republiky. List: Bratislava (4758) 1 : 75 000. Praha, St. geol. Úst. Čs. Republ.
- Kováč, M., 1985: Origin of Jablonica Formation conglomerates in the light of pebble analysis. Geol. carpath. (Bratislava), 36, 1, 95 – 105.
- Kováč, M., 1986: Lower Miocene sedimentation in the area of Jablonica depression – a model bound to oblique – slip mobile zone. Geol. carpath. (Bratislava), 37, 1, 3 – 15.
- Kováč, M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj Karpatsko-Panónskeho regiónu v miocéne: nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. Bratislava, Veda, 5 – 202.
- Kováč, M. a Baráth, I., 1996: Tektonicko-sedimentárny vývoj alpsko-karpatsko-panónskej styčnej zóny počas miocénu. Miner. slov. (Bratislava), 28, 1, 1 – 11.
- Kováč, M., Baráth, I., Harzhauser, M., Hlavatý, I. a Hudáčková, N., 2004: Miocene depositional systems and sequence stratigraphy of the Vienna Basin. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg (Frankfurt a. M.), 246, 187 – 212.
- Kováč, M., Baráth, I., Holický, I., Marko, F. a Túnyi, I., 1988a: Stratigrafická a paleogeografická korelácia vývoja egenburských sedimentov SV časti Malých Karpát, Tmavskej tabule a Považia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kováč, M., Baráth, I., Holický, I., Marko, F. a Túnyi, I., 1989: Basin opening in the Lower Miocene strike – slip zone in the SW part of the Western Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 40, 1, 37 – 62.
- Kováč, M., Baráth, I., Kováčová-Slamková, M., Pipík, R., Hlavatý, I. a Hudáčková, N., 1998: Late Miocene paleoenvironments and sequence stratigraphy: northern Vienna basin. Geol. carpath. (Bratislava), 49, 6, 445 – 458.
- Kováč, M., Baráth, I., Šutovská, K. a Uher, P., 1991a: Zmeny v sedimentárnom zázname spodného miocénu v Dobrovodskej depresii. Miner. slov. (Bratislava), 23, 2, 201 – 213.
- Kováč, M., Bielik, M., Hók, J., Kováč, P., Kronome, B., Labák, P., Moczo, P., Plašienka, D., Šefara, J. a Šujan, M., 2002: Seismic activity and neotectonic evolution of the Western Carpathians. In: Neotectonics and surface processes: the Pannonian Basin and Alpine/Carpathian System. Eds.: Cloeting, S. D. P. L., Horváth, F., Bala, G., Lankreijer, A. C. EGU Stephan Mueller Spec. Publ. Ser., 3, 167 – 184.
- Kováč, M. a Hudáčková, N., 1997: Changes of paleoenvironment as result of tectonic events with sea level changes in the northeastern margin of the Vienna Basin. Zbl. Geol. Paläont., Tl I (Stuttgart), 5/6, 457 – 469.
- Kováč, M., Hudáčková, N., Hlavatá, J., Sopková, B., Andrejeva-Grigorovič, A., Halásová, E., Kováčová, M., Kováčová, P., Sliva, L. a Baráth, I., 2008: Miocénne usadeniny vo vrtoch z regiónu Záhorská nížina: sedimentológia, biostratigrafické zaradenie a prostredie depozície. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 114, 7 – 49.
- Kováč, M., Marko, F. a Baráth, I., 1988b: Geologická dokumentácia hliniska na ložisku Sološnica-Hrabník. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied.
- Kováč, M., Marko, F. a Baráth, I., 1993: Štruktúrny a paleogeografický vývoj západného okraja centrálnych Západných Karpát v neogéne. In: Rakús, M. a Vozár, J. (ed.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 45 – 56.
- Kováč, M., Michalík, J., Plašienka, D. a Putiš, M. (eds.), 1991b: Malé Karpaty Mts. – Geology of the Alpine-Carpathian junction. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 82 s.
- Kováč, M., Nagymarosy, A., Holcová, K., Hudáčková, N. a Zlinská A., 2001: Paleogeography, paleoecology and eustasy: Miocene 3rd order cycles of relative sea-level changes in the Western Carpathian – North Pannonian basins. Acta geol. hung. (Budapest), 44, 1, 1 – 45.
- Kováč, M., Šutovská, K., Baráth, I. a Fordinál, K., 1992: Planinské súvrstvie – sedimenty otnansko-spodnokarpatského veku v severnej časti Malých Karpát. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 96, 47 – 50.
- Kováč, P. a Havrila, M., 1998: Inner structure of the Hronicum. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 4, 275 – 280.
- Kováčová, M., 2008: Palynologické vyhodnotenie vzoriek z vrtoch ZNV zo Záhorskej nížiny. In: Fordinál, K., Maglay, J., Nagy, A., Polák, M., Filo, I., Olšovský, M., Plašienka, D., Kohút, M., Bezák, V., Németh, Z., Ábelová, M., Šimon, L., Kollárová, V. a Kováčiková, M., 2009: Vysvetlivky ku geologickým mapám v M 1 : 25 000 listov: 44-232 Devín, 44-241 Bratislava-Karlova Ves (časť), 44-214 Bratislava-Devínska Nová Ves, 44-223 Bratislava-Záhorská Bystrica (časť), 44-212 Zohor, 44-221 Stupava (časť), 34-434 Záhorská Ves, 34-443 Jablonové (časť), 34-444 Modra-Harmónia (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kováčová, M., Doláková, N. a Kováč, M., 2011: Miocene vegetation pattern and climate change in the northwestern Central Paratethys domain (Czech and Slovak Republic). Geol. carpath. (Bratislava), 62, 3, 251 – 266.
- Kováčová, P. a Hudáčková, N., 2009: Late Badenian foraminifers from the Vienna Basin (Central paratethys): stable isotope study and paleoecological implications. Geol. carpath. (Bratislava), 60, 1, 59 – 70.
- Köhler, E. a Borza, K., 1984: Oberkreide mit Orbitoiden in den Kleinen Karpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 35, 2, 195 – 204.
- Krásný, J., Kullman, E., Vrana, K. a Remšík, A., 1987: Vysvětlivky k základní hydrogeologické mapě ČSSR 1 : 200 000, list 34 Znojmo. Praha, Ústř. Úst. geol., 130 s.
- Krippel, E., 1962: Príspevok k problému floristickej hranice terciér – kvartér. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 63, 157 – 162.
- Krippel, E., 1965: Postglaciálny vývoj lesov Záhorskej nížiny (Historicko-geobotanická štúdia). Biol. práce (Bratislava), 11, 3, 100 s.
- Krist, E., Korikovskij, S. P., Putiš, M., Janák, M. a Faryad, S. W., 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathian crystalline complexes. Bratislava, Comenius University Press, 324 s.
- Kubeš, P., Bielik, M., Daniel, S., Čížek, P., Filo, M., Gluch, A., Grand, T., Hrušecký, I., Kucharič, L., Medo, S., Pašteka, R., Smolárová, H., Šefara, J., Tekula, B., Ujpál, Z., Valušiaková, A., Bezák, V., Dublan, Š., Elečko, M., Határ, J., Hraško, L., Ivanička, J., Janočko, J., Kaličiak, M., Kohút, M., Konečný, V., Mello, J., Polák, M., Potfaj, M., Šimon, L. a Vozár, J., 2001: Atlas geofyzikálnych máp a profilov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kučera, M., 2010: Vysvetlivky ku geologickým mapám v M 1 : 25 000 listov: 34-412 Sekule a 34-414 Moravský Svätý Ján. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Kučerová, K., 1984: Miocénne ostrakódy sedimentov íloviska cementárne v Rohožníku. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kučerová, K., 1986: Bádenské a sarmatské ostrakódy íloviska v Rohožníku. Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), 21, 113 – 115.
- Kullman, E., 1965: Vody západných svahov Malých Karpát a ich vplyv na režim a zásoby podzemných vôd Záhorskej nížiny. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Stavebnej fakulty SVŠT.
- Kullman, E., 1966: Základný hydrogeologický výskum kvartéru Záhorskej nížiny. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kullman, E., 1980: Hydrogeológia kvartéru a najvyšších častí neogénu Záhorskej nížiny. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 2, 7 – 125.
- Kullman, E., Gazda, S., Jetel, J., Škvarka, L. a Franko, O., 1975: Základná hydrogeologická mapa ČSSR, list 35 Trnava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kullmanová, A., 1965: Litologicko-petrografický výskum mezozoických karbonátov Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kullmanová, A., 1971: Litofaciálny výskum devínskych a borinských karbonatických hornín v obalovej jednotke Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kullmanová, A., 1988: Mikrofaciálno-petrografické vyhodnotenie mezozoických hornín v hlbinných vrtoch v podloží neogénu Viedenskej panvy. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 11, 53 – 78.
- Kullmanová, A. a Kochanová, M., 1975: Sedimentárno-petrografický a biostratigrafický výskum mezozoika Západných Karpát. Litologicko-petrografický a biofaciálny výskum vrchnotriasových vápencov chočskej jednotky v Malých Karpatoch (havranický príkrov). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kysela, J., 1988a: Reinterpretácia geologickej stavby predneogénneho podložia slovenskej časti Viedenskej panvy. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 11, 7 – 51.
- Kysela, J., 1988b: Mikrofaciálna analýza, typy porozity litavských vápencov a vrchnotriasových dolomitov z podložia Viedenskej panvy. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 13, 7 – 142.

L

- Lehotayová, R., 1977: New data on calcareous nannoflora in pelites of the brick-kiln at Devínska Nová Ves. Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 2 – 3, 175 – 188.
- Lehotayová, R., 1989: The calcareous Nannoplankton of Badenian deposits from the Borehole Devínska Nová Ves-1. Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 13, 61 – 68.
- Lehotský, R., 1992: Kras a pseudokras Devínskych Karpát. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Lexa, J., Bezák, V., Elečko, M., Eliáš, M., Konečný, V., Less, Gy., Mandl, G. V., Mello, J., Pálenský, P., Pelikán, P., Polák, M., Potfaj, M., Radocz, Gy., Ryko, W., Schnabel, G. W., Stráňík, Z., Vass, D., Vozár, J. a Zelenka, T., 2000: Geological map of the Western Carpathians and adjacent areas 1 : 500 000. Bratislava, Ministry of Environment of Slovak Republic – Geological Survey of Slovak Republic.
- Linkeš, V. a Hrtánek, B., 1965: Komplexný prieskum pôd okresu Bratislava. Bratislava, Laboratórium pôdoznalectva, 146 s.
- Linkeš, V., Kobza, J., Švec, M., Ilka, P., Pavlenda, P., Barančíková, G. a Matúšková, L., 1997: Monitoring pôd Slovenskej republiky – Súčasný stav monitorovacích vlastností pôd – Výsledky Čiastkového monitorovacieho systému – pôda, ako súčasť Monitoringu životného prostredia Slovenskej republiky za obdobie 1992 – 1996. Bratislava, Výsk. Úst. Pôd. Úrod., 128 s.
- Lintnerová, O., Masaryk, P. a Martiny, E., 1988: Trace elements distribution in Triassic carbonates from Veterník and Havranica nappes (the Malé Karpaty Mts.). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 39, 3, 301 – 322.
- Lukniš, M., 1955: Zpráva o geomorfologickom a kvartérno-geologickom výskume Malých Karpát (dolina Vydrice). Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 7, 3 – 4, 214 – 226.
- Lukniš, M., 1964: Pozostatky starších povrchov zarovňávania reliéfu v Československých Karpatoch. Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 16, 3, 289 – 296.
- Lupták, P., 1995a: First evidence of the Turolian Carnivorous species *Perunium ursogulo* ORLOV, 1948 (Mustelidae, Mammalia) from Slovakia. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 1, 2, 171 – 174.
- Lupták, P., 1995b: *Ictitherium viverrinum* (Carnivora Hyaenidae) from Upper Miocene of Western Slovakia. Geol. carpath. (Bratislava), 46, 6, 349 – 356.

