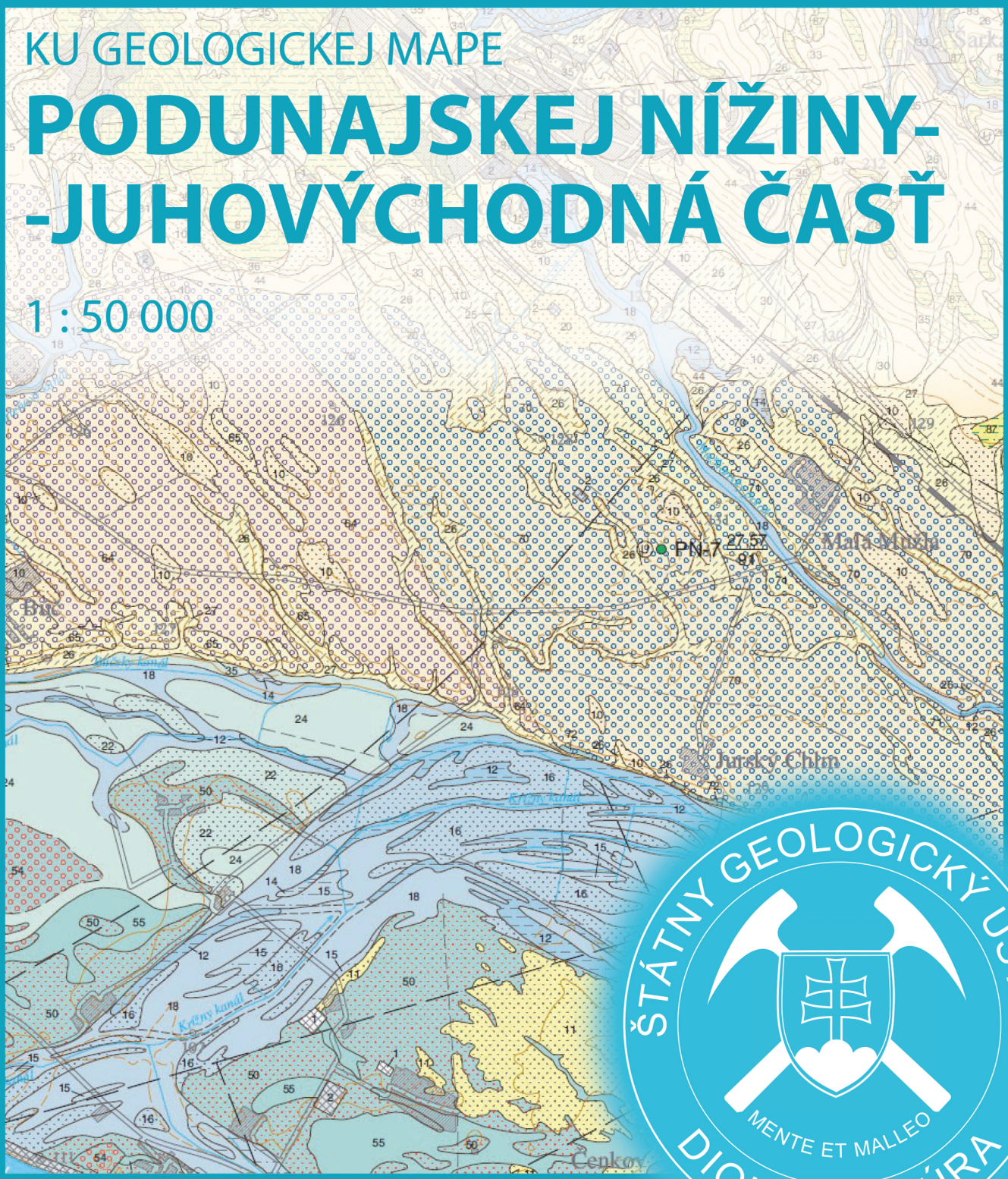
VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

PODUNAJSKEJ NÍŽINY-JUHOVÝCHODNÁ ČASŤ

1 : 50 000



EDITOR: KLEMENT FORDINÁL

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2024

VYSVETLIVKY
KU GEOLOGICKEJ MAPE
Podunajskej nížiny-
-juhovýchodná časť
1 : 50 000

Recenzenti:

prof. RNDr. Michal Kováč, DrSc.

doc. RNDr. Ján Soták, DrSc.

Predseda vydavateľskej rady:
Ing. Branislav Žec, CSc.

Vedecký redaktor:
RNDr. Juraj Maglay, PhD.

Členovia redakčnej rady:
RNDr. Klement Fordinál, PhD., RNDr. Ľubomír Hraško, PhD., RNDr. Jozef Kordík, PhD., RNDr. Dušan Kúšik, PhD., RNDr. Pavel Liščák, CSc., RNDr. Peter Malík, CSc., RNDr. Daniel Marcin, PhD., RNDr. Alexander Nagy, CSc., RNDr. Mário Olšavský, PhD., Ing. Zoltán Németh, PhD., RNDr. František Teťák, PhD.

KLEMENT FORDINÁL, JURAJ MAGLAY, MARTINA MORAVCOVÁ, LADISLAV VITOVIČ, ALEXANDER NAGY, LADISLAV ŠIMON, PETER ŠEFČÍK, KATARÍNA BENKOVÁ, IVAN DANANAJ, RASTISLAV DEMKO, ŠTEFAN DZURENDA, BRANISLAV FRIČOVSKÝ, †AUGUSTÍN GLUCH, VIERA KOLLÁROVÁ, MONIKA KOVÁČIKOVÁ, DUŠAN KÚŠIK, DUŠAN LAURINC, DANIEL MARCIN, ONDREJ PELECH, MICHAL ŠUJAN, MARTIN VLAČIKY, IGOR ZEMAN, ADRIENA ZLINSKÁ a KATARÍNA ŽECOVÁ

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

PODUNAJSKEJ NÍŽINY--JUHOVÝCHODNÁ ČASŤ

1 : 50 000



ZOSTAVIL: KLEMENT FORDINÁL

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA 2024

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2024

ISBN 978-80-8174-074-9

OBSAH

ABSTRAKT 7

1. ÚVOD (K. Fordinál) 9

1.1. Geografická a geomorfologická charakteristika územia (L. Vitovič, J. Maglay) 10

1.2. Regionálny geologický prehľad (K. Fordinál, J. Maglay) 18

1.3. Prehľad geologických výskumov a prác (K. Fordinál) 19

2. OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY (K. Fordinál, J. Maglay) 23

3. CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK 25

3.1. Predkenozoické podložie (O. Pelech) 25

3.2. Kenozoikum 29

3.2.1. Paleogén (K. Fordinál, A. Zlinská, K. Žecová) 29

3.2.2. Neogén (K. Fordinál, L. Šimon, A. Nagy, V. Kollárová, M. Kováčiková, D. Laurinc, A. Zlinská, K. Žecová) 33

3.2.3. Kvartér (J. Maglay, M. Moravcová, L. Vitovič, R. Demko) 58

4. CHARAKTERISTIKA TEKTONICKÝCH POMEROV (A. Nagy) 103

5. GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ (M. Šujan) 105

5.1. Geometria výplne panvy a významné zlomové rozhrania 106

5.2. Paleogénny vývoj – budínska paleogénna panva a „antiforma podložia“ Dunajskej panvy 111

5.3. Štádium pre-riftingu (~23 – 16 mil. rokov) 111

5.4. Prvá fáza riftingu počas skorého bádenu (~15,2 – 13,8 mil. rokov) 114

5.5. Druhá a tretia fáza riftingu počas neskorého bádenu (~13,8 – 12,6 mil. rokov) a sarmatu (~12,6 – 11.6 mil. rokov) 114

5.6. Štvrtá fáza riftingu počas skorého panónu (~11,6 – 9,5 mil. rokov) 115

5.7. Štádium postriftu počas panónu (~9,5 – 6,0 mil. rokov) 117

5.8. Štádium inverzie panvy (~6,0 mil. rokov až dnešok) 118

6. HODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV (A. Gluch, I. Zeman, Š. Dzurenda) 120

7. HYDROGEOLOGICKÉ POMERY (K. Benková, B. Fričovský, D. Marcin) 131

7.1. Obyčajná podzemná voda 131

7.1.1. Hydrogeologický komplex hornín predkenozoického podložia Dunajskej panvy 131

7.1.2. Hydrogeologický komplex hornín panvových štruktúr Dunajskej panvy 133

7.2. Geotermálna voda a zdroje geotermálnej energie 154

7.2.1. Charakteristika geotermických podmienok 154

7.2.2. Termodynamická klasifikácia zdrojov geotermálnej energie 165

7.2.3. Model udržateľného potenciálu zdrojov geotermálnej energie 167

8. GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA (I. Dananaj) 171

9. RECENTNÝ PÔDNY POKRYV PODUNAJSKEJ NÍŽINY (P. Šefčík) 180

10. NERASTNÉ SUROVINY (D. Kúšik) 192

11. VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY
(M. Moravcová, L. Šimon, M. Šujan, K. Fordinál) 235

12. ZÁVER (K. Fordinál) 245

SUMMARY 247

LITERATÚRA 250

FOTOTABUĽKY 273

ABSTRAKT

Región Podunajská nížina-juhovýchodná časť je zo západu obmedzený spojnicou miest Nové Zámky a Komárno, severným ohraničením je spojnica medzi mestom Nové Zámky a obcou Ipeľský Sokolec. Južné a východné ohraničenie tvorí štátna hranica s Maďarskou republikou, reprezentovaná riekami Dunaj a Ipeľ. Z tohto územia bola zostavená regionálna geologická mapa v mierke 1 : 50 000 s textovými vysvetlivkami. Vo vysvetlivkách sú opísané jednotky neogénneho a kvartérneho veku zobrazené na geologickej mape, geologické jednotky predkenozoického podložia Dunajskej panvy a jej sedimentárnej výplne a litostratigrafické jednotky oligocénneho veku Budínskej panvy. Súčasťou vysvetliviek je aj charakteristika tektonických pomerov, opis geologického a tektonického vývoja územia, zhodnotenie získaných geofyzikálnych údajov, hydrogeologických pomerov a geofaktorov životného prostredia, opis recentného pôdneho pokryvu, ložísk nerastných surovín a významných geologických lokalít.

Na území juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny sa nachádza časť kenozoickej depresie Dunajskej panvy, ktorá je súčasťou panónskeho panvového systému. Z regionálnogeologického hľadiska skúmaná oblasť zahŕňa hlavne okraje gabčíkovskej panvy a želiezovskú priehlbinu Dunajskej panvy. Okrajovo (na SZ) je súčasťou regiónu aj komjatická priehlbina Dunajskej panvy. Na geologickej stavbe juhovýchodnej časti územia sa podieľajú horniny budínskeho paleogénu a v najvýchodnejšej časti neogénne vulkanity Burdy.

Na stavbe predkenozoického podložia sa podieľajú horniny dvoch odlišných tektonických jednotiek. Severne od hurbanovského zlomu sa nachádza južné veporikum. Tvoria ho prevažne horniny kryštalického fundamentu, a to metamorfity (muskoviticko-chloritické bridlice, amfibolity, zelené bridlice) a granitoidy. Južne od uvedeného zlomu je transdanubikum, zložené z hornín paleozoického a mezozoického veku.

Oligocénne sedimenty Budínskej panvy (štúrovský paleogén) sú na študovanom území reprezentované usadeninami kišcelského a egerského veku.

Sedimenty kišcelského veku boli začlenené do *súvrstvia Csatka*, *kišcelského súvrstvia* a *hárshedského súvrstvia s ostrihomskými vrstvami.* V ich nadloží sú sedimenty egerského veku reprezentované *mányským* a *törökbálintským súvrstvím s kováčovskými vrstvami* a *séčénskym súvrstvím.*

Neogénnu sedimentárnu a vulkanicko-sedimentárnu výplň Dunajskej panvy tvoria miocénne (stredný až vrchný) a pliocénne usadeniny.

Strednomiocénne sedimenty reprezentuje *bajtavské*, *pozbianske*, *zbrojnícke* a *vrábeľské súvrstvie*. Vrchnomiocénne usadeniny sú zastúpené *nemčinianskym*, *ivanským*, *beladickým* a *volkovským súvrstvím*. Pliocénne sedimenty reprezentuje *kolárovské súvrstvie*.