M

- Maglay, J., Pristaš, J., Nagy, A., Fordinál, K., Buček, S., Havrila, M., Kováčik, M., Elečko, M., Baráth, I. (autori máp); Maglay, J., Pristaš, J., Nagy, A., Fordinál, K., Elečko, M., Buček, S., Havrila, M., Kováčik, M., Hók, J., Kernátsová, J., Baráth, I., Kubeš, P., Kucharič, L., Malík, P., Zuberec, J., Klukanová, A., Ondrášik, M., Čurlík, J., Šefčík, P. (autori vysvetliviek); Maglay, J., Pristaš, J., Čurlík, J., Šefčík, P., Tkáčová, H., Tkáč, J. (autori tematických máp), 2005: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Trnavská pahorkatina v M 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Maglay, J., Pristaš, J., Kučera, M. a Ábelová, M., 2009: Geologická mapa kvartéru Slovenska, Hrúbka kvartérneho pokryvu 1 : 500 000. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mahef, M., 1952: K stratigrafii obalovej série Malých Karpát. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 3, 1 – 2, 203 – 212.
- Mahef, M., 1959: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika centrálnych Karpát. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 55, 61 – 81.
- Mahef, M., 1961a: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika centrálnych Karpát. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 21, 5 – 28.
- Mahef, M., 1961b: Nové poznatky z niektorých „kľúčových území“ v Strážovskej vrchovine. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 21, 29 – 70.
- Mahef, M., 1962: Niekoľko nových poznatkov z chočskej jednotky v Strážovskej hornatine. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 25 – 26, 137 – 142.
- Mahef, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. Časť 1 – Palealpínske jednotky. Bratislava, Veda, 503 s.
- Mahef, M., 1987: The Malé Karpaty Mts. – constituent of the transitional segment between the Carpathians and Alps; important tectonic window of the Alpides. Miner. slov. (Bratislava), 19, 1 – 27.
- Mahef, M. a Cambel, B., 1972: Geologická mapa Malých Karpát. 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Mahef, M., Kamenický, J., Fusán, O. a Matějka, A., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Záp. Karpaty, sv. 1. Praha, Academia, 495 s.
- Malík, P., Bačová, N., Hronček, S., Kočícký, D., Maglay, J., Ondrášik, M., Šefčík, P., Černák, R., Švasta, J. a Lexa, J., 2007: Zostavovanie geologických máp v mierke 1 : 50 000 pre potreby integrovaného manažmentu krajiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Marcin, D., Kullman, E., Bodiš, D., Kordík, J. a Zakovič, M., 1996: Hydrogeologická a hydrogeochemická mapa južnej časti Záhorskej nížiny v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Marko, F., Fodor, L. a Kováč, M., 1991: Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské Karpaty. *Miner. slov. (Bratislava)*, 23, 3, 189 – 200.
- Marko, F. a Jureňa, V., 1999: Zlomová tektonika východného okraja Viedenskej panvy a hrastu Malých Karpát. *Miner. slov. (Bratislava)*, 31, 5 – 6, 513 – 524.
- Marko, F. a Kováč, M., 1996: Rekonštrukcia miocénnej tektonickej evolúcie Vačovskej kotliny na základe analýzy štruktúrneho a sedimentárneho záznamu. *Miner. slov. (Bratislava)*, 28, 2, 81 – 91.
- Marko, F., Kováč, M., Fodor, L. a Šutovská, K., 1990: Deformations and kinematics of a Miocene shear zone in the northern part of the Little Carpathians (Buková Furrow, Hrabník Formation). *Miner. slov. (Bratislava)*, 22, 5, 399 – 410.
- Marko, F., Plašienka, D. a Fodor, L., 1995: Meso-Cenozoic tectonic stress fields within the Alpine-Carpathian transition zone: a review. *Geol. carpath. (Bratislava)*, 46, 1, 19 – 27.
- Matějka, A., 1937: Zpráva o výsledcích geologických výzkumů v neogénu při SZ okraji Malých Karpát mezi Lozornem, Jablonicou a Šaštinem. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Matějka, A. a Kodym, O., 1937: Zpráva o geologickém mapování na listě Malacky (4658) v roce 1936. *Věst. St. geol. Úst. (Praha)* 13, 6, 233 – 235.
- Matula, M., 1957: Stopy periglaciálnej klímy v oblasti južného úpätia Malých Karpát. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava)*, 8, 2, 323 – 334.
- Matula, M. a Pašek, J., 1986: Regionálna inžinierska geológia ČSSR. Bratislava, Alfa, 295 s.
- Mayer, S., Kocák, A., Linhart, I., Jakeš, O. a Lukášová, R., 1972: Vídeňská pánev 1971 – Výročná zpráva o seizmickém průzkumu metodou spoločného reflexního bodu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mayer, S., Kocák, A., Rektorič, J., Zbořil, A., Jihlavec, F. a Hromec, J., 1975: Geofyzikální průzkum Vídeňské pánve. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mayer, S. et al., 1994: Správa o výsledkoch reflexno-seizmického prieskumu v severnej časti slovenského úseku Viedenskej panvy v návaznosti na jej zostávajúcu časť. Záverečná správa úlohy Geofyzika II. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mayer, S., Novák, J. a Šmikmátorová, R., 1992: Záverečná správa o výsledkoch reflexno-seizmického prieskumu SRB na úlohe: Viedenská panva – Geofyzika III. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mazúr, E. a Činčura, J., 1964: Príspevok k niektorým kvartérnym formám a útvarom so zvláštnym zreteľom na územie Slovenska. *Geogr. Čas. (Bratislava)*, 1, 17 – 21.
- Mazúr, E. a Činčura, J., 1975: Poverchnosti vyrovňavania Zapadnych Karpát. *Stud. geomorphol. (Krakow)*, IX, 27 – 36.
- Mazúr, E., Jakál, J. (eds.), Bánes, L., Bárta, J., Bašovský, O., Bedrna, Z., Beňadič, B., Benčať, F., Beňko, J., Bertka, J., Bialeková, D., Brlay, A., Brouček, I., Bučko, J. Š., Čepelák, J., Činčura, J., Čorný, M., Čurlík, J., Dekan, J., Drdoš, J., Dulovič, L., Dušek, M., Džatko, M., Ferienc, O., Feriancová-Masárová, Z., Fučíková, N., Fulajtár, E., Furmánek, V., Fusán, O., Futák, J., Greppel, E., Gryga, B., Habovštiak, A., Hajdúk, J., Hajtman, P., Hanáček, J., Hanzlík, J., Hapák, P., Heseck, F., Hlavicová, J., Hlubocký, B., Holčík, J., Hollá, Z., Holobradý, K., Hraško, J., Chropovský, B., Ilavský, J., Ivanička, K., Ivaničková, A., Ižo, A., Jakál, J., Jankovič, V., Juráni, B., Jurko, A., Kadlec, M., Kaldrovič, J., Kelemen, A., Kirner, K., Kliský, M., Kňazovický, L., Kodym, O., Kolník, T., Konček, M., Konečný, V., Korběl, L., Korec, P., Kovař, L., Krajič, A., Krajičovič, S., Kraskovská, L., Krcho, J., Krippel, E., Kuchař, K., Kurpelová, M., Kušík, M., Kvitkovič, J., Ladziánsky, A., Lexa, J., Linkeš, V., Lukniš, M., Magic, D., Maglocký, Š., Maheľ, M., Makeľ, M., Malý, J., Man, O., Mariot, P., Marsina, R., Matej, M., Matějka, A., Matula, M., Mazúr, E., Mazúrová, V., Mihálik, Š., Michalec, I., Michalko, J., Mišúnová-Šulavíková, E., Mládek, J., Mocko, Z., Molnár, F., Mrázik, A., Nemčok, A., Očovský Š., Ondrejka, R., Otrubová, E., Pacl, J., Paulov, J., Pavúk, J., Pecho, J., Peterka, V., Pieta, K., Plachá, V., Plančár, J., Plesník, P., Podhorský, F., Polla, B., Porubský, A., Rak, J., Pandík, A., Ratkoš, P., Ruttkay, A., Sabaka, J., Sawicki, L., Sedlák, V., Seneš, J., Silvan, J., Spišiak, P., Stančík, M., Stankoviánsky, M., Šamaj, F., Šebók, V., Šimo, E., Šipka, E., Šiška, S., Šoltis, J., Špiesz, A., Štolc, J., Šurina, B., Tarábek, K., Tomlain, J., Trizna, V., Tuňák, Š., Turbek, J., Urbánek, J., Urbánek, L., Valovič, J., Valvič, Š., Vanko, J., Vaškovský, I., Veličik, L., Verešik, J., Vladár, J., Vozár, J., Weismann, L., Weissová, E., Zachar, D., Zátka, M., Závodská, D., Zelenský, K., Zrubec, F., Žiaková, E., Žihlavník, J. a Žudel, J., 1980: Atlas SSR. Bratislava, Slov. Akad. Vied, 273 s.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1978: Regionálne geomorfologické členenie SSR. *Geogr. Čas. (Bratislava)*, 30, 2, 101 – 122.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1986: Geomorfologické členenie SSR a ČSSR. Mapa 1 : 500 000, 1. vyd. Bratislava, Slov. kartografia.
- Mazúrová, V., 1972: Terasový systém Dunaja v Devínskej bráne. Manuskript. Bratislava, archív Slov. Akad. Vied.
- Mazúrová, V., 1973: Príspevok k poznaniu Dunajských terás v Devínskej bráne. *Geogr. Čas. (Bratislava)*, 25, 2, 112 – 121.
- Mičian, L. a Plesník, P., 1981: Fyzicko-geografická regionalizácia Borskej nížiny (Západné Slovensko). *Geographica (Bratislava)*, 19, 249 – 267.
- Michalík, J., 1984: Some remarks on development and structural interpretation of the northwestern part of the Malé Karpaty Mts. (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 35, 4, 489 – 504.
- Michalík, J., 1993: Tatric Early Jurassic brachiopod associations in the Malé Karpaty Mts., Slovakia. *Abstrakte. Paläontologische Gesellschaft*, 63. Jahrestagung, 21. – 26. September 1993 in Prag, 30 – 31.
- Michalík, J., 1994: Notes on the paleogeography and tectonics of the Western Carpathian area during the Mesozoic. *Mitt. Österr. geol. Gessell. (Wien)*, 86, 101 – 110.
- Michalík, J., 1997: Tsunamites in a storm-dominated Anisian Carbonate Ramp (Vysoká Formation, Malé Karpaty Mts., Western Carpathians). *Geol. carpath. (Bratislava)*, 48, 4, 221 – 229.
- Michalík, J., Borza, K., Buček, S., Masaryk, P., Jendrejáková, O., Bystrický, J. a Köhler, E., 1986: Stratigrafia a stavba príkrovov Malých Karpát s ohľadom na vyjasnenie štruktúrnych anomalíí v podloží Viedenskej panvy. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied.
- Michalík, J., Broska, I., Franců, J., Jendrejáková, O., Kochanová, M., Lintnerová, O., Masaryk, P., Papšová, J., Planderová, E., Šucha, V. a Zatkalíková, V., 1992a: Štruktúrny vrt Dobrá Voda DV-1 (1 140,8 m) (Dobrá Voda-Konča Skaliek) v Brezovských Karpatoch. *Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava)*, 27, 7 – 139.
- Michalík, J., Masaryk, P., Jendrejáková, O. a Papšová, J., 1989: Stratigraphy of Triassic (Anisian – Carnian) carbonates in western termination of Central Western Carpathians, Czechoslovakia. In: XIV kongress KBGA, Sofija 1989. Tezisy dokladov, 731 – 734.
- Michalík, J., Masaryk, P., Lintnerová, O., Soták, J., Jendrejáková, O., Papšová, J. a Buček, S., 1993: Facies, paleogeography and diagenetic evolution of the Ladinian/Carnian Veterlin reef complex, Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). *Geol. carpath. (Bratislava)*, 44, 1, 17 – 34.
- Michalík, J., Reháková, D. a Halášová, E., 1990: K stratigrafii hraničných jursko-kriedových súvrství v doline Hlboč (Vysoká jednotka krížňanského príkrovu, Malé Karpaty). In: Biostratigrafické a sedimentologické studie v mezozoiku Českého masívu a Západných Karpát. *Sbor. 1. díl. Hodonín*, 183 – 204.

- Michalík, J., Reháková, D. a Marko, F., 1992b: Stratigrafia a tektonika spodnokriedovej vápencovej sekvencie v profile jaskyne Driny (vysocká jednotka, Malé Karpaty). *Miner. slov. (Bratislava)*, 24, 3 – 4, 235 – 243.
- Michalík, J., Reháková, D. a Soták, J., 1994: Environments and setting of the Jurassic/Lower Cretaceous succession in the Tatric area, Malé Karpaty Mts. *Geol. carpath. (Bratislava)*, 45, 1, 45 – 56.
- Michalík, J., Soták, J., Reháková, D., Salaj, J. a Činčura, J., 2000: Localities of the 6th International Cretaceous Symposium field trip (B). Vienna, Austria.
- Michalík, J. a Zágorský, K., 1986: Biostratigraphy, lithofacial Development and Fauna of badenian Sediments in the Devín-Záhradky Section (Bratislava). *Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava)*, 7, 35 – 55.
- Mikuláš, E., 1969: Kuchyňa, Lozorno, vyhodnotenie hydrogeologických prieskumných vrtov HL-1 a HL-2. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mikuška, B., 2005: Syntaxonómia dubovo-borovicových kultúrnych lesov na Borskej nížine. *Bull. Slov. Bot. Spol. (Bratislava)*, 27, 157 – 169.
- Mikuška, J., Pospíšil, L. a Pašteka, R., 2006: Kvalitatívno-quantitatívne prejavy uhľovodíkových pascí a ložísk v integrovanom geofyzikálnom poli Východoslovenskej, Podunajskej a Viedenskej panvy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Minaříková, D., 1963: Mineralogicko-petrografická charakteristika kvartérnych sedimentů jižní části Záhorské nížiny. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, 64, 141 – 150.
- Minaříková, D., 1965: Sedimentárno-petrografický výskum kvartérnych sedimentov Záhorskej nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Minaříková, D., 1969: Petrografie kvartérnych sedimentů Záhorské nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Minaříková, D., 1973: Petrografie kvartérnych sedimentů Záhorské nížiny. *Sbor. geol. Věd, Ř. A. (Praha)*, 9, 77 – 129.
- Minaříková, D. a Havlíček, P., 1990: Correlation of fluvial sediments of the Dyje and Morava rivers along the Czechoslovak-Austrian border. In: Minaříková, D. a Lobitzer, H. (eds.): *Thirty years of Geological cooperation between Austria and Czechoslovakia*. FGS Vienna – GS Prague, 159 – 168.
- Mišík, M., 1976: Geologické exkurzie po Slovensku. Bratislava, SPN, 359 s.
- Mišík, M., 1980: Miocene sinter crusts (speleothems) and calcrete deposits from neptunian dykes, Malé Karpaty Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 31, 4, 495 – 512.
- Mišík, M., 1986: Sedimentologisches und fazielles Studium der Trias und Lias der Devín-Entwicklung (Malé Karpaty). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 41, 67 – 91.
- Mišík, M., 1995: Authigenic quartz crystals in the Mesozoic and Paleogene carbonate rocks of the Western Carpathians. *Geol. carpath. (Bratislava)*, 46, 4, 227 – 239.
- Mišík, M., 1996: Silica spherulites and fossil silcretes in carbonate rocks of the Western Carpathians. *Geol. carpath. (Bratislava)*, 47, 2, 91 – 105.
- Mišík, M., 1997: Stratigrafické a priestorové rozmiestnenie vápencov s kalcitovými, chamositovými, hematitovými a illitovými ooidmi v Západných Karpatoch. *Miner. slov. (Bratislava)*, 29, 2, 83 – 112.
- Mišík, M., Gulička, J. a Urvichiarová, E., 1974: Devínska Kobyla. Geologické pomery, kvetena a fauna. Bratislava, Obzor, 102 s.
- Mišík, M. a Jablonský, J., 1978: Spodnotriasové kremence a zlepenca Malých Karpát (rozbor valúnov, smery transportu, genéza). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 33, 5 – 36.
- Mišík, M. a Jablonský, J., 2000: Lower Triassic quartzites of the Western Carpathians: transport directions, source of clastics. *Geol. carpath. (Bratislava)*, 51, 4, 251 – 264.
- Moravcová, M., 2012: Paleoenvironmentálny vývoj Záhorskej nížiny v období prechodu posledného glaciálu do holocénu. In: Fordinál, K., Maglay, J., Elečko, M., Nagy, A., Moravcová, M., Vlačíky, M., Kohút, M., Németh, Z., Polák, M., Plašienka, D., Olšavský, M., Buček, S., Havrila, M., Hók, J., Pešková, I., Kucharič, L., Kubeš, P., Malík, P., Liščák, J., Madarás, P., Šefčík, P., Baláž, P., Boorová, D., Uher, P., Zlinská, A., Žecová, K. a Baráth, I., 2012: *Vysvetlivky ku geologickej mape Záhorskej nížiny v M 1 : 50 000*. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Moravcová, M. a Fordinál, K., 2010: The OSL dating of eolic sands from the Záhorská nížina Lowland. In: Kohút M. (ed.): *DATING 2010. Conference Proceedings. Konferencie – Sympóziá – Semináre*. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 25 – 26.
- Moravcová, M., Fordinál, K. a Maglay, J., 2011: Stratigrafia vrchnopleistocénnych a holocénnych fluvialných sedimentov Záhorskej nížiny (Malé Leváre, Vysoká pri Morave) na základe AMS datovania. In: Boorová, D. (ed.): *12. paleontologická konferencia. Zborník príspevkov. Konferencie – Sympóziá – Semináre*. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 93 – 95.
- Musil, R., 1960: Štěrková terasa Moravy u Malých Levár. *Acta Rer. Natur. Mus. Nat. Slov. (Bratislava)*, 6, 11 – 32.
- MŽP SR, 2011: *Správa o stave životného prostredia Slovenskej republiky v roku 2010*. Bratislava, MŽP SR – SAŽP, 192 s.

N

- Nagy, A., Baráth, I. a Ondrejčíková, A., 1993: Karloveské vrstvy – marginálne sedimenty sarmatu východného okraja Viedenskej panvy. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 97, 69 – 72.
- Němeček, J., et al., 1967: Geneticko-agronomická klasifikace půd ČSSR. In: *Průzkum zemědělských půd ČSSR 1*. Praha, Ministerstvo zeměd. a výž., 246 s.
- Novák, V., 1925: Morfológický vývoj neogenných sníženin na Moravě. *Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přirodověd. (Praha)*, 8 (1924), 1 – 229.

O

- Odstřil, J. a Možný, A., 1966: Detailní tíhový průzkum vídeňské pánve v okolí Studienky a Závodu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Odstřil, J., Možný, A. a Čekan, V., 1967: Detailní tíhový průzkum gajarsko-šaštínského elevačního pásma. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Olšavský, M., 2008: Faciálna analýza maluzinského súvrstvia a jeho geologická stavba na SV svahoch Nízkych Tatier. Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív PrIF UK.
- Olšavský, M. a Šimo, V., 2007: Diplocraterion: výrazná ichnofaciálna črta spodnotriasových súvrství Západných Karpát. *Miner. slov. (Bratislava)*, 39, 3, 173 – 184.
- Ondrejčíková, A., 1987: Mäkkýšovské asociácie zo západnej časti „Veľkej Bratislavy“ a ich biostratigrafická interpretácia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ostrolucký, P. a Jiříček, R., 1986: Závěrečná správa o vrte vyhledávacího prieskumu KUKLOV-3. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Ott, E., 1967: Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., neue F. (München), 131, 1 – 96.
- Ott, E., 1972a: Mitteltriadische Riffe der Nördlichen Kalkalpen und altersgleiche Bildungen auf Karaburun und Chios (Agäis). Mitt. Gesell. Geol. – u. Bergb.-Studenten (Wien), 21, 251 – 276.
- Ott, E., 1972b: Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angelichung an die Ammoniten-Chronologie. Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh. (Stuttgart), 141, 81 – 115.