Kvartérne sedimenty pokrývajú takmer celú časť Podunajskej nížiny zobrazenú na mape. Z celkovej škály genetických typov kvartérnych sedimentov z hľadiska genézy, objemu hmoty, plošného rozsahu, stratigrafie a morfometrickej pozície výskytu majú dominantné postavenie fluviálne akumulácie hlavných vodných tokov Váhu, Nitry, Žitavy, Dunaja, Hrona a Ipľa. S fluviálnou akumuláciou sú úzko geneticky späté proluviálne akumulácie náplavových vejárov, ktoré majú na zobrazenom území len nepatrné zastúpenie. Oveľa väčšie plošné zastúpenie majú deluviálno-fluviálne splachy, ktoré nadväzujú na holocénne nivné výplne dna dolín potokov. Na deluviálno-fluviálne sedimenty v smere do pahorkatín a do pohoria Burda nadväzujú rôzne subtypy deluviálnych sedimentov. S deluviálnymi a deluviálno-fluviálnymi sedimentmi sú úzko geneticky späté deluviálno-proluviálne výplavy kužeľov na rovinaté územia povrchu riečnych terás aj priamo do nív hlavných tokov. Druhým plošne najväčším a objemovo najmohutnejším genetickým typom sú rozsiahle akumulácie sprašových sérií a sprašových hlín. Ďalším dôležitým fenoménom, najmä v západnej časti územia, sú eolické akumulácie pieskov vo forme dún a presypov, transportovaných na rôznu vzdialenosť od primárnych deflačných zón. Eolické piesky najčastejšie tvoria povrch vrchno- až strednopleistocénnych fluviálnych terás Váhu, Nitry, Žitavy, Dunaja a Ipľa. V rozsahu aluviálnych nív je povrch poznačený sieťou mŕtvych a slepých ramien aj občasne prietočných korýt dokazujúcich výraznú holocénnu laterálnu dynamiku fluviálneho vývoja riečnej siete územia. Vo výplniach mŕtvych ramien a iných zníženinách reliéfu sa vyvinuli fluviálno-organické a organogénne a palustrické sedimenty, slatinné rašeliny a humolity.

Hydrogeologické pomery regiónu Podunajská nížina-juhovýchodná časť sú podmienené jeho geologicko-tektonickou stavbou a morfologickými, klimatickými a hydrologickými podmienkami. Tieto základné faktory ovplyvňujú vznik podzemnej vody, jej obeh a akumuláciu v hydrogeologických štruktúrach a formujú jej fyzikálno-chemické vlastnosti. Ako vyplýva z geologickej stavby územia, v skúmanom území prevláda medzizrnová, prípadne puklinová priepustnosť horninového prostredia. Hlavnými kolektormi obyčajnej podzemnej vody sú

kvartérne piesčité štrky a piesky, neogénne piesky a pieskovce, ale aj vulkanické tufy a tufity. Hlavnými kolektormi geotermálnej podzemnej vody sú neogénne piesky, pieskovce a karbonáty mezozoického veku.

Geofaktory životného prostredia sú vlastnosti zložiek geologického prostredia, ktoré významne ovplyvňujú životné prostredie a možnosti jeho využitia. Rozdeľujú sa na geopotenciály a geobariéry. Geopotenciály sú tie geofaktory, ktoré umožňujú istý spôsob využitia územia. Ku geobariéram patria tie geofaktory, ktoré ohrozujú životné prostredie a obmedzujú alebo znemožňujú istú formu využitia životného prostredia.

Z hľadiska regionálneho inžinierskogeologického členenia Západných Karpát patrí prevažná časť mapovaného územia juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny do regiónu neogénnych tektonických vkleslín, do oblasti vnútrokarpatských nížin. Len juhovýchodná časť skúmaného územia v pohorí Burda patrí do regiónu neogénnych vulkanitov, k oblasti vulkanických vrchovín.

Pôdny pokryv juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny je výrazne ovplyvnený geologickou stavbou, genézou a typom morfoštruktúrnych parametrov georeliéfu, erózno-akumulačnými procesmi a bioklimatickými faktormi v priebehu pleistocénu, a najmä holocénu. Pôdy vznikali v procese geologického vývoja v dôsledku interakcie medzi geologickými, klimatickými a biotickými faktormi.

1. ÚVOD

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra vykonáva štátnu geologickú službu v oblasti základného a regionálneho geologického výskumu a prieskumu. S týmto cieľom realizuje systematický a komplexný základný a regionálny geologický výskum územia Slovenskej republiky so zameraním na výskum, hodnotenie, dokumentovanie a zobrazovanie zákonitostí geologického vývoja a geologickej stavby územia formou regionálnych geologických máp v mierke 1 : 50 000 spolu s textovými vysvetlivkami. Prvou regionálnou geologickou mapou z územia Slovenska bola *Geologická mapa Malých Karpát* (Maheľ a Cambel, 1972). Odvtedy až do súčasnosti bolo zostavených a tlačou vydaných veľké množstvo geologických máp.

Geologická mapa je vo všeobecnosti len modelom geologickej stavby územia a v danom čase jej kvalita zodpovedá úrovni poznatkov a stupňu vývoja metodík výskumu horninového prostredia v čase jej zostavenia. V závislosti od zložitosti geologickej stavby sa tak každá geologická mapa v priebehu pár desiatok rokov stáva zastaranou, neposkytujúcou požadované údaje. Vzhľadom na uvedenú skutočnosť je potrebné kontinuálne a systematicky pokračovať v objasňovaní geologickej stavby územia a zostavovaní geologických máp. Vyžaduje si to zachovanie súčasnej vysokej úrovne geologického poznania územia Slovenska, ktoré je výsledkom doterajšieho základného a regionálneho geologického výskumu, ako aj zabezpečenie vysokej kvality geologických podkladov na riešenie aktuálnych praktických potrieb štátu. Geologické mapy tvoria základné podklady hospodárskej aj správnej činnosti štátnych orgánov SR. V aplikovanej sfére poskytujú dôležité údaje pri projektovaní všetkých druhov stavieb a komunikácií a pri riešení environmentálnych projektov.

Geologická mapa regiónu Podunajská nížina-juhovýchodná časť v mierke 1 : 50 000 (Vaškovský a Halouzka, 1976) patrí k relatívne starým geologickým mapám a v priebehu viac ako 30 rokov zastarala. Preto v roku 2010 prišiel návrh zostaviť novú geologickú mapu spomenutého územia. Tento návrh bol prerokovaný a schválený na 3. zasadnutí Slovenskej geologickej rady 6. mája 2010 a zaradený do databázy projektov Ministerstva životného prostredia SR. Geologické mapovanie uvedeného územia bolo neskôr zakomponované do *Koncepcie geologického výskumu a geologického prieskumu územia Slovenskej republiky na roky 2012 – 2016 (s výhľadom do roku 2020)* schváleného uznesením vlády SR č. 73/2012, v ktorom bolo explicitne uvedené zostaviť geologickú mapu regiónu Podunajská nížina-jv. časť v mierke 1 : 50 000.

Geologická mapa regiónu Podunajská nížina-juhovýchodná časť v M 1 : 50 000 (Vaškovský a Halouzka, 1976) bola vydaná ako piata zo série regionálnych geologických máp Slovenska a bola prvou regionálnou geologickou mapou, ku ktorej boli zostavené tlačené vysvetlivky (Vaškovský et al., 1982). Vyplynulo to z požiadaviek širokej geologickej verejnosti a užívateľov geologických máp. Na základe tejto požiadavky edičná rada Geologického ústavu D. Štúra rozhodla vydávať od roku 1979 ku každej regionálnej geologickej mape textové vysvetlivky.

Návrh projektu geologickej úlohy *Geologická mapa regiónu Podunajská nížina-juhovýchodná časť v mierke 1 : 50 000* bol vypracovaný v apríli roku 2017 a schválil ho minister životného prostredia SR Ing. László Solymos 25. 7. 2017.

Na geologickom mapovaní územia regiónu *Podunajská nížina-juhovýchodná časť* sa podieľal široký autorský kolektív zo Štátneho geologického ústavu D. Štúra. Územie tvorené neogénnymi a kvartérnymi usadeninami mapovali RNDr. Klement Fordinál, PhD., RNDr. Alexander Nagy, CSc., RNDr. Juraj Maglay, PhD., RNDr. Martina Moravcová, Ph.D., Mgr. Ladislav Vitovič, PhD., a RNDr. Peter Šefčík, PhD. Vulkanické horniny pohoria Burda pri Štúrove mapoval RNDr. Ladislav Šimon, PhD., s využitím moderných metodík vulkanologickej analýzy a litofaciálnej analýzy.

Geologická mapa regiónu Podunajská nížina-juhovýchodná časť v mierke 1 : 50 000 bola zostavená na základe vlastných mapových podkladov, čistokresieb máp v mierke 1 : 25 000, ako aj výsledkov biostratigrafického a petrografického výskumu a výsledkov datovania kvartérnych a neogénnych sedimentov metódou OSL a AMS a pomocou kozmogénnych rádionuklidov (^{10}Be, ^{26}Al). Biostratigrafickým výskumom neogénnych sedimentov sa zaoberali RNDr. A. Zlinská, PhD., a RNDr. K. Žecová, PhD. Odborníkom na petrografiu a mikrofaciálnu analýzu neogénnych hornín bol Mgr. Dušan Laurinc, PhD. Vyhodnotenie ťažkých minerálov a ich štúdium na mikrosonde zabezpečil RNDr. R. Demko, PhD. Datovanie vrchnomiocénnych sedimentov a kvartérnych fluviálnych terasových sedimentov riek Hron a Dunaj pomocou kozmogénnych rádionuklidov ^{10}Be a ^{26}Al pochádzajúcich z vrtných jadier vrtov realizovaných v minulosti, ako aj z vrtov uskutočnených v rámci riešenia súčasného projektu urobil doc. RNDr. M. Šujan, PhD., z Katedry geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave. Merania sa robili v Európskom centre pre výskum a vzdelávanie v environmentál-

nych geovedách *(Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement)* v meste Aix-en-Provence vo Francúzsku.

Kvartérne eolické (spraše, eolické piesky) a fluviálne usadeniny boli datované metódou opticky stimulovanej luminiscencie (OSL) na *Silesian University of Technology* sídliacej v Gliwiciach v Poľskej republike a fosílne pôdy a schránky ulitníkov boli datované metódou AMS ^{14}C v rádiokarbónovom laboratóriu v Poznani v Poľsku *(Poznan Radiocarbon Laboratory)*.

Zostavená regionálna geologická mapa v mierke 1 : 50 000 územia juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny tvorí syntézu údajov o jednotlivých litostratigrafických jednotkách a odráža súčasný stav poznatkov a názorov na geologickú stavbu regiónu Podunajská nížina-juhovýchodná časť. Ku skvalitneniu charakteristiky jednotlivých litostratigrafických jednotiek paleogénneho a neogénneho veku a genetických typov sedimentov kvartérneho veku prispeli aj odborníci z iných odborných inštitúcií zo Slovenskej republiky a z Českej republiky. Vďaka patrí doc. RNDr. J. Sotákovi, DrSc., z Ústavu vied o Zemi Slovenskej akadémie vied za stratigrafické zaradenie paleogénnych sedimentov z vrtu HGŽ-3 Želiezovce, doc. RNDr. K. Holcovej, CSc., z Ústavu geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty Karlovej univerzity v Prahe za určenie vápnitého nanoplanktónu z *kováčovských vrstiev* a ich stratigrafické zaradenie, doc. RNDr. K. Zágoršekovi, PhD., z Katedry geografie Technickej univerzity v Liberci za určenie machoviek z bádenských sedimentov z vrtu ŠO-1 a z machovkovo-serpulových vápencov sarmatského veku a RNDr. R. Mikulášovi, CSc., z Geologického ústavu Akadémie vied Českej republiky za určenie ichnofosílií z kvartérnych fluviálnych sedimentov.

Čistokresby geologických máp v mierke 1 : 25 000 nakreslil J. Dvořák. Kartografické podklady na geologické mapovanie pripravovala Mgr. G. Bystrická. Na kartografickom spracovaní mapy a príprave do tlače sa podieľali J. Vlachovič, Ing. M. Antalík a R. Fritzman. Text legendy aj text na obálku mapy preložil do angličtiny RNDr. P. Liščák, CSc. Fotografickú dokumentáciu paleontologických a petrografických vzoriek zhotovili RNDr. A. Zlinská, PhD., a RNDr. L. Martinský.