P

- Pagáč, I., 1959: Geologická zpráva o výsledkoch doplnkového štruktúrneho prieskumu, prevedeného v r. 1959 v oblasti Leváre. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Papp, A., 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. Mitt. Geol. Gesell. (Wien), 39 – 41, 99 – 193.
- Papp, A., 1953: Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. Mitt. Geol. Gesell. (Wien), 44 (1951), 85 – 222.
- Papp, A., 1954: Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. Mitt. Geol. Gesell. (Wien), 45, 1 – 112.
- Papšová, J., 1988: Nálezky konodontov z podložia neogénu Viedenskej panvy. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 11, 123 – 128.
- Paul, K., 1863a: Die geologische Zusammensetzung der Waag- und March-Ebene. Verh. K.-Kön. Geol. Reichsanst. (Wien) 4, In: Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 13, 134 – 136.
- Paul, K. M., 1863b: Ungeb. v. Sassin XXIV, 40. Manuskript. Wien, archív Geol. Bundesanst.
- Pek, I., Mikuláš, R. a Lysáková, G., 1997: Boring ichnofossils on mollusc shells from the Late Badenian at Rohožník (Malé Karpaty Mts., Slovakia). Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 42, 1, 47 – 55.
- Pelíšek, J., 1945: Přesypové písky jižní Moravy. Příroda (Brno), 1 – 2, 11 – 16.
- Pelíšek, J., 1963: Charakteristika vátych písků Slovenska. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 64, 103 – 117.
- Pereszlényi, M. et al., 1991: Perspektívny vyhládavacieho prieskumu na ropu a zemný plyn vo Viedenskej panve – štúdia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Peržel, M., 1964: Zpráva o geologickom výskume chočskej jednotky v Bielom pohorí Malých Karpát. Zpr. geol. Výsk. v r. 1963, Časť 2, Slovensko (Bratislava), 66 – 67.
- Peržel, M., 1965a: Nové poznatky o vývine a stratigrafii chočského príkrovu Malých Karpát. Zpr. geol. Výsk. v r. 1964 (Bratislava), 53 – 54.
- Peržel, M., 1965b: Stratigrafia chočského príkrovu Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Peržel, M., 1966a: Nové poznatky o stratigrafii chočského príkrovu Malých Karpát. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 38, 87 – 98.
- Peržel, M., 1966b: Stratigraphie der Trias der Chočdecke des Biele pohorie der Malé Karpaty. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 17, 1, 157 – 166.
- Pešková, I., 2011: Tektonická interpretácia západného úseku kontaktnej zóny – styku externí a interní Západných Karpát. Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. a paleont. PriF UK.
- Pettko, J., 1856a: Bericht ueber die im Auftrage der geologischen Gesellschaft für Ungarn im Herbste 1852 ausegeführte geologische Untersuchung des an die March gränzenden Theile von Ungarn. Arb. Geol. Gesell. Ungarn. (Pesth), 53 – 74.
- Pettko, J., 1856b: Geologische Karte des westlichen Theiles von Ungarn an der March. In: Pettko, J., 1856: Bericht ueber die im Auftrage der geologischen Gesellschaft für Ungarn im Herbste 1852 ausegeführte geologische Untersuchung des an die March gränzenden Theile von Ungarn. Arb. Geol. Gesell. Ungarn. (Pesth), 53 – 74.
- Pevný, J., 1964: Náleziská brachiopódov v mezozoiku Západných Karpát. Zpr. geol. Výsk., v. r. 1963 (Bratislava), 2, 72 – 74.
- Pevný, J., 1984: Indexové fosílie triasu Západných Karpát (ramenonožce). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Piller, W. E., Egger, H., Erhart, C. W., Gross, M., Harzhauser, M., Hubmann, B., van Husen, D., Krenmayr, H.-G., Krystyn, L., Lein, L., Lukeneder, A., Mandl, G. W., Rögl, F., Roetzler, R., Rupp, C., Schnabel, W., Schönlaub, H. P., Summersberger, H., Wagreich, M. a Wesely, G., 2004: Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). Wien.
- Pipík, R., Fordinál, K., Slamková, M., Starek, D. a Chalupová, B., 2004: Annotated checklist of the Pannonian microflora, evertbrate and vertebrate community from Studienka, Vienna Basin. Scr. Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brunensis., Geol. (Brno), 31 – 32, 47 – 54.
- Pipík, R. a Holec, P., 1998: Panónske lastúrnice (Crustacea, Ostracoda) a stavovce (Chordata, Vertebrata) z hliniska tehelne v Borskom Svätom Jure. Miner. slov. (Bratislava), 30, 3, 185 – 194.
- Planderová, E., 1988: Palinologické vyhodnotenie bridličnatých sedimentov z vrto v podloží Viedenskej panvy. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 11, 79 – 92.
- Plašienka, D., 1987: Litologicko-sedimentologický a paleotektonický charakter borinskej jednotky v Malých Karpatoch. Miner. slov. (Bratislava), 19, 3, 217 – 230.
- Plašienka, D., 1990: Regionálne strižné a transpresné zóny v tatriku Malých Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 22, 1, 55 – 62.
- Plašienka, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 127 s.
- Plašienka, D., Baráth, I., Gross, P., Nagy, A., Kohút, M., Kováč, M. a Petrik, I., 1993a: Geologická mapa Malých Karpát 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Plašienka, D., Havrila, M., Michalík, J., Putiš, M. a Reháková, D., 1997a: Nappe structure of the western part of the Central Carpathians. In: Plašienka, D., Hók, J., Vozár, J. a Elečko, M. (eds.): Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Internat. conf., Introduct. articl. exc. Bratislava, Geol. Survey Slov. Rep., D. Štúr Publ., 139 – 161.
- Plašienka, D., Hók, J., Vozár, J. a Elečko, M. (eds.), 1997b: Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. International Conference – 100th Anniversary Dimitrij Andrusov. Abstracts & Introductory articles to the excursion. Bratislava, Geol. Survey Slov. Rep., Dionýz Štúr Publ.
- Plašienka, D., Korikovský, S. P. a Hacura, A., 1993b: Anchizonal Alpine metamorphism of Tatric cover sediments in the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). Geol. carpath. (Bratislava), 44, 6, 365 – 371.
- Plašienka, D., Michalík, J., Kováč, M., Gross, P. a Putiš, M., 1991: Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. – an overview. Geol. carpath. (Bratislava), 42, 4, 195 – 208.
- Plašienka, D. a Putiš, M., 1987: Geological structure of the Tatricum in the Malé Karpaty Mts. Guide to exc., internat. conf. "Structural development of the Carpathian-Balkan orogenic belt". Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 45 – 82.
- Plašienka, D., Reháková, D., Michalík, J., Mikleová, J., Planderová, E. a Hacura, A., 1989: Tektonika a paleotektonika mezozoických komplexov tatrika Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied.
- Polák, J., 1975: Zohor, Láb, hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Polák, M. a Nagy, A., 1993: Vyhodnotenie hydrogeologického vrtu PKH-1 (Košarisko) a PKH-2 (Borinka). In: Hanzel, V., Vrana, K. a Čimborová, S., 1993: Podzemné vody západných svahov Devínskych a Pezinských Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Polák, M. (ed.), Plašienka, D., Kohút, M., Putiš, M., Bezák, V., Filo, I., Olšovský, M., Havrila, M., Buček, S., Maglay, J., Elečko, M., Fordinál, K., Nagy, A., Hraško, L., Németh, Z., Ivanička, J. a Broska, I., 2011: Geologická mapa Malých Karpát v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Ministerstvo životného prostredia – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Polák, M. (ed.), Plašienka, D., Kohút, M., Putiš, M., Bezák, V., Maglay, J., Olšovský, M., Havrila, M., Buček, S., Elečko, M., Fordinál, K., Nagy, A., Hraško, L., Németh, Z., Malík, P., Liščák, P., Madarás, J., Slavkay, M., Kubeš, P., Kucharič, L., Boorová, D., Zlinská, A., Siráňová, Z. a Žecová, K., 2012: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Malé Karpaty 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 7 – 287.
- Polák, R., Švagrovský, J., Lanc, J., Ďurďovič, Ševčík, J. a Mikóczyová, Z., 1977: Devínska Nová Ves – prameň Jalšovec – hydrogeologický prieskum II. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Poltárska, K., Sobocká, J., Jaďuďa, M., Hutár, V. a Šurina, B., 2004: Súbor regionálnych máp geologických faktorov životného prostredia regiónu Chvojnická pahorkatina v mierke 1 : 50 000 – Pedogeochemická mapa. Manuskript. Bratislava, archív VÚPOP.
- Pristaš, J. (ed.), Elečko, M., Maglay, J., Fordinál, K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M., Havrila, M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J., Tkáčová, H., Tkáč, J., Liščák, P., Jánová, V., Švasta, J., Remšík, A., Žáková, E. a Töröková, I., 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 250 s.
- Priehodská, Z., 1988: Výskum ťažkých minerálov v pieskovcoch lunzských vrstiev a vrchnej kriedy z vrtov hlbených do podložia Viedenskej panvy. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 11, 129 – 142.
- Prokešová, H., 1961: Mikrofaunistické zhodnotenie vzoriek z problému Záhorie – korekčné íly. In: Žabková, M., 1962: Etapová zpráva a výpočet zásob. Cementáreň – Záhorie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pulec, M. a Špička, V., 1970: Základný geologický výskum neogénu slovenskej časti Viedenskej panvy – Vysvetľujúci text ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy M-33-131-A-c (Veľké Leváre), M-33-131-A-d (Studienka), M-33-131-B-a (Šajdkove Humence) – časť neogén. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Putiš, M., 1986: Cataclastic metamorphism of metapelitic and metabasic rocks in the Malé Karpaty Mts. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 37, 2, 225 – 243.
- Putiš, M., 1987: Geológia a tektonika juhozápadnej a severnej časti kryštalinika Malých Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 19, 2, 135 – 157.
- Putiš, M., 1991: Geology and tectonics of some shear zones in the West Carpathian crystalline complexes. Miner. slov. (Bratislava), 23, 5 – 6, 459 – 473.
- Putiš, M., 1992: Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathian crystalline basement. Geol. carpath. (Bratislava), 43, 6, 369 – 380.
- Putiš, M., Hrdlička, M. a Uher, P., 2004: Litológia a granitoidný magmatizmus staršieho paleozoika Malých Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 36, 183 – 194.

R

- Radwanski, A., 1968: Tortonian Cliff Deposits at Zahorska Bystrica near Bratislava (Southern Slovakia). Bull. Acad. pol. Sci., Ser. géol. geogr. (Varsovie), 16, 2, 97 – 102.
- Rakús, M., 1994: Revision of ammonites from Marianka shales (Little Carpathians). Miner. slov. (Bratislava), 26, 2, 118 – 125.
- Ralbovský, E. et al., 1993: Gajary-125 – vyhľadávaci prieskum na ropu a zemný plyn vo Viedenskej panve. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Rebro, A., Matejčáková, E. a Jurdík, M., 1978: Smrdáky – vrt SB-1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Remšík, A., 1985: Správa o výskumnom geotermálnom vrte RGL-1 v Lakšárskej Novej Vsi. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Remšík, A., 1987: Geotermálne vody vápencovo-dolomitických komplexov podunajskej a viedenskej panvy. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Remšík, A., Bodiš, D., Fendek, M., Král, M. a Zbořil, L., 1989: Methods of Research and Evaluation of Geothermal Energy Reserves in a Fissure-Karst Setting of the Slovak Part of Vienna Basin. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 8, 193 – 205.
- Remšík, A., Fendek, M. a Bodiš, D., 1985: Geotermálna energia viedenskej panvy. Prognózne zásoby. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Richarz, P. S., 1908: Die südlichen Teil der Kleinen Karpaten und die Hainburger Berge. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 58, 1 – 48.
- Roniewicz, E. a Michalik, J., 2002: Carnian corals from the Malé Karpaty Mountains, Western Carpathians, Slovakia. Geol. carpath. (Bratislava), 53, 3, 149 – 157.
- Rosenman, J. a Zapletalová, I., 1956: Geologické pomery oblasti šaštínske elevace a jejího širšího okolí se zvláštním ohledem na stratigrafii helvetu a jeho perspektiv z hlediska nafto a plynonosnosti. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Royden, L., 1985: The Vienna Basin a thinskin pull-apart basin. In: Biddle, K. a Christie-Blic, N. (eds.): SEPM, spec. Publ. Memoir, 37, 319 – 338.
- Rögl, F., Zapfe, H., Bernor, R. L., Brzobohatý, R., Daxner-Höck, G., Draxler, I., Fejfar, O., Gaudant, J., Herrmann, P., Rabeder, G., Schultz, O. a Zetter, R., 1993: Die Primatenfundstelle Götzensdorf and der Leitha (Obermiozän des Wiener Beckens, Niederösterreich). Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 136, 2, 503 – 526.
- Ruman, A., 2005: Miocénne chitóny (Mollusca: Polyplacophora) zo slovenskej časti Viedenskej panvy (Centrálna Paratetýda). Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.
- Ružeková-Poltárska K., Sobocká J., Jaďuďa M. a Hutár V., 2006: Súbor regionálnych máp geologických faktorov životného prostredia regiónu Záhorská nížina v mierke 1 : 50 000 – Mapa pedogeochemická. Manuskript. Bratislava, MŽP SR.

S

- Sabol, A., 1964: Ročná správa o základnom geologickom výskume kvartéru Záhorskej nížiny za rok 1963. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Sabol, A., 1968: Základný geologický výskum kvartéru Záhorskej nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Sabol, A. a Baňacký, V., 1961: Ročná zpráva o základnom geologickom výskume kvartéru Záhorskej nížiny. Rok 1960. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Sabol, M., 2005a: Middle Miocene assemblage of insectivores from Bonanza site near Devínska Nová Ves (Slovakia). Geol. carpath. (Bratislava), 56, 5, 433 – 445.

- Sabol, M., 2005b: Middle Miocene assemblage of Rodents from Bonanza site near Devínska Nová Ves (Slovakia). *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 11, 4, 269 – 282.
- Sabol, M. a Holec, P., 2002: Temporal and spatial distribution of Miocene mammals in the Western Carpathians (Slovakia). *Geol. carpath. (Bratislava)*, 53, 4, 269 – 279.
- Sabol, M. a Kováč, M., 2006: Badenian palaeoenvironment, faunal succession and biostratigraphy: a case study from northern Vienna Basin, Devínska Nová Ves-Bonanza site (Western Carpathians, Slovakia). *Beitr. Paläont. (Wien)*, 30, 415 – 425.
- Salaj, J. (ed.), Began, A., Hanáček, J., Mello, J., Kullman, E., Čechová, A. a Šucha P., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 9 – 181.
- Samuel, O., 1988: Mikrobiostratigrafická rekognoskácia vrtoz podložja Viedenskej panvy. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 11, 107 – 116.
- Samuel, O., Bujnovský, A. a Snopková, P., 1991: Litostratigrafické vyhodnotenie mezozoika zo štruktúrnych vrtoz Závod-78, 88, 89 a Studienka-95 (Viedenská panva). *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 93, 41 – 56.
- Schaffer, F., 1898: Der marine Thegel von Theben-Neudorf in Ungarn. *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien)*, 47, 3, 533 – 548.
- Schaffer, F., 1900: Die Fauna des Dachschiefers von Mariathal bei Pressburg (Ungarn). *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien)*, 49 (1899), 649 – 659.
- Schaffer, F., 1908: Geologischer Führer für Exkursion im Inneralpinen Wienerbecken. II. Berlin, 157 s.
- Schaleková, A., 1969: Zür näheren kenntnis der Corallinaceen im Leithakalk des Sandberges bei Devínska Nová Ves (Theben – Neudorf) in der Süddwestslowakei. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 18, 93 – 102.
- Schaleková, A., 1973: Oberbadenische Corallinaceen aus dem Steinbruch Rohožník – Vajar an dem Westhang der Kleinen Karpaten. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 26, 211 – 221.
- Schaleková, A., 1978: Riasové (litotamniové) vápence v bádene Viedenskej, podunajskej a juhoslovenskej panvy Západných Karpát. Habilitačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Scharek, P. (ed.), Molnár, P., Pristaš, J. a Schäffer, G., 1998: Danube region Vienna – Bratislava – Budapest. Neotectonic Map 1 : 200 000. DANREG (Danube region Environmental Geology Programme). Budapest, Magy. All. Földt. Intéz.
- Schenk et al., 1999: www.seismology.sk
- Schlögl, J. a Holec, P., 2004: Crocodile remains from the Middle Miocene (Late Badenian) of the Vienna Basin (Sandberg, Western Slovakia). *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 10, 4, 293 – 297.
- Schmidt, Z., 1969: Fosílné stavovce na okolí Bratislavy. Bratislava, 5, 211 – 227.
- Schnabel, E., 1928: Geologie úvalu dolnomoraského. Geologie Moravy, část I. Praha, 199 s.
- Schwarz, J., Soták, J., Veľký, P., Tupý, P., Jasovská, A., Pitoňák, P., Mudráková, M., Hricko, J., Kandrik, M., Hojnoš, M., Lučivjanský, L., Poltárska, K., Sobocká, J., Jaďuďa, M., Hutár, V., Šurina, B., Ilkanič, A. a Vasiľko, T., 2006: Súbor máp geologických faktorov životného prostredia regiónu Záhorská nížina v mierke 1 : 50 000, Envigeo Banská Bystrica. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Sieber, R., 1934: Zur Biologie der Miozänfauna des Wiener Beckens. *Biologia Generalis (Wien u. Leipzig)*, 10, 2, 341 – 358.
- Siráňová, Z., 2007: Petrografické vyhodnotenie výbrusov zo Záhorskej nížiny (list 44-221 Stupava). In: Kohút, M., Plašienka, D., Fordinál, K., Maglay, J. a Kučera, M., 2007: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 44-221 Stupava a 44-224 Bernolákovo. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Siráňová, Z., 2008: Petrografické vyhodnotenie výbrusov zo Záhorskej nížiny (listy 34-443 Jablonové a 34-444 Modra-Harmónia). In: Fordinál, K., Maglay, J., Nagy, A., Polák, M., Filo, I., Olšovský, M., Plašienka, D., Kohút, M., Bezák, V., Németh, Z., Ábelová, M., Šimon, L., Kollárová, V. a Kováčiková, M., 2009: Vysvetlivky ku geologickým mapám v M 1 : 25 000 listov: 44-232 Devín, 44-241 Bratislava-Karľova Ves (časť), 44-214 Bratislava-Devínska Nová Ves, 44-223 Bratislava-Záhorská Bystrica (časť), 44-212 Zohor, 44-221 Stupava (časť), 34-434 Záhorská Ves, 34-443 Jablonové (časť), 34-444 Modra-Harmónia (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Sitár, V., 1986: Fund einer Nuss Juglans bergomensis (Balsamo-Crivelli) Massalongo in der Schottergrube von Moravský Ján (Wiener Becken, Slowakei). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)* 41, 145 – 147.
- Sitár, V., 2001: Nálež odtlačku obilného klasu v sedimentoch karpatského veku. In: Hladilová, Š. (ed.): 13th Conference on Upper Tertiary, April 19 – 20, 2001 Proc. Scr. Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun., Geol. (Brno), 30, 115 – 122.
- Sitár, V. a Kováčová-Slamková, M., 1999: Palaeobotanical and palynological study of the Upper Badenian sediments from the NE part of the Vienna Basin (locality Devínska Nová Ves). *Acta Palaeobot., Suppl. 2, Proc. 5th EPPC*, 373 – 389.
- Snopková, P., 1988: Palinologický výskum sedimentov z podložja neogénu Viedenskej panvy. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 11, 93 – 105.
- Sobocká, J., Šurina, B., Torma, S. a Dodok, R., 2005: Klimatická zmena a jej možné dopady na pôdny fond Slovenska. Bratislava, VÚPOP, 48 s.
- Sobocká, J., Ružeková-Poltárska, K., Šurina, B., Jaďuďa M. a Dodok, R., 2006: Súbor regionálnych máp geologických faktorov životného prostredia regiónu Záhorská nížina v mierke 1 : 50 000 – Mapa pôdna. Manuskript. Bratislava, archív VÚPOP.
- Soil Survey Division Staff of U. S. Division Staff of Agriculture, 1993: Soil Survey Manual Handbook. No. 18, Washington, 315 s.
- Solín, L., 2008: Analýza výskytu povodňových situácií v Slovensku v období rokov 1996 – 2006. *J. Hydrol. Hydromech.*, 56, 2, 95 – 115.
- Sommermeier, L., 1937: Die stratigraphischen und tektonischen Grundlagen der Erdöllagerstätten im Neogen von Südmähren und der Slowakei. *Petroleum (London)*, 34, 5, 1 – 10.
- STN 73 1001: Základová pôda pod plošnými základmi.
- STN 73 3050: Zemné práce.
- Stur, D., 1860: Bericht über die geologische Uebersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien)*, 11, 1, 1 – 135.
- Svoboda, S., 1957: Přehled mikrofaunistického vývoje sarmatu v československé části vnitroalpské pánve. *Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha)*, 32, 417 – 420.
- Szalaiová, V., Kurkin, M., Mikuška, J. a Chrumová, E., 1982: Geofyzikálny prieskum flyšového pásma a vnútrokarpatských jednotiek – gravimetrické mapovanie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Szalaiová, V. et al., 2004: Štruktúrno-geologické pomery stavby ZK v prihraničnom území severného Slovenska a ich interpretácia na základe geofyzikálnych meraní. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Š

- Šajgalík, J., 1958: Pokryvné útvary juhovýchodnej časti Devínskej brány. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 1, 197 – 211.
- Šályová, B., 1992: Viedenská panva – Geofyzika IV. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Šályová, B. a Ostroľucký, P., 1994: Viedenská panva – južná časť – Geofyzika VII. v rokoch 1992 – 1993, ZS o seizmickom prieskume. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šefara, J., Kucharič, L. a Bielik, M., 2008: História geofyziky na Slovensku. In: Grecula, P., Bartalský, J., Cambel, B., Herčko, I., Kaličiak, M., Matula, M., Melioris, L., Polakovič, D., Slavkay, M., Sombathy, L. a Šefara, J. (ed.): História geológie na Slovensku, zv. 2. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 139 – 246.
- Šefčík, P., 2005: Pôdna reakcia v humusových horizontoch pôd Slovenska. *Agrochémia*, (Nitra), 9, 2, 10 – 14.
- Šefčík, P., Pramuka, S. a Gluch, A., 2008: Hodnotenie kontaminácie pôd podľa indexu geoakumulácie. *Agriculture*, 54, 3, 119 – 130.
- Šimon, L., Fordinál, K., Kollárová, V. a Kováčiková, M., 2009: Kuchynský tuf – nález neovulkanitov v Záhorskej nížine. In: Kohút, M. a Šimon, L. (eds.): Spoločný geologický kongres Českej a slovenskej geologickej spoločnosti. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 175.
- Šlahor, L., Kuzmová, J. a Sabol, A., 1958: Zpráva o zostavení základnej geologickej mapy Podunajskej nížiny pre vodné dielo na Dunaji za rok 1957 (Zpráva o mapovaní a výskumoch kvartéru v oblasti Rusoviec, severnej časti Veľkého Žitného ostrova a južnej časti Záhorskej nížiny za rok 1957). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Špička, V., 1959: Příspěvek k problému stanovení hranice torton – helvet v čs. části Vídeňské pánve. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 15, 139 – 144.
- Špička, V., 1960: Příspěvek ke geologické stavbě okolí Malacek. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 18, 109 – 117.
- Špička, V., 1964: Geologický vývoj střední čl. části Vídeňské pánve. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava)*, 2, 127 – 183.
- Špička, V., 1966a: Příspěvek ke stratigrafickému členění lanzendorfské série a tortonu ve Vídeňské pánvi. *Zpr. geol. Výzk. v r. 1965 (Bratislava)*, 1, 257 – 259.
- Špička, V., 1966b: Paleogeografie a tectogeneze Vídeňské pánve a příspěvek k její naftově geologické problematice. *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd (Praha)*, 76, 12, 3 – 118.
- Špička, V., 1967: Příspěvek ke zlomové tektonice vídeňské pánve. *Sbor. geol. Věd, Geol. (Praha)*, 12, 149 – 179.
- Špička, V., 1969: Rozbor mocností, rozšíření a vývoje neogénu v oblasti Vídeňské pánve. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava)*, 11, 128 – 156.
- Špička, V. a Zapletalová, I., 1963: Nástin celopánevní korelace karpátu v československé části vídeňské pánve. *Zpr. geol. Výzk. v r. 1962*, 233 – 235.
- Špička, V. a Zapletalová, I., 1964: Nástin korelace karpátu v československé části vídeňské pánve. *Sbor. geol. Věd, Geol. (Praha)*, 5, 127 – 156.
- Špička, V. a Zapletalová, I., 1965: K problému korelace a členění tortonu v československé části vídeňské pánve. *Sbor. geol. Věd, Geol. (Praha)*, 8, 125 – 160.
- Špička, V. a Zapletalová, I., 1972: Příspěvek k problematice spodního miocénu na sv. okraji Vídeňské pánve. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 59, 141 – 155.
- Špinar, Z. V., 1975: A new representative of the genus *Neusibatrachus* Seiffert, 1972 (*Anura*) from the Miocene at Devínska Nová Ves and some considerations on its phylogeny. *Čas. Mineral. Geol. (Praha)*, 20, 1, 59 – 68.
- Špinar, Z. V., Klembara, J. a Meszároš, Š., 1993: A new toad from the Miocene at Devínska Nová Ves (Slovakia). *Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava)*, 17, 135 – 160.
- Šubová, A., Holčecyová, Z., Sabol, A., Banský, V., Némethy, P., Gazda, S., Motlíková, O., Fukna, M., Bittner, D., Tomlain, J., Peterka, V., Žák, B., Machmerová, E. a Oláhová, A., 1973: Záhorská nížina II. – Sološnická a Zohorská nádrž podzemných vôd – pitné vody, vyhledávací hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šujan, M., Modlibba, I., Kováč, M., Dzúrik, J., Hudáčková, N., Šucha, V. a Hrabina, J., 1992: Komplexný geologický prieskum pre skládku škváry a popolčeka. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šurina, B., Sobocká, J., Jaďuša, M. a Poltárska, K., 2004: Súbor regionálnych máp geologických faktorov životného prostredia regiónu Chvojnická pahorkatina v mierke 1 : 50 000 – Pôdna mapa. Manuskript. Bratislava, archív VÚPOP.
- Švagrovský, J., 1971: Das Sarmat der Tschechoslowakei und seine Molluskenfauna. *Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava)*, 20, 7 – 473.
- Švagrovský, J., 1977: Správa o biostratigrafickom zhodnotení vrtu HZ-1 pri Devínskej Novej Vsi. In: Polák, R., Švagrovský, J., Lanc, J., Durďovič, Ševčík J. a Mikóczyová, Z., 1977: Devínska Nová Ves – prameň Jalšovec – hydrogeologický prieskum II. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Švagrovský, J., 1978: Faciostratotypus: Devínska Nová Ves – Sandberg bei Bratislava. In: Papp, A., Cicha, I., Seneš, J. a Steininger, F. (ed.), 1978: Chronostratigraphie und Neostratotypen. Miozän der Zentralen Paratethys. Bd. VI, M₄ Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 188 – 194.
- Švagrovský, J., 1981a: Lithofazielle Entwicklung und Molluskenfauna des oberen Badenians (Miozän, M_{4a}) in dem Gebiet Bratislava – Devínska Nová Ves. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava)*, 7, 5 – 203.
- Švagrovský, J., 1981b: Bivalvia des Oberen Badenians (Miozän) von Borský Mikuláš (NO-Teil des Wiener Beckens) und ihr Lebensmilieu. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 32, 4, 387 – 426.
- Švagrovský, J., 1982a: Gastropoda, Prosobranchia, Teil I. Archaeogastropoda un Mesogastropoda des oberen Badenians von Borský Mikuláš (NO-Teil des Wiener Beckens) und ihre stratigraphische Bedeutung. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 33, 1, 3 – 50.
- Švagrovský, J., 1982b: Gastropoda, Prosobranchia, Teil II. Neogastropoda des oberen Badenians von Borský Mikuláš (NO-Teil des Wiener Beckens) und ihre stratigraphische Bedeutung. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 33, 4, 383 – 435.
- Švagrovský, J., 1984: Gastropoda, Euthyneura, Opistobranchia des oberen Badenians aus der Umgebung von Borský Mikuláš (NO-Teil des Wiener Beckens) und ihre stratigraphische Bedeutung. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 35, 2, 165 – 194.
- Švec, P., 1986: The fossil plesant (*Aves*; *Phasianidae*) from the upper Miocene of Devínska Nová ves (Slovakia). *Čas. Mineral. Geol. (Praha)*, 31, 1, 83 – 88.

T

- Tartal, M., 1976: Hydrogeologický prieskum, Rohožník. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Thenius, E., 1952: Die Säugetierfauna aus dem Torton von Neudorf a. d. March (ČSR). *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh. (Stuttgart)*, 27 – 136.
- Tkáčová, H. a Májovský, J., 1989: Geofyzikálny výskum územia veľkej Bratislavy a okolia, III. etapa, geoelektrika. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Toborffy, Z., 1916: Előzetes jelentés a Kiskarpatok déli felében végzett földtani kiegészítő felvételről. *Magy. Kir. földt. Intéz. évi. Jelent. (Budapest)*, 1915-Röl., 104 – 119.
- Tollmann, A., 1980: Geology and Tectonics of the Eastern Alps (Middle Sector). *Abh. Geol. Bundesanst. (Wien)*, 26, C. G. I., 197 – 255.
- Tomašovych, A., 1998: Bádenské mäkkýše z tehelne Devínska Nová Ves (Bratislava, Slovensko). *Miner. slov. (Bratislava)* 30, 5, 357 – 386.

- Toula, F., 1886: Ueber ein neues Vorkommen von Kalken der sarmatischen Stufe am Thebener Kogel. Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 16, 404 – 405.
- Toula, F., 1900: Über den marinen Tegel von Neudorf an der March. Verh. Ver. Natur- u. Heilkde (Presburg), 11, 1 – 30.
- Toula, F., 1901: Die sogenannten Grauwacken oder Liaskalke Theben Neudorf (Dévény Ujfalu). Verh. Ver. Naturkde (Presburg), 13, 23 – 30.
- Toula, F., 1915: Über den marinen Tegel von Neudorf an der March (Devény Ujfalu) in Ungarn und seine Mikrofauna. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 64, 4, 653 – 673.
- Tuba, L., 1991: Mikropaleontologické vyhodnotenie vzoriek z Chvojnickej pahorkatiny. In: Baňacký, V., Elečko, M., Modlidba, I. a Čechová, A., 1991: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy 34-412 (Moravský Ján-2), 34-421 (Kúty-1), 34-243 (Holíč-3), 34-234 (Břeclav-4), 34-241 (Holíč-1). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Tulis, J. a Novotný, L., 1998: Zhodnotenie geologických prác na U rudy v mladšom paleozoiku hronika v severnej časti Nízkych Tatier a Kozích chrbtov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Tupý, P., Malík, P. a Bottlik, F. in Schwarz, J., Soták, J., Veľký, P., Tupý, P., Malík, P., Bottlik, F., Jasovská, A., Pitoňák, P., Mudráková, M., Hricko, J., Kandrák, M., Hojnoš, M., Lučivjanský, L., Poltárska, K., Sobocká, J., Jaďuďa, M., Hutár, V., Šurina, B., Ilkanič, A. a Vasiľko, T., 2004: Účelová hydrogeologická mapa v mierke 1 : 50 000 In: Súbor máp geologických faktorov životného prostredia regiónu Chvojnická pahorkatina v mierke 1 : 50 000, Envigeo Banská Bystrica. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

U

- Uher, P., Kohút, M., Konečný, P., Ondrejka, M. a Siman, P. (v tlači): Lower Carboniferous age of the Bratislava granitic massif, Western Carpathians: an evidence of the monazite Th-U-Pb electron-microprobe dating. Geol. Carpath. (Bratislava).

V

- Vaněková, H., 2007. Paleobotanika listu 44-221 (Stupava). In: Kohút, M., Plašienka, D., Fordinál, K., Maglay, J. a Kučera, M., 2007: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 44-221 Stupava a 44-224 Bernolákovo. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vaňová, M., 1963. Grossforaminiferen von Sološnica. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 27, 131 – 141.
- Vašek, J., Pavelka, L., Beránek, B. a Burák, P., 1956: Vnútroalpská panva – záverečná správa o seizmickom prieskume prevádzanom v roku 1955. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vass, D., 1989: Alpine Molase basins as a mirror of genesis and development of block structure in the West Carpathians. Z. Geol. Wiss. (Berlin), 17, 9, 879 – 885.
- Vass, D., 2002: Litostratigrafia Západných Karpát: neogén a budínsky paleogén. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 202 s.
- Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Köhler, E., Krystek, I., Lexa, J. a Nemček, J., 1988a: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov panónskej panvy na území ČSSR. Bratislava, Slov. geol. úrad – Geol. Úst. D. Štúra – Geofond.
- Vass, D., Nagy, A., Kohút, M. a Kraus, I., 1988b: Devínskonovoveské vrstvy: Hruboklastické sedimenty na juhovýchodnom okraji Viedenskej panvy. Miner. slov. (Bratislava), 20, 2, 109 – 122.
- Vass, D. a Špička, V., 1970: Základný geologický výskum neogénu slovenskej časti Viedenskej panvy – Vysvetľujúci text ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy: M-33-142-B-b (Zohor), M-33-143-A-a (Stupava), M-33-131-C-c (Jablonové) – časť neogén. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vaškovská, E., 1967: Litologický výskum genetických typov kvartérnych sedimentov Záhorskej nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vaškovská, E., 1971: Litologicko-faciálna charakteristika genetických typov kvartérnych sedimentov Záhorskej nížiny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 55, 5 – 42.
- Vaškovský, I., 1977: Kvartér Slovenska. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 247 s.
- Vaškovský, I. et al., 1960: Ročná zpráva o základnom geologickom výskume kvartéru Záhorskej nížiny (úkol XVII/05) (za rok 1959). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vaškovský, I., Kohút, M., Nagy, A., Plašienka, D., Putiš, M., Vaškovská, E. a Vozár, J., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Bratislavy a okolia 1 : 25 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vaškovský, I., Kohút, M., Nagy, A., Plašienka, D., Putiš, M., Vaškovská, E. a Vozár, J., 1988: Geologická mapa Bratislavy a okolia 1 : 25 000. Bratislava, Slov. geol. úrad – Geol. Úst. D. Štúra.
- Vaškovský, I. a Vaškovská, E., 1977: Regionálny kvartérno-geologický výskum Žitného ostrova. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vetters, H., 1904: II. Teil. Die nördliche Hälfte der Kleinen Karpaten samt dem Weissen Gebirge. In: Beck, H. a Vetters, H., 1904: Zur Geologie der Kleinen Karpaten, eine stratigraphisch-tektonische Studie. Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarns Orients (Wien – Leipzig), 16, 1 – 2, 49 – 106.
- Vilinovič, V., 1981: Granitoids of the Malé Karpaty Mts.: Petrochemical classification and crystalization path. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 32, 4, 489 – 503.
- Vilinovič, V. a Petřík, I., 1984: Petrogenetické modelovanie diferenciácie granitoidných magiem: kumulatívny charakter modranských granitoidov. Acta Montana, 68, 205 – 224.
- Vitásek, F., 1942: Dolnomoravské přesypy. Práce Morav. přírodověd. Společ. (Brno), 14, 9, 57 – 60.
- Vozár, J., 1966: Melafýrové pyroklastiká Malých Karpát. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 40, 87 – 92.
- Vozár, J., 1967: Petrografická charakteristika melafýrov Malých Karpát. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 41, 153 – 165.
- Vozár, J., 1971: Viacfázový charakter permského vulkanizmu chočskej jednotky v Nízkych Tatrách. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 55, 131 – 137.
- Vozár, J. et al., 2003: Seizmické transekty geologickými jednotkami Západných Karpát. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vozár, J. (ed.), Šantavý, J., Szalaiová, V., Scholtz, P., Potfaj, M., Tomek, Č., Gnojek, I., Machková, N., Šefara, J., Šály, B., Pereszlényi, M., Hrušecký, I., Slávik, M., Masaryk, P., Hlavatý, I., Jureňa, V., Magyar, J., Rudinec, R., Káčer, Š., Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Konečný, V., Lexa, J., Mello, M., Polák, M., Rakús, M., Vass, D. a Vozárová, A., 1998: Atlas hlbinných seizmických profilov Západných Karpát a ich interpretácia. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1988: Mladšie paleozoikum v Západných Karpatoch. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 314 s.
- Vranová, J., 2010: Geológia a tektonika štruktúry hronika pri Hrušovom (Čachtické Karpaty). Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. a paleont. PríF UK.

W

- Wagreich, M. a Marschalko, R., 1995: Late Cretaceous to Early Tertiary palaeogeography of the Western Carpathians (Slovakia) and the Eastern Alps (Austria): implications from heavy mineral data. *Geol. Rdsch. (Stuttgart)*, 84, 1, 187 – 199.
- Wessely, G., 1990: Geological results of deep exploration in the Vienna Basin. *Geol. Rdsch. (Stuttgart)*, 79, 2, 513 – 520.
- Wessely, G., 1992: The calcareous Alps below the Vienna Basin in Austria and their structural and facial development in the Alpine-Carpathian border zone. *Geol. carpath. (Bratislava)*, 43, 6, 347 – 353.
- Wessely, G. et al., 2006: *Geologie der Österreichischen Bundesländer – Niederösterreich*. Wien, Geologische Bundesanstalt, 416 s.
- Wettstein-Westersheimb, O., 1955: Die fauna der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf a. d. March (ČSR). *Amphibia (Anura) et Reptilia. Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss., Kl. I (Wien)*, 164, 804 – 815.