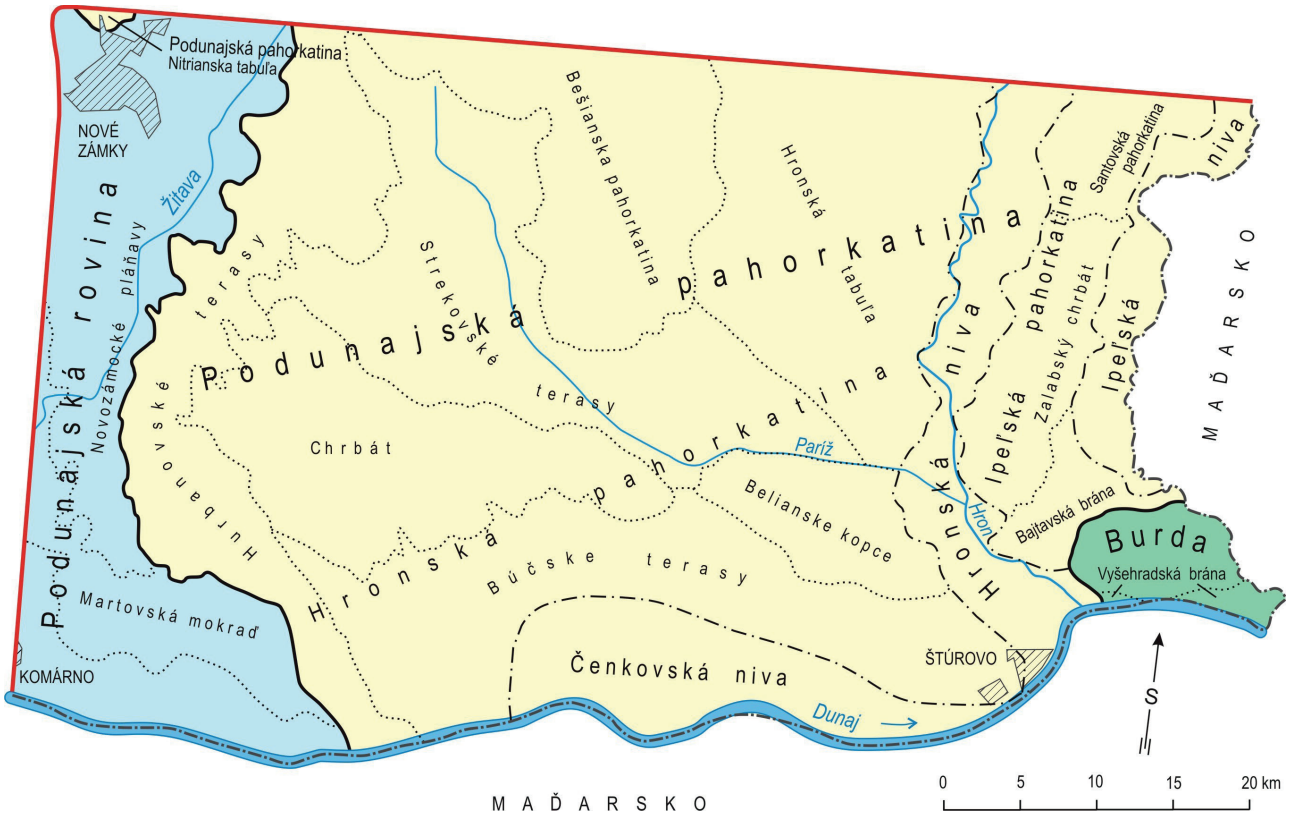
Zodpovedný riešiteľ vyslovuje poďakovanie za kvalitne vykonanú prácu na zostavovaní *Geologickej mapy Podunajskej nížiny-juhovýchodná časť* a vysvetliviek k nej všetkým uvedeným spolupracovníkom zo Štátneho geologického ústavu D. Štúra, ako aj z iných vedeckých organizácií zo Slovenskej republiky aj Českej republiky. Zároveň ďakuje recenzentom prof. RNDr. M. Kováčovi, DrSc., z Katedry geológie a paleontológie PriF UK a doc. RNDr. J. Sotákovi, DrSc., z Ústavu vied o Zemi Slovenskej akadémie vied za pripomienky, ktoré pomohli zvýšiť odbornú úroveň vysvetliviek ku geologickej mape.

1.1. GEOGRAFICKÁ A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Reliéf územia regiónu Podunajská nížina-juhovýchodná časť je výsledkom dlhodobého geologického a geomorfologického vývoja. Časové a priestorové rozdiely v charaktere a intenzite tektonických procesov a heterogenita geologickej stavby a exogénnych procesov podmienili značné odlišnosti v jednotlivých častiach územia a vznik čiastkových morfotektonických celkov (jednotiek).

Územie v zmysle geomorfologického členenia Slovenska (Mazúr a Lukniš, 1986; Kočický a Ivanič, 2011) predstavuje dominantne východnú časť oblasti Podunajskej nížiny patriacej do subprovincie Malej dunajskej kotliny, ktorá je súčasťou provincie Západopanónskej panvy prináležiacej k podsústave Panónskej panvy. Iba juhovýchodný cíp regiónu (pohorie Burda) patrí do Matransko-slanskej oblasti patriacej do subprovincie Vnútorných Západných Karpát, ktorá je súčasťou provincie Západných Karpát prináležiacej k podsústave Karpaty. Obidve podsústavy patria do Alpsko-himalájskej sústavy. Centrálnu a východnú časť regiónu zaberá celok **Podunajskej pahorkatiny**, západnú časť **Podunajská rovina** a v juhovýchodnej časti celok **Burda** s časťou Vyšehradská brána (obr. 1.1.1). Celková rozloha regiónu je viac ako 1 404 km^2.

Podunajská pahorkatina je v rámci regiónu budovaná kvartérnymi a neogénnymi sedimentmi. Má reliéf nížinných pahorkatín až zvlnených rovín s výskytom mierne diferencovaných morfoštruktúr bez agradácie. Sú na nej vyvinuté riečne terasové systémy kombinované s reliéfom sprašových tabúľ, v centrálnej časti územia sú sprašové tabule bez terasových sedimentov. Nadmorská výška sa pohybuje v rozmedzí 103 – 291 m n. m. Jej rozloha v rámci regiónu je 1 145 km^2, čo predstavuje 81,5 % plochy celého regiónu.



Obr. 1.1.1. Geomorfologické členenie územia regiónu Podunajská nížina-juhovýchodná časť (Kočický a Ivanič, 2011).

Hronská pahorkatina (859,2 km^2) leží v centrálnej časti a zaberá najväčší podiel rozlohy celého regiónu (61,2 %). Na východe ju ohraničuje Hronská niva, na západe Podunajská rovina, na juhu niva Dunaja (podcelok Čenkovská niva) a na severe je hranica limitovaná okrajom regiónu. Územie pahorkatiny leží na neotektonických blokoch s rôznou intenzitou vertikálnych (pozitívnych) pohybov. V okrajových častiach pahorkatiny sú horizontálne a vertikálne rozčlenené roviny viažuce sa na široké plošiny riečnych terás s vertikálnou členitosťou do 30 m, zatiaľ čo v centrálnych častiach sú zastúpené mierne členité pahorkatiny s vertikálnou členitosťou 30 – 75 m. V najvyššie ležiacich častiach sa nachádzajú stredne členité pahorkatiny s vertikálnou členitosťou 75 – 100 m, lokálne až 100 – 150 m. Nadmorská výška sa pohybuje v rozpätí od ~105 do 284,4 m n. m. Ide o celkovo málo až stredne členitú časť regiónu s priemerným sklonom ~2,6°. V rámci geomorfologického celku bolo vyčlenených sedem častí.