Z

- Zágoršek, K., 1993: New Anisian (Middle Triassic) Bryozoa (Trepotomata) from the Vysoká Formation (Malé Karpaty Mts., Western Carpathians) Slovakia. *Geol. carpath. (Bratislava)*, 44, 1, 49 – 58.
- Zahradníková, B., 2012: Paleoeologické zhodnotenie lokality Borský Mikuláš – „Vinohradky“ na základe štúdia ichtyofauny (Viedenská panva, Slovensko). In: Hladilová, Š., Doláková, N. a Dostál, O. (eds.), 2012: 13. česko-slovensko-polský paleontologický seminár. Sborník příspěvků. Brno, Mendelovo muzeum MU, 71 – 72.
- Zapfe, H., 1949: Eine mittelmiozäne Säugtierfauna aus einer Spaltenfüllung bei Neudorf an der March (ČSR). *Anz. Österr. Akad. Wiss. (Wien)*, 86, 7, 173 – 181.
- Zapfe, H., 1950: Die Fauna der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf an der March (ČSR). *Chiroptera, Carnivora. Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., Kl. (Wien)*, 159, 51 – 64, 109 – 141.
- Zapfe, H., 1951: Die Fauna der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf an der March (ČSR). *Insectivora. Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., Kl. (Wien)*, 160, 449 – 480.
- Zapfe, H., 1952a: Die *Pliopithecus* Funde aus der Spaltenfüllung von Neudorf an der March. *Verh. K.-Kön. Geol. Reichsanst. Sonderheft C (Wien)*, 126 – 130.
- Zapfe, H., 1952b: *Rhinolophus grivenis* (Dep.) aus der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf a. d. March. *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss., Kl. (Wien)*, 89, 1 – 15, 31 – 32.
- Zapfe, H., 1953: Das geologische Alter der Spaltenfüllung von Neudorf an der March. *Verh. Geol. Bundesanst. (Wien)*, 3, 195 – 202.
- Zapfe, H., 1960: Die Primatenfunde aus der miozän Spaltenfüllung von Neudorf an der March. *Tschechoslowakei. Schweiz. paläont. Abh. (Basel)*, 78, s. 1 – 293.
- Zapfe, H., 1976: Die Fauna der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf a. d. March (ČSSR). *Chalicotherium grande* (BLV.). *Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. I (Wien)*, 185, 7, 91 – 122.
- Zapfe, H., 1979: *Chalicotherium grande* (Blainv.) aus der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf an der March (Devínska Nová ves) Tschechoslowakei. *Neue Denkschr. Naturhist. Mus. Wien*, 282 s.
- Zapfe, H. a Hürzeler, J., 1957: Die fauna der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf a. d. March (ČSR). *Primates. Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. I (Wien)*, 166, 113 – 123.
- Zapletalová, I., 1957: Dnešní stav mikrostratigrafického výzkumu tortonu v Dolnomoravském úvalu. *Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha)*, 32, 409 – 414.
- Zavřelová, D. a Kocák, A., 1971: Geoelektrický průzkum ve Vídeňské pánvi, oblast Senica. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zlinská, A., 1987: Mikropaleontologické zhodnotenie vzorky z Dievčeho hradu. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zlinská, A., 1992: Mikrofaunistické vyhodnotenie vrtu DNV-1 (Devínska Nová Ves) na základe foraminifer a jeho revízia. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 94, 31 – 34.
- Zlinská, A., 2007: Zhodnotenie mikrofauny z listu 44-221 (Stupava). In: Kohút, M., Plašienka, D., Fordinál, K., Maglay, J. a Kučera, M., 2007: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 44-221 Stupava a 44-224 Bernolákovo. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zlinská, A., 2008: Mikropaleontologické zhodnotenie vzoriek zo Záhorskej nížiny (listy 34-443 Jablonové, 34-444 Modra-Harmónia, 44-214 Bratislava-Devínska Nová Ves a 44-223 Bratislava-Záhorská Bystrica). In: Fordinál, K., Maglay, J., Nagy, A., Polák, M., Filo, I., Olšovský, M., Plašienka, D., Kohút, M., Bezák, V., Németh, Z., Ábelová, M., Šimon, L., Kollárová, V. a Kováčiková, M., 2009: Vysvetlivky ku geologickým mapám v M 1 : 25 000 listov: 44-232 Devín, 44-241 Bratislava-Karlova Ves (časť), 44-214 Bratislava-Devínska Nová Ves, 44-223 Bratislava-Záhorská Bystrica (časť), 44-212 Zohor, 44-221 Stupava (časť), 34-434 Záhorská Ves, 34-443 Jablonové (časť), 34-444 Modra-Harmónia (časť). Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zlinská, A., 2011: Mikropaleontologické zhodnotenie vzoriek z listov Záhorská Bystrica, Zohor, Jablonové, Sološnica, Lakšárska N. Ves, Trstín, Borský Mikuláš a Kúty. In: Fordinál, K., Maglay, J., Nagy, A., Moravcová, M., Vlačíky, M., Olšovský, M., Buček, S., Havrila M., Boorová, D., Zlinská, A. a Žecová, K., 2011: Vysvetlivky ku geologickým mapám v M 1 : 25 000 listov: 34-421 Kúty (časť), 34-422 Borský Mikuláš (časť), 34-423 Závod, 34-424 Lakšárska Nová Ves (časť), 34-432 Gajary, 34-441 Malacky, 34-442 Sološnica (časť), 35-311 Senica (časť) a 35-313 Trstín (časť). Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zrubec, F., 1963: Komplexný prieskum pôd okresu Senica. Bratislava, Laboratórium pôdoznectva, 108 s.
- Zych, D., 1988: 30 Jahre gravimetermessung der ÖMV Actiengesellschaft in Österreich und ihre geologisch-geophysicalische Interpretation. *Arch. Lagerstättenforsch. (Berlin)*, 9, 155 – 175.

Ž

- Žabková, M., 1962: Petrografický popis diel pre dokumentáciu geologickej mapy (vrty, šachtice, rýhy). In: Žabková, M., 1962: Etapová zpráva a výpočet zásob. Cementáreň – Záhorie. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Žáková, E., 1988: Evapority z podložia neogénu Viedenskej panvy. Západ. Karpaty, Sér. *Geol. (Bratislava)*, 11, 149 – 153.
- Žecová, K., 2007: Biostratigrafické vyhodnotenie vápneného nanoplanktónu z listu 44-221 (Stupava). In: Kohút, M., Plašienka, D., Fordinál, K., Maglay, J. a Kučera, M., 2007: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 44-221 Stupava a 44-224 Bernolákovo. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.

SUMMARY

The Záhorská nížina Lowland forms the westernmost region of Slovakia. Its western border is limited by the border with the Czech Republic and Austria. The eastern frontier passes from the western flanks of the Malé Karpaty Mts. from the Devín – urban part of Bratislava – to the Dolný mlyn located in the southwest of the municipality Hradište pod Vrátnom. The northern boundary stretches from the Dolný mlyn through the town of Senica, municipalities of Smolinské and Dojč, north of the town of Kúty and towards the River Morava.

The territory of the regional geological map at scale 1 : 50 000, includes the Záhorská nížina Lowland in the meaning of the regional-geological classification of the Western Carpathians (Vass et al., 1988a) with the Vienna Basin and Senica and the Záhorie-Lower Morava part and the western flanks of the Malé Karpaty Mts.

The Senica part of the Vienna Basin represents the older structural unit and is considered to be a regional subunit in the NE part of the Basin. In its geological setting the Early Miocene sediments are involved, mainly. In a small scale the Middle Miocene sediments are present.

The Záhorie-Lower Morava part is a younger structural unit and constitutes the remaining part of the Basin, which is formed by the Miocene and Pliocene deposits of marine and terrestrial origin.

The Malé Karpaty Mts. form a horst, which is limited to the Vienna Basin by the Litava-Láb faults, which are a continuation of seismoactive fault system of Mur – Mürz – Leitha of the Eastern Alps (Marko and Jureňa, 1999).

Malé Karpaty Mts.

In the geological setting of the marginal part of the Malé Karpaty Mts., situated on the territory of the region of the Záhorská nížina Lowland, participate Tatricum, Fatricum with the Vysoká nappe, Hronicum with the Veterlín nappe, Havranica and Jablonica blocks of the Považie nappe, Paleogene of the Buková Furrow, the marginal facies of Neogene sediments, and the Quaternary deposits.

Tatricum

Tatricum of the Malé Karpaty Mts. is formed by Paleozoic Crystalline Basement and Borinka, Devín and Kuchyňa successions, which represent envelope sequences.

Crystalline Basement

Basement of the Malé Karpaty Mts. is built of a complex of Early Paleozoic metabasites and metasediments, as well as Carboniferous magmatites, building up a Bratislava granitoid massif. The metamorphic complex consists of amphibolites, actinolite schists, phyllites, gneisses and hornfelses. On the basis of the geochemical study results of metabasalts and metasediments, the basement of the Malé Karpaty Mts. is built of two Early Paleozoic lithostratigraphic units (Ivan et al., 2001; Ivan and Méres, 2006):

1. Pernek Group,
2. Pezinok Group.

The Pernek group is made of rocks, which were primarily basalts, dolerites, gabbros and deep-water oceanic sediments along with the stratiform hydrothermal sulphidic interbeds. The Pernek Group represents metamorphosed incomplete ophiolite suite, a relic of the upper crust of the oceanic basin in the advanced evolutionary stage. The Pezinok Group is a complex of primary clastic sedimentary rocks of a pelite-psammite character with a smaller share of pelites with organic matter and carbonatic sediments, locally with synchronous basic volcanism. The Pezinok Group represents a relic of the riftogeneous basin fill, which was likely opened in the back-arc position.

In the closing phases of the Hercynian orogene, after the main folding and metamorphism, the intrusion of the large scale granitoid bodies occurred in the Western Carpathians. In the Malé Karpaty Mts., the granitoid rocks constitute a substantial part of the Bratislava massif. The emplacement of the various types of granitoids in this massif is parallel to the direction of the crystalline core elongation (NE – SW). In the territory of the region of the Záhorská nížina Lowland four of the six basic types of granitoid rocks of the Bratislava massif are present. In a distant part of the Malé Karpaty Mts., in the territory of urban part of Bratislava-Lamač and SE of Devín, the fine-grained biotitic and two-mica granodiorites occur, building the upper level of the Bratislava granitoid massif. In the surroundings of the urban part of Bratislava-Dúbravka (Švábsky vrch, Jezuitské lesy) medium-grained muscovite-biotite granodiorites to granites are present, which form the central part of the Massif. Only in the area southeast of the urban part of Bratislava-Devín the indistinctly porphyric medium- to coarse-granular muscovite-biotite granites occur. This type of granitoids is a variety of the basic type of granitic rock of the Bratislava granite massif – the medium-grained muscovite-biotite granodiorites to granites, from which it differs in particular by increasing relative grain size and by the presence of porphyric phenocrysts of K-feldspar. Between Záhorská Bystrica and Prepadlé, the mylonitized pale muscovitic and two-mica granites were identified.

Borinka Succession

The Borinka Succession is exposed on the NW slopes and the foothills of the Malé Karpaty Mts., in the stripe between Bratislava-Devínska Nová Ves and Pernek. At the surface, the succession is made up of Jurassic deposits almost exclusively. The presence of older than Jurassic sediments at the surface structure of the Borinka Succession has not been confirmed with certainty. In the past the Borinka Succession was included in Infra-Tatricum with respect to the low-

est structural position within the Tatricum (Plašienka et al., 1997b). In the scope of the compilation of the geological map of the Malé Karpaty Mts. it has been affiliated into Tatricum (Polák et al., 2011a). The contact of the Borinka Succession with the fundament is of a tectonic character, in the form of faults of thrust, overthrust and strike-slip nature (Plašienka et al., 1989, 1991).

Devín Succession

The Devín Succession is characterized by the occurrence of the Late Paleozoic sediments, which consist of local, irregularly thick Permian terrestrial clastics of the Devín Formation (Vozárová and Vozár, 1988). The Early Triassic sediments are represented by quartzites of the Lúžna Formation, that build the ridge of Devínska Kobyla. The Middle Triassic carbonates have been preserved rudimentarily; they are typical of variegated facies. The Late Triassic and Early Lias rocks are not known from the Devín Succession. The Middle Jurassic to Early-Cretaceous suite of the Devín Succession is exposed in inverted position in the cliff Slovinec below Sandberg. Contact of the Devín Succession with the underlying Borinka Succession is exposed in the railway cut between the Technické sklo Factory and the former Štokeravská vápenka Lime Factory.

Kuchyňa Succession

The Kuchyňa Succession contains basically Jurassic-Cretaceous members directly overlying the metamorphites of the Pre-Alpine fundament or the Borinka Succession rocks. Only in a few places the lens-shaped relics of the Early Triassic quartzites occur atop the fundament. In most places the Kuchyňa Succession has a relatively simple structure, with a moderate monoclinical NW dip of commonly stratified sedimentary sequences. The sediments of the Kuchyňa Succession are very weakly – anchizonally metamorphosed (Plašienka et al., 1993), but intensely ductilely deformed at places.

Fatricum

In the tectonic setting of the Western Carpathians the Fatricum (Andrusov et al., 1973) represents a system of near-surface nappes superimposed above the Tatricum. In the framework of the Krížna nappe Maheľ (1959) delineated in the area of the Malé Karpaty Mts. the Vysoká series, which was later defined by Andrusov (1965), as a separate Vysoká subnappe underlying the Krížna (Zliechov) nappe.

A significant part of the Malé Karpaty Mts. is built of the Fatricum sediments of the Vysoká nappe. The Krížna (Zliechov) nappe s. s. is exposed only to a limited extent in the NE part of the mountain range, in the form of several tectonic relics – outliers (however out of the region).

Vysoká nappe

The Vysoká nappe is a typical representative of the lower and more external partial nappe units of Fatricum, with the characteristic relatively “shallow-aquatic” Vysoká Sequence, Jurassic-Early Cretaceous in age. The Vysoká nappe includes also Triassic members. Atop the tectonic slices of the Early Triassic shales quite variegated lithologically thick Gutenstein Formation is situated. The above Formation of the Carpathian Keuper is characterized in its basal part by the predominance of colourful clayey shales with layers of quartz sandstones; in its upper part the thin-bedded dolomites are present. Late Rhetian Fatra Formation consists of neritic fossiliferous limestones.

In the bottom of the Jurassic-Early Cretaceous sediments of the Vysoká Sequence a formation of crinoidal limestones and shales is located, being Hettangian in age. The above variegated crinoidal, cherty limestones transit into the limestones of Adnet or Prístodolok Formations, Late Lias in age (Koša, 1998). Atop of them the Dogger variegated crinoidal limestones pass into quartzose shales, silicites and siliceous limestones, and thin radiolarites positions at places. The Early Cretaceous sequence represent massive cherty and brecciated limestones (the Formation of Padlá voda), schistose marly cherty limestones (Hlboča Formation), and bioclastic limestones of the Bohatá Formation (Plašienka et al., 1991). The Albian-Cenomanian Poruba Formation is formed of silicified marlstones in particular.

Hronicum

In the Malé Karpaty Mts., the Hronicum is represented by the Veterlín nappe and Havranica and Jablonica blocks of the Považie nappe (Polák et al., 2011b).

Veterlín nappe

The Veterlín nappe is located on the western edge of the Malé Karpaty Mts. It is formed of sedimentary and volcanic rocks of the Ipolitica Group. Its lower part is built of detritic Nižná Boca Formation, volcano-sedimentary Malužiná Formation, Benkovský potok clastic Formation and clastic-carbonate Šuňava Formation.

The Mesozoic sediments (Early Triassic) of the Veterlín nappe are exposed in apparently continuous succession atop the Ipolitica Group. Tectonic-subautochthonous relationship is assumed on the basis of duplication of the Early Triassic sequence as well as the evident reduction of the Early Triassic sequence along with the upper part of the Malužiná Formation. Currently, it cannot be excluded the option that this is a normal sequence, in which the duplication of the marly sequence corresponds to the Šuňava Formation lithology with a double transgression event.

The reduced occurrences of the Early Triassic sequences are also present below the Ipolitca Group along the contact with the Vysoká unit of Fatricum. It is the rest of one of the NE wedging-out slices. In the Malé Karpaty Mts., two formations are present in Hronicum, corresponding with the Early Triassic age. The Benkovský potok Formation consists of siliceous arkoses, quartz sandstones, variegated greywackes, and siltstones. The Šuňava Formation is composed of the variegated sandy and marly shales with carbonates benches. Both formations represent informal stratigraphic units.

Považie nappe (Havranica and Jablonica blocks)

The Hronicum Považie nappe is situated on the western edge of the Malé Karpaty Mts.; the Havranica and Jablonica blocks are distinguished in its structure. In the territory of the region, the Havranica block of the Považie nappe is exposed near Rohožník. It is characterized by the Early Triassic Šuňava Formation and the shallow-aquatic facies of Anisian in age – Gutenstein Dolomite and Limestone and Steinalm Limestone. The Schreyeralm Limestone is also present, locally. Atop the Gutenstein limestone the Reifling Limestone is present followed by the Wetterstein Dolomite and Limestone. To a lesser extent the Lunz Member is present and atop the Wetterstein Dolomite Opponitz Limestone is present. The Late Triassic sequence is represented by Dachstein Limestone and Mojtn Limestone of the Norovice Formation.

The Jablonica block is exposed in a discontinuous narrow stripe from Plavecké Podhradie till Rozbehy settlement.

Paleogene

Malé Karpaty Group

In the framework of the compilation of the Malé Karpaty Mts. region map, due to a different evolution of the Paleogene sediments located in the Buková Furrow, compared with the Subtatric and Myjava-Hričov Group, the Malé Karpaty Mts. Group was distinguished (Buček in Polák et al., 2011b).

Among the oldest sediments of this group the Bartalová Breccia belongs, which deposited probably in the Latest Cretaceous up to Paleocene?. At the beginning of the Early Eocene the Jelenia hora Formation started to be deposited (Early-Middle Ilerdian – Late Cuisian), which is characterized in the bottom part by clastic sediments – dolomitic sandstones at the base with dolomitic breccias, carbonate breccias and fine-grained conglomerates. At the appropriate paleo-relief the organodetritic sandstones/sandy limestones and organogenic limestones have been preserved. The overlying Buková Formation consists of claystones, siltstones and sandstones and carbonatic conglomerates of the Late Cuisian – Lutetian age. The Hrabník Formation of Kiscelian age is characterized by dark claystones and clayey siltstones with horizons of graded-bedded sandstones and conglomerates.

Vienna Basin

The Vienna Basin had a very complicated geologic evolution. The Vienna Basin evolution in the past regional stress field was influenced by its specific position between the two, actively moving mega-blocks – the Central and Outer Carpathians, separated by the Klippen Belt. The collision of the Carpathian Mountains with the protrusion of the Bohemian Massif caused the rotation of blocks, reactivation and kinematic fluctuations of faults, which influenced the creation of sedimentary depocentres (Jiříček, 1979; Špička, 1969) and facies nature of the Tertiary sediments of the Vienna Basin.

Neogene

In the course of Neogene, during Eggenburgian and Ottnangian, the period of the Vienna Basin evolution is recorded in autochthonous sedimentary sequences. The mesoscopic structural records evidence for the orientation of compression of the NW-SE and WNW-ESE directions. This tectonic pressure reactivated the Mesoalpine structures (subtatric nappes) as dextral transpression shear zones, which are oriented in the today ENE-WSW direction. The faults follow the direction of the Austroalpine units interfaces beneath the sediments of the Vienna Basin (Janočko et al., 2003).

In the period of Karpatian the area of the Vienna Basin preserved the transpression mode, but the kinematics in the ENE-WSW shear zone turned from the dextral shear to the sinistral one. Since the Early Karpatian a general trend of a still more or less coherent basin was controlled by faults of ENE-WSW direction, but the sedimentation in the Vienna Basin was extended further to the South (Jiříček, 1988b). From the sedimentary record of the Vienna Basin there follows that at the interface of the Early and Late Karpatian a significant change in the tectonic mode occurred. With the onset of the Late Karpatian a new structural plan of the Vienna Basin developed, in which dominated the fault structures of the NE-SW direction, which controlled the Late Karpatian sedimentation. Even the redistribution of the stress field occurred with the compression of the NNE-SSW direction (Janočko et al., l. c.).

In the Middle and the Late Badenian the structural plan versus the Early Badenian one didn't change substantially. In these stress conditions, the system of ENE-WSW sinistral strike slips activated. South of Farské sinistral strike slips in the course of the Middle Badenian movements, the Kúty Depression started to evolve in the Vienna Basin. Also in this period the Lakšárska Nová Ves normal fault formed the active edge of the basin and along with Koválov fault it set a limit to the Senica High Block, which since the Late Karpatian till the Late Badenian had been a dry land. The interface between the Early and Middle Badenian corresponds to the Lamač Depression emergence, filled with the Middle Badenian and the younger sediments (Janočko et al., l. c.).

In the course of the Late Badenian intense movements of individual blocks occurred, which took place along reactivated old faults, as well as the newly established tectonic lines. In this period all the main faults, which are important for the dissection of the younger basin, were formed and activated (Špička, 1964).

The Sarmatian and Pannonian periods are characterized by the transition from the regime of active NE-SW compression to the NW-SE extension, which occurred at the turn of Badenian and Sarmatian. The dominant structural element remained the normal faults of NE-SW direction, which controlled the shape of the basins (Janočko et al., 2003).

In the youngest, the Pliocene compression stage, the compression of roughly N-S direction dominated, which is in line with the identified kinematics of the youngest active faults. We assume that the strike slips have become its result (Janočko et al., l. c.).

The Neogene fill of the Vienna Basin is made up of marine fresh water sediments of Miocene to Pliocene age. The oldest Neogene rocks are represented by the Podbranč Conglomerate, being Eggenburgian in age. It is overlain by the Karpatian sediments, which are on the territory of the region represented by Lakšárska Nová Ves and Závod formations and the Láb Member. Upwards, predominantly the Early Badenian basal coarse-clastic sediments of the Kúty Member are present, being followed by the pelitic sediments of the Lanžhot Formation. The base of the Middle Badenian Jakubov Formation is represented by the Žižkov Member made of clastic deposits and variegated pelites. Upwards they pass into predominantly sandy sediments of the Stupava Member and pelites of the Jakubov Formation. At the western foot of the Malé Karpaty Mts., the sediments of the Devínska Nová Ves Formation are present, being formed by the coarse-clastic (breccias, gravels) sediments. To a lesser extent sands and clays occur in the Formation. Near the municipality of Kuchyňa, the Devínska Nová Ves Formation contains rhyolite tuffs (Kuchyňa tuff). The Late Badenian deposits are represented by the Studienka Formation with the outermost layers of Sandberg Member. Atop of them the Sarmatian Holíč and Skalica formations are present. On the foothills of the Malé Karpaty Mts., in the area around the village of Prievaly and in the area of Devínska Kobyla, the oolitic limestones occur, being a component of the Wolfsthal Member of the Skalica Formation.

The Pannonian sediments are represented by Bzenec, Čáry and Gbely formations. The Pliocene deposits have been preserved within the Kúty and Zohor-Plavecká Depression; represented by the Brodské and Sološnica formations.

Quaternary

Quaternary sediments are present in large thicknesses within coherent areas, across almost the whole territory of the region. Their accumulations rest everywhere on Neogene formations (on Paleogene, Mesozoic, and Paleozoic rocks at the flanks of Malé Karpaty Mts.); their contact with the underlying rocks is erosive and discordant.

In the Quaternary geological setting of the territory, almost all of the basic genetic types of terrestrial deposits are involved. Of the total number of dominantly present genetic types, here have the massive accumulation of eolian sands occurs, forming a characteristic morphology of the Borská nížina Lowland. Windblown sands occur in multiple coherent bands of the Záhorské pláňavy Plain and in Bor, in particular. They are present in the form of either extensive dune complexes, connected into the dune series, forming longitudinal parallel zones, up to systems of massive sand fronts, or they are present as small local sand dunes and shapeless flat accumulations. All of the above accumulation forms overlie Neogene fundament, or sandy gravels and sands of fluvial terraces and bottom accumulations of the rivers Morava and Myjava and their larger tributaries, as well as the proluvial sandy gravels with rock fragments from the distal part of the mountain range and Podmalokarpatská zníženina Depression.

All the surface accumulations of eolian sands are predominantly of Late Pleistocene and of younger, Late Pleistocene-Holocene age. The older (Middle Pleistocene) accumulations of eolian sands have been preserved in the fills of local neotectonic depressions.

The accumulations are formed by medium-grained yellow, pale-grey to pale-brown, rich-in-quartz fine-grained sands with the content of the biotite fragments. In the younger sand dunes fossil soils have been identified. The thickness of the dunes attains up to 40 m.

Another important Quaternary genotype of the region fluvial accumulations of Morava, Myjava, Rudava, Rudavka, Lakšársky potok Brook, Teplica (Vrbovčianka), Malina and a series of other streams, flowing out from the mountains, or surging at the Lakšárska pahorkatina Upland. The stratigraphic range of the regional fluvial deposits extends from the Early Pleistocene till Holocene. The oldest fluvial sediments (Early Pleistocene) are known from the basal Quaternary fills of the Kúty and Zohor-Marchegg depressions of the Vienna Basin. These are gravely, loamy sands of the Morava provenance. The Middle Pleistocene fill of the above depressions consists of fluvial sandy gravels to gravely sands of Morava, characterized by alternating with the eolian sand and flood-plain loams and clays. The Middle Pleistocene members of the Kúty Depression fill are represented by the fine-grained sands rich in mica content.

On the other positive morphotectonic structures of the Borská nížina Lowland the fluvial sediments are present in the form of river terraces (Early-Late Pleistocene) and the bottom accumulations (Late Pleistocene), including the entire flood-plain cover (Holocene).

The fluvial sediments of the river terraces have been preserved especially along the left bank of the Morava River at the relative heights of 3 – 25 m and in more distant locations at the height of up to 65 m. They are made of sandy, well-rounded gravels, but in particular the gravel sands to sands. At the surface the terraces are often covered with eolian sands. Their accumulations attain thickness of up to 5 – 15 m.

The bottom accumulation of sandy gravels and sands form the youngest cycle Pleistocene accumulation; they are present also in the form of terraces. On the plain of the Záhorská nížina Lowland the thickness of the bottom accumulation in the Morava Valley ranges from 3 to 6 m, and in the low terrace from 8 to 10 m. In the depressions it increases up to 40 m. In the alluvial plain of Myjava the thickness of the bottom accumulation attains 2 – 5 m.

The fluvial sediments of the Holocene alluvial plain facies reach the largest areal extent. Within the double-level alluvial plain of Morava the near-bed part is represented by redeposited sandy gravels and the relics of fluvial sands of natural levees have been preserved along them. The major part of the alluvial plains of all the streams represent the loamy

and sandy-loamy flood-plain sediments. Their thickness varies; it frequently increases towards the streams from 0,5 to 3 m. In the alluvial plains of brooks it attains up to 2 m.

Proluvial accumulation of the proluvial cones of the Malé Karpaty Mts. creeks are genetically closely related to the fluvial sediments (Early Pleistocene – Holocene), being present at the contact of the Malé Karpaty Mts. and the Borská nížina Lowland and filling up a substantial portion of the Podmalokarpatská zníženina Depression. They occur in the form of interbedded terraced and laterally eroded cones, as well as in the form of overlying cones.

Very shallow are the young (Late Pleistocene – Holocene and Holocene) supra-alluvial plain and alluvial plain cones, appearing frequently on the circumference of the main flows of alluvial plains in places of tributary flows mouths (alluvial plain of Myjava) or in the distal zones of the older cones as their lowest stage (Podmalokarpatská zníženina Depression).

In the adjacent parts of the Chvojnická pahorkatina Upland an important phenomenon are eolian loess and loess loams sheets (Late Pleistocene). In some places of the Upland, especially in the vicinity of Senica, the loess series developed covering the Pleistocene terraces and proluvial cones. The thickness of the loess sheets is very variable, in the average range of 2 – 10 m. Their colour is pale yellow, light brown to dark brown. The lime content ranges from 6 to 30 %. The loess are characterized by the presence of typical malacofauna.

The loess-like loams constitute a non-coherent and very unevenly thick sheet. They are formed of the pale-yellow to yellow-brown non-calcareous loams, in which, in addition to the components of the redeposited Pre-Quaternary sediments also loess are often present.

The loess and loess-like loams are also found locally in the southern part of adjacent flanks of the Malé Karpaty Mts. in the vicinity of Stupava, Marianka, Záhorská Bystrica, Bratislava-Dúbravka and Devín.

The Pleistocene/Holocene slope debris and also colluvial sediments and their combinations are also present. These soils are mainly bound to the foot of the slopes and their accumulation in the adjacent part of the Malé Karpaty Mts. They are a mixture of deluvial-solifluction taluses – sandy-stony, sandy, loamy and loamy-sandy, and polygenetic colluvial loams. The last two sub-types occur principally in the adjacent parts of the Chvojnická pahorkatina Upland, where deluvial-fluvial calcareous and non-calcareous outwash originating from loess and loess-like loams join them in the fills of shallow valleys.

In the vicinity of sandy gravel fluvial terraces occurrences, as for instance Morava terraces at Záhorské pláňavy Plain, Novoveská plošina Terrace, and Bor between the Borský Svätý Jur and Studienka, then at the margins of the proluvial fans of the Podmalokarpatská zníženina Depression and in the exposures of the Neogene gravel and conglomerate facies (Lakšárska pahorkatina Upland, slopes of the Malé Karpaty Mts. between Jablonica and Prievaly, between Jablonové and Stupava, in the Stupava predhorie and between Záhorská Bystrica, Lamač and Dúbravka) massive accumulations of deluvial and deluvial-fluvial sandy-loamy gravels are present.

Notable are also the deluvial-proluvial accumulations of steeper dejection cones and proluvial-solifluction earth flows on the flanks of the mountain range.

In Bor and at other places with eolian sands occurrences within the inter-dunes depressions the deluvial-fluvial sands occur.

Alluvial plains are intersected by a network of oxbows and other morphology depressions, in which various sub-types of organic muds dominate along with necron-mud fluvial-humus-rich sandy loams and organogenic peat-bog and marsh loams. Similar sediments are found also in numerous inter-dune marsh depressions of the Záhorské pláňavy Plain and Bor, as well as along distal zones of the Malé Karpaty Mts. proluvial cones at their contact with Bor sands. In this case these are organogenic humus-rich peat loams and fens, as well as fen soils.

Two local accumulations of Quaternary chemogenic-organogenic limestones – foamstones are known from the vicinity of Borinka (Holocene) and Pernek (Middle/Late Pleistocene – Eemian). Finally, numerous anthropogenic accumulation in the form of fills, embankments, landfills and heaps are present, as well.

FOTOTABUĽKY I – XIII

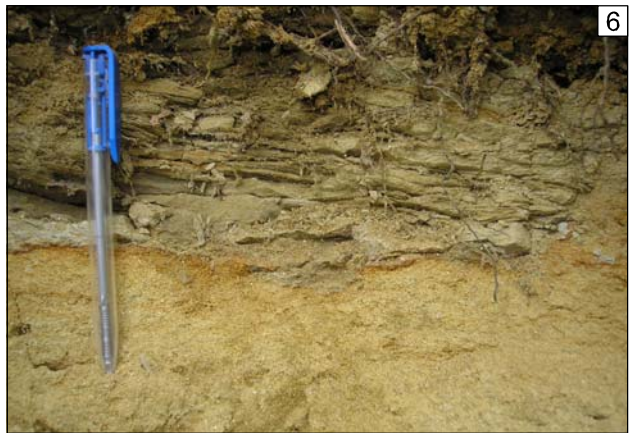
Fototab. I

- Obr. 1. Východy vrstiev *podbrančského zlepenca*, skalný hrebienok s. od obce Rozbehy (foto K. Fordinál).
- Obr. 2. Vrstvy pieskopcov a drobnozrných zlepenčov v terminálnej časti vrstvomého sledu *podbrančského zlepenca*, skalné bralá s. od obce Rozbehy (foto K. Fordinál).
- Obr. 3. Odkryv v *jablonických zlepencoch* v záreze potoka j. od obce Cerová-Lieskové v časti Karbas (foto K. Fordinál).
- Obr. 4. Detail spodnej časti vrstvomého sledu *jablonického zlepenca* zobrazeného na obr. 3 (foto K. Fordinál).
- Obr. 5. Sedimenty *lakšárskeho súvrstvia* odkryté v starom ílovisku sv. od obce Cerová-Lieskové (foto K. Fordinál).
- Obr. 6. Pahorky tvorené sedimentmi *žižkovských vrstiev* (stredný bádén) ležiacimi na usadeninách *závodského súvrstvia* (karpat) (foto K. Fordinál).
- Obr. 7. Rozorané štrky *žižkovských vrstiev* na poli z. od kóty Vinohrádky j. od Borského Mikuláša (foto K. Fordinál).
- Obr. 8. Kremencový balvan zo štrkov *žižkovských vrstiev* na svahu kóty Butašov vrch jz. od Borského Mikuláša (foto K. Fordinál).
-



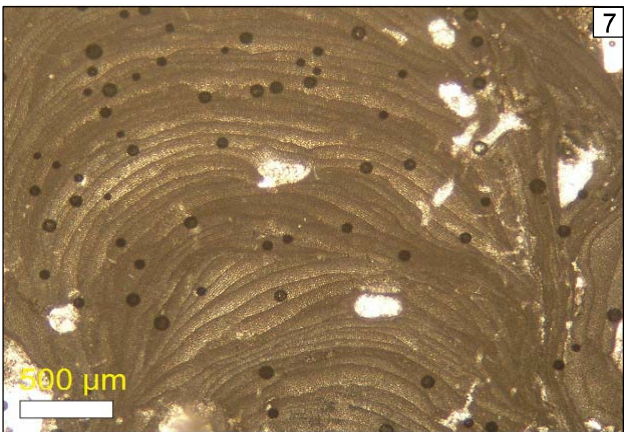
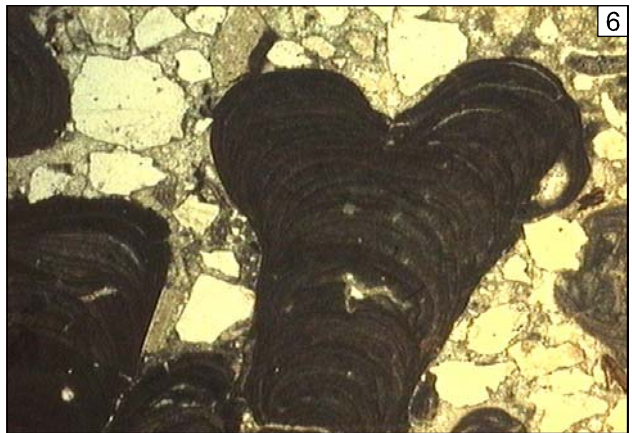
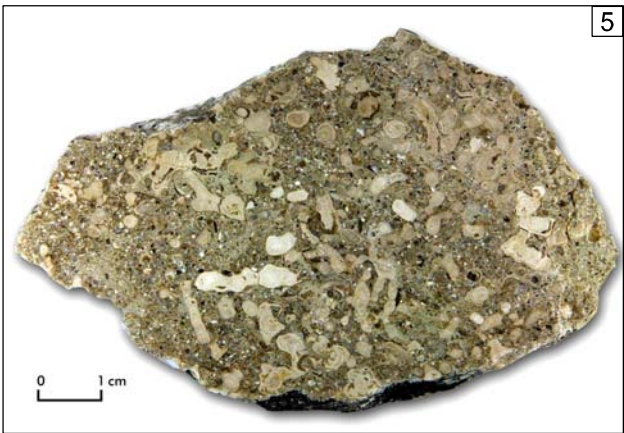
Fototab. II

- Obr. 1. Balvan spodnotriasového kremenca v doline potoka v časti Katušina jv. od Lozorna (foto K. Fordinál).
- Obr. 2. Detail brekcií *devínskonovoveského súvrstvia* zo zárezu lesnej cesty jv. od Lozorna (foto K. Fordinál).
- Obr. 3. Štrky *devínskonovoveského súvrstvia* odkryté v záreze svahu v obci Marianka (foto K. Fordinál).
- Obr. 4. Detailný pohľad na nevrstvovité štrky *devínskonovoveského súvrstvia* v odkryve zobrazenom na obr. 3 (foto K. Fordinál).
- Obr. 5. Piesky *devínskonovoveského súvrstvia* odkryté v záreze svahu jv. od obce Kuchyňa (foto K. Fordinál).
- Obr. 6. Íly a piesky *devínskonovoveského súvrstvia* odkryté v záreze svahu jv. od obce Kuchyňa (foto K. Fordinál).
- Obr. 7. Ryolitové tufy *devínskonovoveského súvrstvia* odkryté vo výmoli jv. od obce Kuchyňa (foto K. Fordinál).
- Obr. 8. Odtlačok listu cf. *Salix varians* v ryolitových tufoch z lokality zobrazenej na obr. 7 (mierka: políčko 1 cm) (foto L. Martinský).
-