Hurbanovské terasy predstavujú najzápadnejšiu časť s rozlohou 130,6 km^2. Tiahnu sa oblúkovito od Dvorov nad Žitavou k Hurbanovu v smere SSV – JJZ a odtiaľ k Radvani nad Dunajom v smere SZ – JV. Územie leží na troch neotektonických blokoch s rôznou mierou výzdvihu. Blok od Dvorov nad Žitavou k Hurbanovu je definovaný stredným zdvihom, medzi Hurbanovom a Chotínom ide o veľmi malý zdvih a oblasť medzi Marcelovou a Radvaňou nad Dunajom má malý zdvih (Maglay et al., 1999). Neogénne podložie tu vystupuje vo v. a sv. okraji územia iba ojedinele (< 1 % plochy). Pozdĺž celej dĺžky územia sa v jeho z. okraji tiahne pás zvyškov riečnych terás. Nízka terasa so šírkou 500 – 1 300 m je zachovaná najmä v s. úseku, pričom medzi Hurbanovom a obcou Virt sa zachoval pás strednej terasy (šírka 500 – 2 600 m), ktorá je na viacerých úsekoch prekrytá piesčitými dunami a závejmi sprašových hlín. Najväčšiu šírku má nízka terasa pri obci Bajč, kde je prekrytá eolickými pieskami a sprašami a dosahuje ~2 200 m. Terasy sú prerušované iba plytkými úvalinami (hĺbka do 5 m) a plytkými dolinami prítokov (hĺbka 10 – 15 m, napr. dolina Branovského potoka a Kuzmovho jarku). Celkovo nízke sklony svahov na terasových plošinách sa zvyšujú predovšetkým v miestach pieskových dún (napr. Pieskový diel 132 m n. m., rel. výška ~12 m, Bašov kopec 139,6 m n. m., rel. výška ~22 m), v miestach výstupu neogénneho podložia (napr. ľavá strana doliny Branovského potoka) a pozdĺž úvalín a zárezov dolín. Zvýšený sklon svahov (miestami do 10°) sa viaže aj na terasový stupeň s dĺžkou ~37 km pozdĺž hranice s Podunajskou rovinou.

Časť **Chrbát** s rozlohou 113,7 km^2 zo S obklopujú Strekovské terasy, zo Z Hurbanovské terasy a z J Búčske terasy. Táto časť predstavuje jednu z najvyššie položených a morfologicky najvýraznejších oblastí regiónu, ležiacu dominantne na troch vyzdvihnutých kryhách s veľkým až veľmi veľkým zdvihom. Zo všetkých strán je obklopená nižším a plochejším územím. Systém zlomov limitujúcich kryhy Chrbta je orientovaný v smeroch SZ – JV a SV – JZ (Maglay et al., 1999). Neotektonický výzdvih podmienil expozíciu predkvartérneho podložia, ako aj vyššiu hĺbkovú a spätnú eróziu tokov. Výsledkom toho je, že neogénne piesčité íly a piesky tu vystupujú na povrch v omnoho väčšom rozsahu než v predchádzajúcich častiach (> 50 % plochy), pričom kvartérny pokryv je najsúvislejší v z. a jv. časti (spraše, sprašové hliny, eolické a deluviálne piesky). Na sv. okraji v doline Paríža sa zachoval zvyšok jednej z najvyššie položených (~40 – 45 m rel.) riečnych terás spodného pleistocénu (biber). Cez väčšinu územia sa tiahnu ploché chrbty v šírke 2 – 3 km a dĺžke ~20 km (výrazné predovšetkým v z. časti) s orientáciou SZ – JV (totožné s priebehom priečnych zlomov). Striedajú sa s dolinami, ktoré majú (v porovnaní s okolitými časťami) výrazne hlbší erózny zárez (hĺbka 30 – 50 m, napr. dolina Modranského potoka a Kuzmovho jarku). V horných úsekoch majú doliny charakter hladšie modelovaných úvalín. Majú miernu sklonovú asymetriu, pričom vyššie sklony majú tendenciu viazať sa na svahy s jz. orientáciou (?neotektonicky predisponované). O ich tektonickej predispozícii sa zmieňuje Harčár (1975). Reliéf je teda členitejší, na väčšine územia dosahuje vertikálnu členitosť 30 – 75 m, na najvyššie položených miestach 75 – 100 m, lokálne aj viac. Najnižšia členitosť (< 30 m) je v hraničných úsekoch s okolitými plošinami a v zníženine s. od Bátorových Kosíh. Nadmorská výška sa pohybuje v rozmedzí 124 až 270,6 m n. m. (najvyšší bod Chrbát), s priemernou výškou 165 m n. m. Najvyššie úseky sa nachádzajú v centrálnej (masív Chrbta) a v. časti (masív Drieňovej hory, 225,8 m n. m.). Priemerný sklon svahov je 3,4°. Najnižšie sklony (do 1°) sa viažu na vrcholové plošiny chrbtov, na dná relatívne úzkych dolín a na svahy prekryté návejmi spraší.

Strekovské terasy s rozlohou 165,2 km^2 predstavujú prechodnú vyvýšenú oblasť medzi susednými, nižšie položenými a plochejšími časťami regiónu, ako sú Hurbanovské terasy, Hronská tabuľa a Búčske terasy. Zároveň predstavujú prechodnú, zníženú oblasť medzi susedným, vyšším územím pozostávajúcim z častí Chrbát, Bešianska pahorkatina a Belianske kopce. Územie sa rozprestiera na neotektonických kryhách najmä so stredným zdvihom a v s. a j. časti aj na kryhách s veľkým zdvihom (Maglay et al., 1999). Budujú ho neogénne piesčité íly a piesky (~50 % plochy) pokryté rozsiahlymi pokryvmi spraší, sprašových hlín a delúvií. Akumulácie spraše tu medzi Svodínom a Divou (obec Šarkan) dosahujú jedny z najväčších hodnôt hrúbky nielen z celého regiónu (do 35 m), ale aj z územia Slovenska. V západnej časti je hladko modelovaný reliéf návejov spraší prerušovaný iba plytkými (< 5 m) dolinami a úvalinami. Hlavnou osou je dolina Paríža s celkovou dĺžkou ~34 km (23 km v tejto časti), ktorej priebeh je v úseku Strekov – Gbelce – Kamenný Most usmernený tektonicky. V hornom úseku približne po Rúbaň je dolina menej otvorená, hlboká ~40 m a jej niva dosahuje šírku ~100 m. Pravouhlá riečna sieť smeru S – J a V – Z tu taktiež poukazuje na jej možnú tektonickú predispozíciu (Harčár, 1975). Postupným rozširovaním v ďalšom úseku doliny medzi Strekovom a Novou Vieskou dosahuje niva už 200 – 300 m a pri Gbelciach až viac ako 600 m. Hĺbka doliny je tu 25 – 55 m. V danom úseku, kde je dolina najviac otvorená, je niva výrazne zamokrená a pokrytá rašelinou. Hrúbka rašeliny pri Novej Vieske je ~3 m (Procházka et al., 2015). Je to zároveň jediný úsek, kde sa zachovala nízka terasa. Dosahuje dĺžku ~8 km a šírku do 500 m (okolie osady Arad). Je prekrytá sprašovým pokryvom a segmentovaná priečnymi dolinami občasných prítokov Paríža. Tento úsek doliny a oblasť z. od neho predstavuje relikt starej doliny Žitavy, ktorá tu zanechala 3 stupne riečnych terás (Harčár, 1975). Po ohybe pri Gbelciach sa dolina celkovo zužuje a mení sa jej priečny profil takmer do tvaru V. Hĺbka sa zvyšuje na 60 m, pričom niva dosahuje šírku 370 m a neskôr iba 100 – 200 m a jej zamokrenie zaniká. Do východnej časti doliny zasahuje terasový systém Hrona so svojimi najvyššími terasami pokrytými sprašou v hrúbke 12 – 35 m. Aj v tejto časti je väčšina chrbtov a dolín (napr. dolina Paríža medzi Rúbaňou a Novou Vieskou, dolina Svodínskeho potoka v spodnom úseku) orientovaných v smere SSZ – JJV až SZ – JV. Aj tu badať miernu sklonovú asymetriu dolín, najmä vo v. časti (j. od Svodína), kde jz. orientované svahy dolín majú strmšie a miestami aj vyššie svahy, ktoré sa viažu na výstupy neogénneho podložia. Doliny tu dosahujú hĺbku 15 – 25 m, v spodných úsekoch dokonca 30 – 50 m. Riečna sieť tu má na viacerých úsekoch (najmä vo v. časti) pravouhlý charakter, javí sa neotektonicky predisponovaná. Nadmorská výška sa pohybuje v rozmedzí 117 až 218 m n. m., priemerná výška dosahuje 150 m n. m. Najvyššie partie sa viažu na hranicu s Bešianskou pahorkatinou (okolie Svodína). Väčšina územia (najmä v z. a jz. časti) má z hľadiska vertikálnej členitosti charakter roviny (< 30 m). Pahorkatinový ráz (30 – 75 m) má oblasť medzi