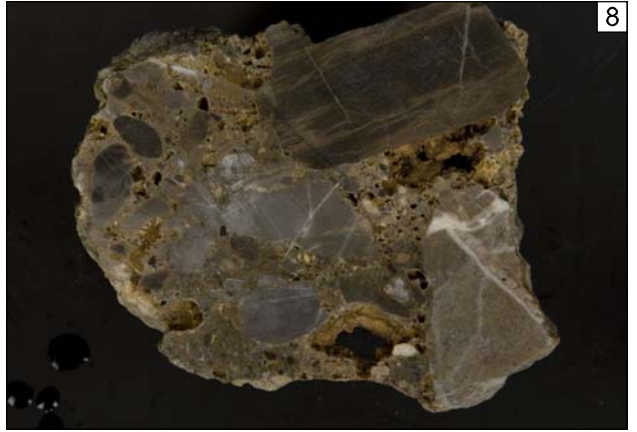
Fototab. III

- Obr. 1. Pohľad na kótu Vrchná hora v. od Stupavy tvorenú pieskami a litotamniovými vápencami *stupavských vrstiev* (foto K. Fordinál).
- Obr. 2. Odkryv v sedimentoch *stupavských vrstiev* v záreze svahu pri cintoríne v Stupave (foto K. Fordinál).
- Obr. 3. Detailný pohľad na litorálne piesky *stupavských vrstiev* s ichnofosíliami na lokalite zobrazenej na obr. 2 (foto K. Fordinál).
- Obr. 4. Východ pieskov a pieskocov *stupavských vrstiev* v záreze lesnej cesty pod kótou Rakytovec (foto K. Fordinál).
- Obr. 5. Litotamniový vápenec *stupavských vrstiev* (nábrus) z kóty Vrchná hora pri Stupave (foto L. Martinský).
- Obr. 6. Litotamniový vápenec *stupavských vrstiev* (výbrus) z kóty Vrchná hora pri Stupave (foto D. Boorová).
- Obr. 7. Riasa *Phymatolithon calcareum* z litotamniového vápenca *stupavských vrstiev* (výbrus) z kóty Vrchná hora pri Stupave (foto J. Hrabovský).
- Obr. 8. Riasa *Lithotamnion minerva* z litotamniového vápenca *stupavských vrstiev* (výbrus) z kóty Vrchná hora pri Stupave (foto J. Hrabovský).
-



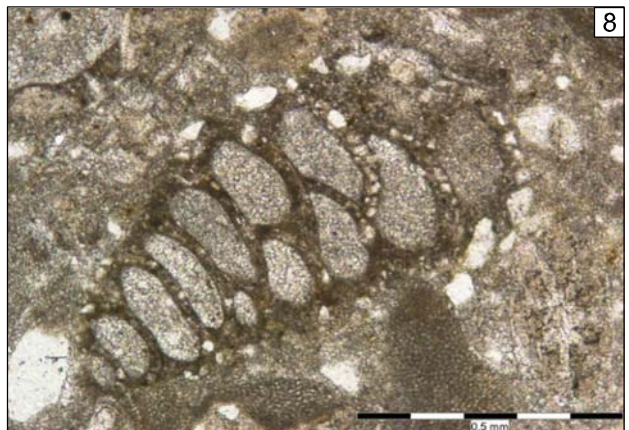
Tab. IV

- Obr. 1. Skalné okno v brekciách (?spodný bádén) zložených z kremencov spodnotriasového veku na svahu Devínskej Kobyly za Technickým sklom (foto A. Nagy).
- Obr. 2. Karbonátové brekcie (?spodný bádén) stmelené sintrom vystupujúce na severnom svahu Devínskej Kobyly (foto A. Nagy).
- Obr. 3. Odkryv (starý lom) v brekciách *sandberských vrstiev* j. od obce Záhorská Bystrica (foto K. Fordinál).
- Obr. 4. Brekcie *sandberských vrstiev* na lokalite zobrazenej na obr. 3 (foto K. Fordinál).
- Obr. 5. Východ brekcií *sandberských vrstiev* na sz. svahu kóty Bartalová (foto K. Fordinál).
- Obr. 6. Balvan z brekcie *sandberských vrstiev* na sz. svahu kóty Bartalová (foto K. Fordinál).
- Obr. 7. Pohľad na kótu Chudý vrch (250,8) s. od obce Kuchyňa tvorenú brekciami *sandberských vrstiev* (foto K. Fordinál).
- Obr. 8. Brekcia *sandberských vrstiev* (nábrus) z kóty Chudý vrch zobrazenej na obr. 7 (foto L. Martinský).
-



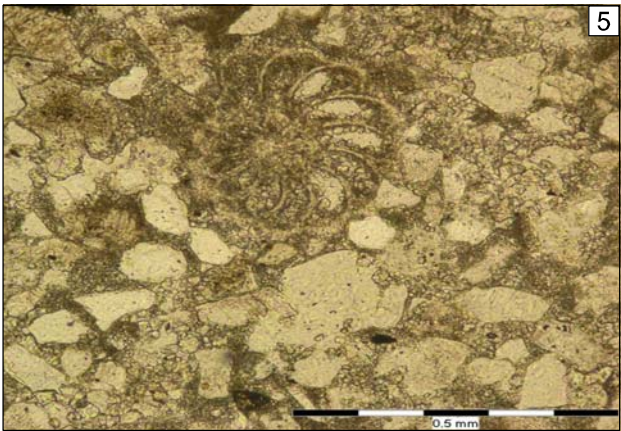
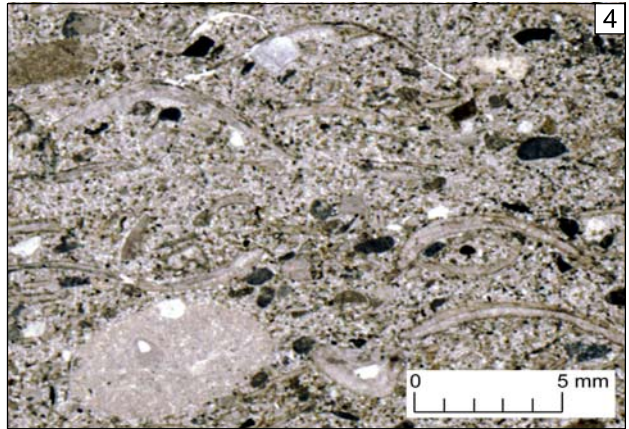
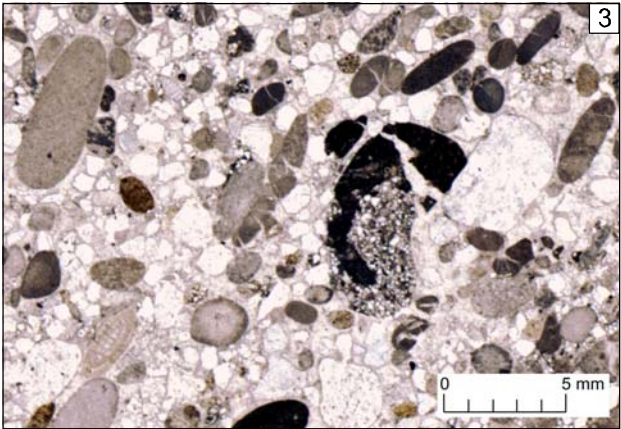
Fototab. V

- Obr. 1. Odkryv v zlepenkoch *sandberských vrstiev* v starom lome j. od obce Jablonové (foto K. Fordinál).
 - Obr. 2. Detail zlepenčov *sandberských vrstiev* na lokalite zobrazenej na obr. 1 (foto K. Fordinál).
 - Obr. 3. Navítaný obliak v štrkoch *sandberských vrstiev* s. od obce Pernek (foto K. Fordinál).
 - Obr. 4. Pohľad na lokalitu Sandberg – stratotyp *sandberských vrstiev* (foto K. Fordinál).
 - Obr. 5. Piesky a pieskovce *sandberských vrstiev* v odkryve v starej pieskovni v obci Jablonové (foto K. Fordinál).
 - Obr. 6. Pieskovce *sandberských vrstiev* vo výmoli j. od obce Pernek (foto K. Fordinál).
 - Obr. 7. Východ litotamniových vápencov *sandberských vrstiev* sz. od kóty Vinohrady j. od Rohožníka (foto K. Fordinál).
 - Obr. 8. Foraminifera rodu *Textularia* v litotamniovom vápenci *sandberských vrstiev* z lokality zobrazenej na obr. 7 (foto D. Boorová).
-



Fototab. VI

- Obr. 1. Rozsypy štrkov *skalického súvrstvia* v Plaveckom Mikuláši (foto K. Fordinál).
- Obr. 2. Východ pieskovcov a drobnozrnných zlepenecov *skalického súvrstvia* vo svahu pri cintoríne v Sološnici (foto K. Fordinál).
- Obr. 3. Drobnozrnný zlepenec *skalického súvrstvia* (výbrus) z lokality zobrazenej na obr. 2 (foto L. Martinský).
- Obr. 4. Pieskovec *skalického súvrstvia* s ojedinelými obliačikmi a prierezmi schránok bivalvií (výbrus) z južného okraja obce Prievaly (foto L. Martinský).
- Obr. 5. Pieskovec *skalického súvrstvia* s foraminiferou rodu *Elphidium* (výbrus) z východu j. od obce Prievaly (foto D. Boorová).
- Obr. 6. Oolitický vápenec *wolfsthalských vrstiev skalického súvrstvia* (výbrus) jz. od obce Prievaly (foto D. Boorová).
- Obr. 7. Odkryv v sedimentoch *bzeneckého súvrstvia* v starom ilovisku tehelne v Borskom Svätom Jure (foto K. Fordinál).
- Obr. 8. Odkryv v sedimentoch *čárskeho súvrstvia* v záreze svahu s. od Plaveckého Štvrka (foto K. Fordinál).
-



Tab. VII

- Obr. 1. Plošina v okolí kóty Vinohrady pokrytá proluviálnymi sedimentmi gūnzského veku (foto K. Fordinál).
- Obr. 2. Hruboklastické sedimenty kužela mindelského veku jz. od kóty Vinohrady j. od Rohožníka (foto K. Fordinál).
- Obr. 3. Proluviálne sedimenty náplavového kužela Stupavského potoka risského veku pri kaplnke sz. od Stupavy (foto K. Fordinál).
- Obr. 4. Povrch akumulácie náplavového kužela (detail z obr. 3) (foto K. Fordinál).
- Obr. 5. Povrch akumulácie náplavového kužela Kuchynskej Maliny risského veku v úvaline Boru pri sútoku s potokom Pernecká Malina (foto K. Fordinál).
- Obr. 6. Hruboklastické proluviálne sedimenty risského veku j. od obce Plavecký Peter (foto K. Fordinál).
- Obr. 7 – 9. Proluviálne sedimenty náplavového kužela wūrmského veku v centre Stupavy (základová jama) tvorené blokmi kremencov (obr. 8), úlomkami hornín, piesčitými štrkami a pieskami (obr. 9) (foto K. Fordinál).
-



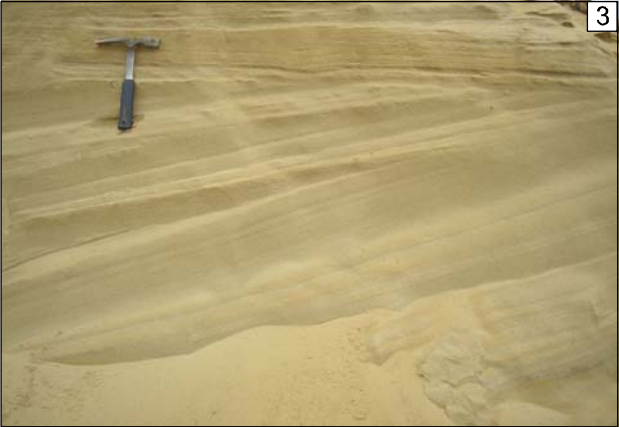
Fotatab. VIII

- Obr. 1. Fluviálna akumulácia piesčitých štrkov terasy rieky Moravy mindelského veku (devínskonovoveská terasa) s. od Devínskej Novej Vsi; svetlé plochy reprezentujú blízkosť neogénneho podložja (foto K. Fordinál).
- Obr. 2. Pohľad na fluviálne štrky – detail z obr. 1 (foto K. Fordinál).
- Obr. 3. Pieskovňa pri Plaveckom Štvrtku, v ktorej sú odkryté fluviálne akumulácie terasy rieky Moravy mindelského veku v piesčitom vývoji, pokryté eolickými pieskami (hranica je vyznačená modrou čiarou (foto K. Fordinál).
- Obr. 4. Stopa po úniku vody (*water escape structure*) vo fluviálnych pieskoch terasy rieky Moravy mindelského veku pri Plaveckom Štvrtku (foto K. Fordinál).
- Obr. 5. Morfologická hrana tvorená terasou rieky Moravy mindelského veku v Borskom Svätom Jure (foto K. Fordinál).
- Obr. 6. Štrky mindelskej terasy rieky Moravy v ceste v časti pri Jurachkinom kríži j. od obce Borský Svätý Jur (foto K. Fordinál).
- Obr. 7. Odkryv v štrkoch a pieskoch terasy rieky Moravy risského veku j. od obce Gajary (foto K. Fordinál).
- Obr. 8. Odkrytá plocha terasy rieky Moravy würmského veku z. od obce Malé Leváre (foto K. Fordinál).
-



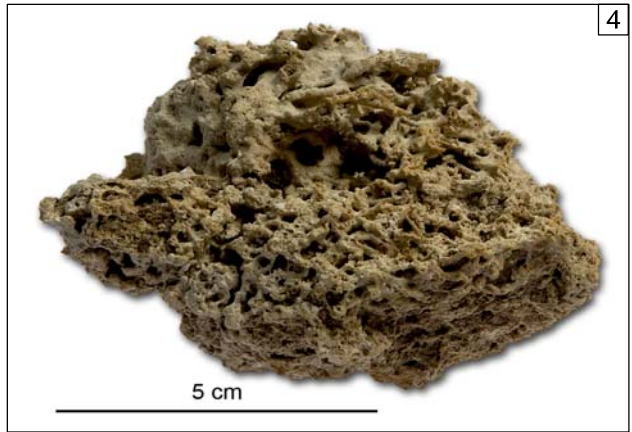
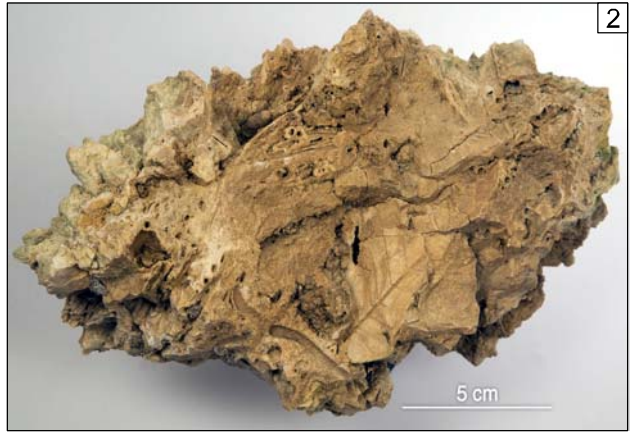
Tab. IX

- Obr. 1. Viate piesky s dvomi pochovanými pôdami v pieskovni z. od Borského Mikuláša (foto K. Fordinál).
- Obr. 2. Viate piesky odkryté v pieskovni v Šajdíkových Humenciach (foto K. Fordinál).
- Obr. 3. Detailný pohľad na šikmo zvrstvené viate piesky v pieskovni v Šajdíkových Humenciach (foto K. Fordinál).
- Obr. 4. Nízke pieskové duny v. od Borského Mikuláša v časti Piesky (foto K. Fordinál).
- Obr. 5. Mierne podmáčaná medzidunová zníženina Jazero pokrytá zahlinenými pieskami (foto K. Fordinál).
- Obr. 6. Jazierko pri okraji valu viatych pieskov Orlie vrchy sv. od Malaciek v časti Stávky pod Bahenskou mlákou (foto K. Fordinál).
- Obr. 7. Umelý odkryv v rašelinách holocénneho veku pri Rohožníku (foto K. Fordinál).
- Obr. 8. Jazierko vzniknuté po vyťažení rašeliny z. od obce Prievaly (foto K. Fordinál).
-