Strekovom, Svodínom a Divou. Priemerný sklon svahov dosahuje len 1,8°. Oblasti s vyššími sklonmi, často viažuce sa na výstupy neogénneho podložia, ležia v s. (0,5 – 5°) a v. (2 – 10°) časti.

Búčske terasy s rozlohou 145,5 km^2 sú relatívne plochá (priemerný sklon < 1°) južná pozdĺžna obruba Chrbta a Belianskych kopcov s dĺžkou ~30 km a šírkou zväčša 3 – 5 km. Tiahnu sa oblúkovite od obce Šrobárová po Gbelce (generálne v smere ZJZ – VSV) a ďalej až po Štúrovo (generálne v smere ZSZ – VJV). Zo západu sú lemované Hurbanovskými terasami, z východu Hronskou nivou a z juhu Čenkovskou nivou. Územie leží na troch neotektonických kryhách definovaných malým zdvihom (Maglay et al., 1999). Neogénne podložie vystupuje iba na malej ploche (< 0,5 %) j. od Gbeliec (*volkovské súvrstvie*), zatiaľ čo rozsiahly kvartérny pokryv predstavujú najmä fluviálne sedimenty strednej a nízkej (v jz. časti v okolí Moče) terasy Dunaja. Terasy sú takmer súvisle prekryté návejmi spraše v hrúbke väčšinou 5 – 10 m, pričom v z. časti sa v eolickom pokryve terás zvyšuje podiel piesku. Na severnom kontakte s priľahlými vyvýšeninami sú riečne terasy prekryté aj hlinitými akumuláciami výplavových kužeľov s dĺžkou 500 – 1 000 m. Terasa je prerezaná plytkými (2 – 5 m) úvalinami a niekoľkými malými prítokmi Dunaja (Modranský potok, Mužliansky potok), ktoré vo svojich dolinách s hĺbkou 7 – 15 m na štrkoch terasy vytvorili vlastné, miestami zamokrené nivy. Doliny majú generálny smer SZ – JV, ktorý je v súlade s priebehom neotektonických zlomov danej oblasti (Maglay et al., 1999). Povrch terasy leží vo výške 112 – 125 m n. m., pričom priemerná výška celého územia je 122 m n. m. Morfologicky výrazný je segment terasy medzi dolinami Modranského potoka a Búčskeho potoka ležiaci vo výške ~130 m n. m., ktorý oproti okolitým zvyškom terasy vystupuje asi o 5 m vyššie (prejavuje sa to aj v pozícii terasovej bázy). Pravdepodobne ide o neotektonickú dislokáciu (výzdvih) segmentu terasy. Celkovo ploché územie terasy sa pozdĺž zárezov priečnych tokov na úpätnom kontakte s pahorkatinou a v miestach pozdĺžnych eolických dún (napr. Bašov kopec 139,6 m n. m., rel. výška ~22 m, na hranici s Hurbanovskými terasami) mierne zostrmuje na 2 – 5°. Je to najmä v dôsledku prítomnosti piesčitej frakcie dún, ktoré sa dvíhajú oproti okoliu najčastejšie o 3 – 8 m. Duny sú orientované súhlasne s priebehom dolín a generálnym smerom navievania. Morfologicky výrazné je územie aj pozdĺž hranice s nivou Dunaja, kde terasový stupeň s relatívnou výškou povrchu 10 – 20 m dosahuje sklony 5 – 10°. Celé územie je vertikálne málo členité, má charakter roviny (< 30 m), pričom hodnoty členitosti na väčšine plochy dosahujú dokonca menej ako 10 m.