Fototab. X

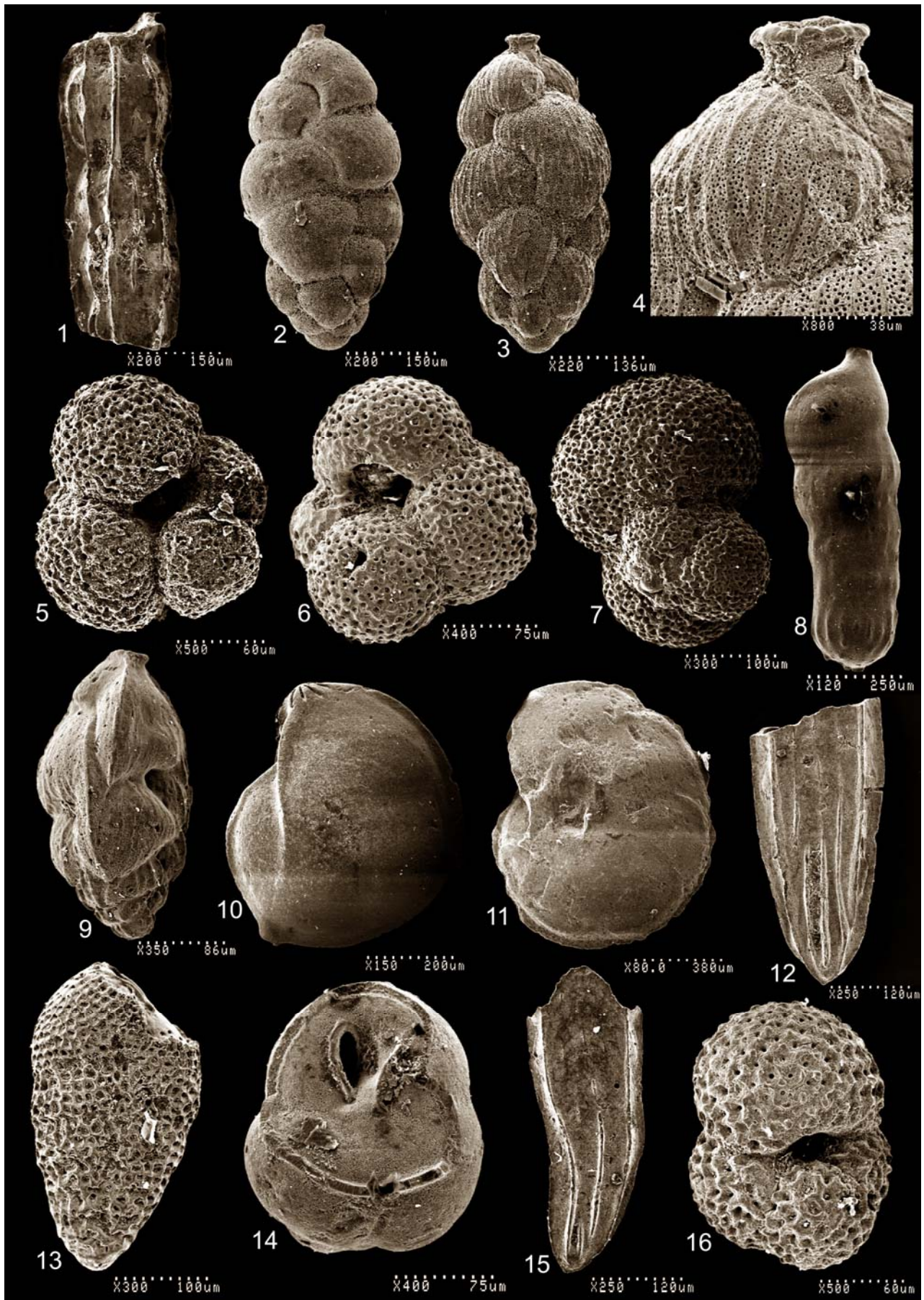
- Obr. 1. Morfológicky výrazný erozívny zvyšok sladkovodných pramenných vápencov vo svahu výmoľa na svahoch Malých Karpát j. od Perneka (foto K. Fordinál).
- Obr. 2. Úlomok pramenného vápenca (travertínu) s odtlačkami listov z telesa zobrazeného na obr. 1 (foto L. Martinský).
- Obr. 3. Východ holocénnych penovcov v záreze cesty v chatovej osade jv. od Stupavy (foto K. Fordinál).
- Obr. 4. Úlomok penovca z lokality zobrazenej na obr. 3 (foto K. Fordinál).
- Obr. 5. Niva rieky Moravy z. od obce Malé Leváre (foto K. Fordinál).
- Obr. 6. Palustrické sedimenty (humózne hliny až humolity) v relikte mŕtveho ramena rieky Moravy neďaleko chatovej osady Vlčie hrdlo (foto K. Fordinál).
- Obr. 7. Umelý odkryv vo fluvialných sedimentoch vyššej nivy rieky Moravy jz. od Suchohradu (foto K. Fordinál).
- Obr. 8. Holocénne hliny nivy potoka (čierne v strede obrázka) v. od Lakšárskej Novej Vsi v časti Topolia (foto K. Fordinál).
-



Fototab. XI

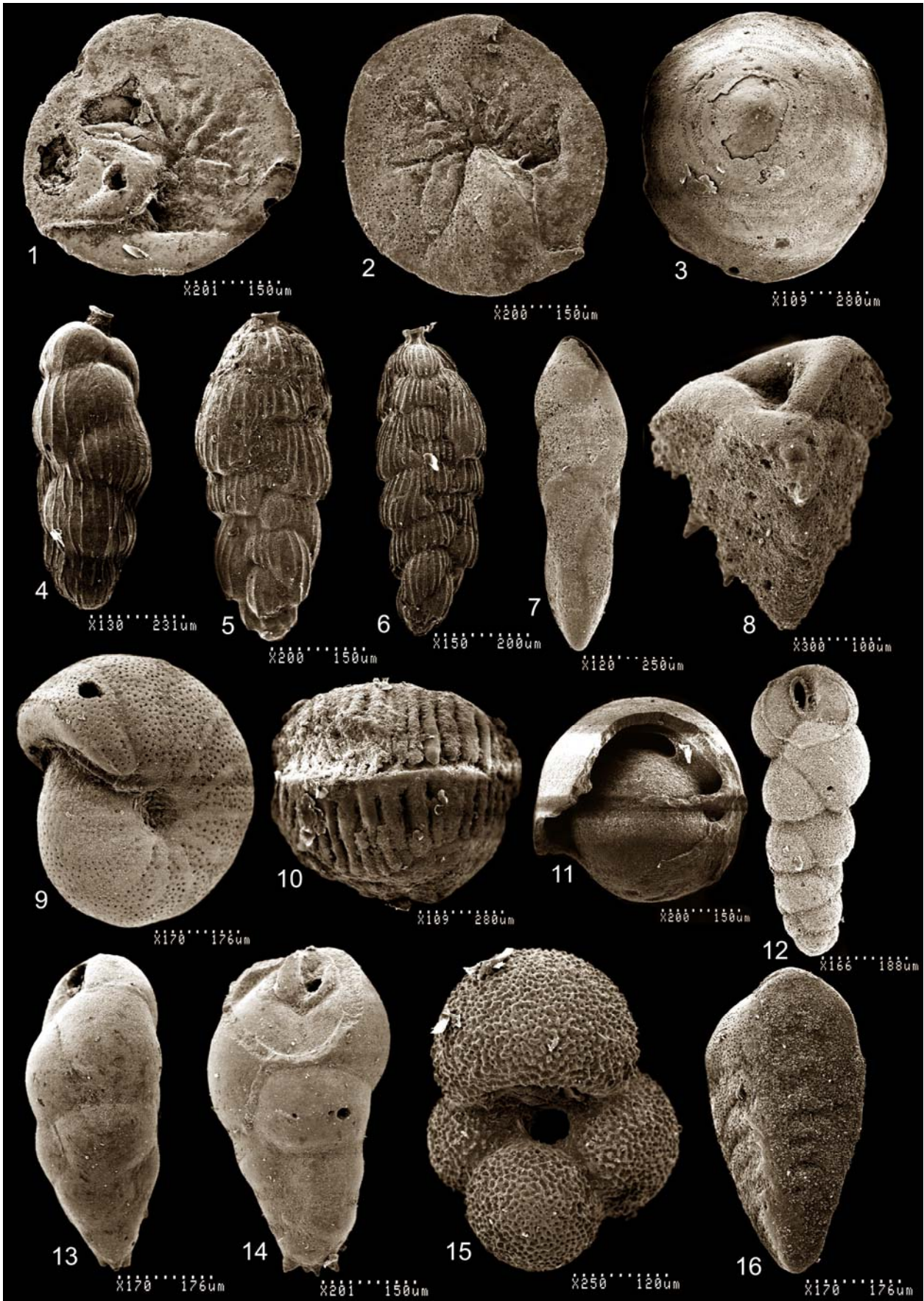
- Obr. 1. *Pyramidulina raphanistrum* (L.), ZNV-29 (11 – 12 m) Jablonica, karpát
- Obr. 2. – 4. *Pappina breviformis* (P.-T.), ZNV-20 (2,4 – 2,5 m) Bílkove Humence, karpát
- Obr. 5. *Globoturborotalita woodi* (Jenkins), ZNV-20 (4,2 – 4,3 m) Bílkove Humence, karpát
- Obr. 6. *Globoturborotalita woodi* (JENKINS), DB-1 Jablonica, karpát
- Obr. 7. *Globigerinoides bisphaericus* TODD, DB-1 Jablonica, karpát
- Obr. 8. *Marginulina hirsuta* ORB., ZNV-28 (12,3 – 13 m) Hlboké, karpát
- Obr. 9. *Angulogerina angulosa* (WILLIAMSON), DB-1 Jablonica, karpát
- Obr. 10. *Lenticulina cultrata* (MONTFORT), ZNV-28 (12,3 – 13 m) Hlboké, karpát?
- Obr. 11. *Planularia* aff. *moravica* (KARRER), ZNV-29 (11 – 12 m) Jablonica, karpát
- Obr. 12. *Plectofrondicularia digitalis* (NEUGEB.), ZNV-20 (4 – 4,1 m) Bílkove Humence, karpát
- Obr. 13. *Bolivina hebes* MACFAD., ZNV-20 (4,0 – 4,1 m) Bílkove Humence, karpát
- Obr. 14. *Sphaeroidina bulloides* ORB., ZNV-20 (2,4 – 2,5 m) Bílkove Humence, karpát
- Obr. 15. *Amphimorphina haueriana* NEUGEB., ZNV-20 (4,0 – 4,1 m) Bílkove Humence, karpát
- Obr. 16. *Globigerinoides trilobus* (Rss.), ZNV-20 (4,2 – 4,3 m) Bílkove Humence, karpát

Snímky fosílií boli zhotovené na rastrovom elektrónovom mikroskope HITACHI S-800 v Ústave informatiky SAV Bratislava; tabuľku zhotovila A. Zlinská.



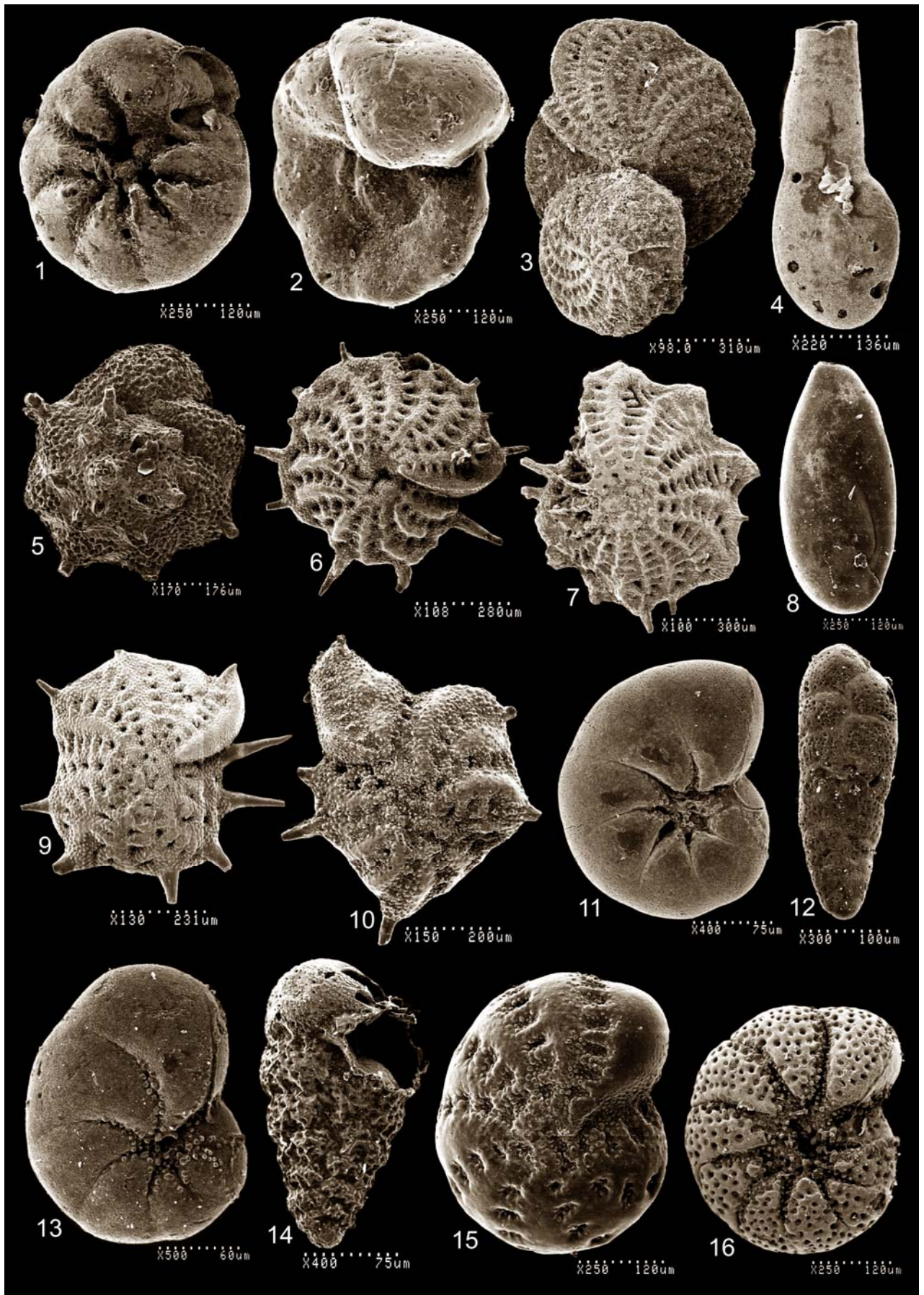
Fototab. XII

- Obr. 1. *Asterigerinata planorbis* (ORB.), DB-1A Rohožník, vrchný bádén
Obr. 2. *Asterigerinata planorbis* (ORB.), DB-3A Rohožník, vrchný bádén
Obr. 3. *Asterigerinata planorbis* (ORB.), ZNV-8B (2,3 – 2,4 m) Kuchyňa, vrchný bádén
Obr. 4. *Uvigerina semiornata* ORB., ZNV-8B (2,5 – 2,6 m) Kuchyňa, vrchný bádén
Obr. 5. *Pappina parkeri* (KARRER), ZNV-8B (2,5 – 2,6 m) Kuchyňa, vrchný bádén
Obr. 6. *Pappina parkeri* (KARRER), ZNV-8B (2,3 – 2,4 m) Kuchyňa, vrchný bádén
Obr. 7. *Fursenkoina acuta* (ORB.), ZNV-8B (2,3 – 2,4 m) Kuchyňa, vrchný bádén
Obr. 8. *Reussella spinulosa* (RSS.), ZNV-8B (2,3 – 2,4 m) Kuchyňa, vrchný bádén
Obr. 9. *Melonis pompilioides* (F.-M.), ZNV-8B (4,9 – 5 m) Kuchyňa, vrchný bádén
Obr. 10. *Borelis mello* (ORB.), ZNV-8B (4,9 – 5 m) Kuchyňa, vrchný bádén
Obr. 11. *Pullenia bulloides* (ORB.), ZNV-8B (2,5 – 2,6 m) Kuchyňa, vrchný bádén
Obr. 12. *Bulimina elongata longa* ORB., ZNV-8B (2,3 – 2,4 m) Kuchyňa, vrchný bádén
Obr. 13. *Bulimina insignis* LUCZ., ZNV-8B (4,9 – 5 m) Kuchyňa, vrchný bádén
Obr. 14. *Bulimina insignis* LUCZ., ZNV-8B (2,5 – 2,6 m) Kuchyňa, vrchný bádén
Obr. 15. *Globigerina praebulloides* BLOW, ZNV-8B (2,3 – 2,4 m) Kuchyňa, vrchný bádén
Obr. 16. *Bolivina dilatata maxima* C.-Z., ZNV-8B (2,3 – 2,4 m) Kuchyňa, vrchný bádén
-



Fototab. XIII

- Obr. 1. *Ammonia viennensis* (ORB.), DB-1 Prievaly, sarmat
 - Obr. 2. *Anomalinoidea dividens* LUCZK., DB-4 Plavecký Peter, sarmat
 - Obr. 3. *Elphidium macellum* (F.-M.), DB-11 Rohožník, vrchný bádén
 - Obr. 4. *Articulina articulinoidea* GERKE-ISSAEVA, DB-19 Rohožník, sarmat
 - Obr. 5. *Schackoinella imperatoria* (ORB.), DB-19 Rohožník, sarmat
 - Obr. 6. *Elphidium aculeatum* (ORB.), DB-19 Rohožník, sarmat
 - Obr. 7. *Elphidium josephinum* (ORB.), DB-19 Rohožník, sarmat
 - Obr. 8. *Pseudotriloculina consobrina* (ORB.), DB-19 Rohožník, sarmat
 - Obr. 9. *Elphidium samueli* ZLINSKÁ, DB-19 Rohožník, sarmat
 - Obr. 10. *Elphidium reginum* (ORB.), DB-19 Rohožník, sarmat
 - Obr. 11. *Nonion tumidulus* PISHV., ZNV-10B (4,8 – 4,9 m) Rohožník, sarmat
 - Obr. 12. *Bolivina sarmatica* DIDKOVSKY, ZNV-10B (3,2 – 3,3 m) Rohožník, sarmat
 - Obr. 13. *Nonion bogdanowiczi* (VOLOSH.), ZNV-10B (3,2 – 3,3 m) Rohožník, sarmat
 - Obr. 14. *Streptochilus* sp., ZNV-10B (3,2 – 3,3 m) Rohožník, sarmat
 - Obr. 15. *Elphidium hauerinum* (ORB.), ZNV-10B (4,8 – 4,9 m) Rohožník, sarmat
 - Obr. 16. *Porosonion granosum* (ORB.), ZNV-10B (3,2 – 3,3 m) Rohožník, sarmat
-



VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE ZÁHORSKEJ NÍŽINY 1 : 50 000

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2012

Vedúci odd. Vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie: RNDr. Ladislav Martinský

Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová

Grafická úprava a technické spracovanie: Gabriela Šipošová

Preklad do anglického jazyka: RNDr. Pavel Liščák, CSc.

Návrh obálky: RNDr. Ladislav Martinský

Tlač a knihárske spracovanie: ŠGÚDŠ Bratislava

ISBN 978-80-89343-70-6