Bešianska pahorkatina (109,4 km^2) predstavuje výraznú morfologickú eleváciu ležiacu medzi nižšie položenými a plochejšími Strekovskými terasami a Hurbanovskými terasami na Z a Hronskou tabuľou na V. Tiahne sa od Branova (mimo územia regiónu) po Jasovú (smer Z – V), kde sa územie zatáča na J až po oblasť medzi Strekovom a Svodínom s celkovou dĺžkou ~23 km a šírkou 6 – 8 km. S priemernou výškou ~200 m n. m. je to najvyššie položená časť Hronskej pahorkatiny (na území regiónu), čím zároveň patrí k najvyššie položeným častiam celého regiónu. Najvyšším bodom je kóta 284,4. Buduje ju pozitívna neotektonická kryha definovaná veľkým zdvihom (Maglay et al., 1999). Väčšina územia je pokrytá sprašami, v menšom rozsahu sú tu zastúpené fluviálne sedimenty nív, prípadne uloženiny splachov úvalín. V juhovýchodnej časti Bešianskej pahorkatiny dosahujú spraše v priemere veľkú hrúbku (> 20 m), pričom sú tu zachované aj spraše s najväčšou hrúbkou v celom regióne i v rámci Slovenska (do 38 m). Neogénne podložie vystupuje na ~30 % plochy povrchu. Pahorkatinový reliéf s vertikálnou členitosťou 30 – 75 m pokrýva takmer celú plochu územia, v najvyšších častiach členitosť dosahuje 100 m a lokálne aj viac. Smer hlavných chrbátnic má orientáciu SZ – JV, no väčšina dolín, často kolmých na seba, má orientáciu S – J a ZSZ – VJV. Doliny so s.-j. smerovaním majú sklonovú a výškovú asymetriu s vyššími a strmšími svahmi (výstup neogénneho podložia) s orientáciou na Z. Doliny majú väčšinou tvar V, keďže väčšina tohto územia zasahuje do najvyšších segmentov povodí miestnych tokov. Hĺbka dolín je v centrálnej časti 50 – 90 m, v s. časti iba 20 – 40 m. Najdlhšiu dolinu má potok Háj s dĺžkou viac ako 9 km. Nivy tu dosahujú šírku iba 80 – 100 m. Úvaliny majú prevládajúcu orientáciu SZ – JV so smerovaním ich vyústení na JV. Najvyššiu hustotu dosahujú v jv. časti. Priemerný sklon územia je 3,9°. Najvyššie sklony sa viažu na miesta asymetrických svahov dolín, kde sa zvyšujú na 5 – 10° a miestami aj viac.

Belianske kopce (40,2 km^2), obklopené nižšie položeným a celkovo plochejším územím zo S a SZ (Strekovské terasy, Hronská tabuľa), z V (Hronská niva) a J (Búčske terasy), predstavujú výraznú morfologickú eleváciu s dĺžkou ~12 km a šírkou 2,5 – 5,5 km. Ide o neotektonickú kryhu s veľmi veľkým zdvihom, ktorá je zo S limitovaná dôležitým hurbanovským zlomom (Maglay et al., 1999; Kováč et al., 2002). Neogénne podložie tu vystupuje najmä v jv. a jz. časti, zvyšok prekrývajú spraše, fluviálne sedimenty úzkych nív a splachy úvalín. V jv. časti na kontakte s Búčskymi terasami sa vytvorili koluviálne kužele s dĺžkou 300 – 600 m.

Na s. okraji sú zachované zvyšky niekoľkých stupňov hronských terás. Nadmorská výška sa pohybuje v rozmedzí 123 – 250,9 m n. m., priemerná výška je 178 m n. m. Chrbátnica hlavného chrbta má smerovanie ZSZ – VJV, pričom jeho najvyššie položené partie vo výške 230 – 250 m n. m. ležia v jv. časti. Na väčšine územia je vyvinutý pahorkatinový reliéf s vertikálnou členitosťou 30 – 100 m, v najvýchodnejšej časti je to 100 – 150 m. Elevácia je rozčlenená dolinami tvaru V s prevládajúcou orientáciou S – J a hĺbkou dosahujúcou 40 – 50 m. Priemerný sklon územia je 5,5°. Oblasti s najnižšími sklonmi (< 5°) sa viažu na ploché vrcholové časti chrbtov a na dná úzkych dolín, kým najvyššie sklony (> 15°) sa viažu na strmé okrajové svahy na hranici s okolitými územiami.

Hronská tabuľa (154,5 km^2) predstavuje výrazný morfopozičný medzistupeň medzi Bešianskou pahorkatinou na západe, Strekovskými terasami na juhozápade a Hronskou nivou na východe. Z južnej strany ju pozdĺž Paríža lemujú Belianske kopce. Územie leží na sústave stredne vyzdvihnutých neotektonických krýh limitovaných zlomami so sz.-jv. orientáciou (Maglay et al., 1999). Predkvartérne podložie tu vôbec nevystupuje. Tabuľa má generálnu orientáciu svahov na V, zjavné je teda postupné znižovanie nadmorskej výšky od Bešianskej pahorkatiny do Hronskej nivy zo ~180 m n. m. na 130 m n. m., pričom priemerná výška je ~154 m n. m. Tabuľa na študovanom území s dĺžkou ~17 km a šírkou ~10 km pozostáva dominantne zo širokých riečnych terás Hrona, ktoré sú prerezané bočnými prítokmi so sz.-jv. až zsz.-vjv. orientáciou. Rovnobežné smerovanie prítokov (zhodné s priebehom zlomov) poukazuje na ich neotektonickú predispozíciu. Hĺbka dolín sa pohybuje v rozmedzí 15 – 20 m (v centrálnej a s. časti) a 10 – 15 m v j. časti. Smerom po prúde sa ich hĺbka zvyšuje o 5 až 10 m, v j. časti dokonca až na 30 – 35 m. Terasy sú prekryté sprašovými návejmi, čo spôsobilo, že ich rozhrania (stupne) sú výrazne zahladené, často nevýrazné až plynulé. Najvýraznejší stupeň je na rozhraní vysokých (donau) a vrchných terás (mindel). Hrúbka spraší sa postupne zvyšuje v sv.-jz. až v.-z. smere z oblasti Hronoviec (~2 m) smerom do úpätnej oblasti Farná – Veľké Ludince – Svodín, kde dosahuje > 20 m. Fluviálne sedimenty hronských terás vystupujú spod sprašových návejov iba ojedinele, napr. v nárazových brehoch alebo v umelých odkryvoch. Hronský terasový systém tu pozostáva zo šiestich úrovní zložených terás (spodný až stredný pleistocén) a z nízkej terasy (vrchný pleistocén), ktoré poskytujú sedimentárny záznam o asymetrickom vývoji doliny Hrona. Morfopozičný vzťah medzi najstaršími a najmladšími terasami poukazuje na postupný a dlhodobý presun koryta Hrona smerom na V. Celé územie má charakter roviny rozčlenenej občasnými dolinami s vertikálnou členitosťou do 30 m. Nižšiu členitosť (< 10 m) je možné pozorovať na širokých medzidolinových plošinách. Priemerný sklon svahov je 0,8°. Celkovo plochý reliéf tabule sa zvyšuje na svahoch priečnych dolín. Zatiaľ čo bočné svahy dolín v centrálnej časti (napr. dolina Kvetnianky a Blatnianskeho potoka) majú sklon do 5°, doliny v s. časti (dolina Nýrice), a najmä j. časti (Brutský potok, Krovina), majú sklony väčšinou 5 – 10° a lokálne aj viac.

Nitrianska pahorkatina s časťou **Nitrianska tabuľa** (2,7 km^2) zasahuje do regiónu iba v jeho najseverozápadnejšom cípe do okraja Nových Zámkov. Pozostáva z okrajového úseku nivy Váhu, ale predovšetkým z nízkej terasy, ktorá je pokrytá sprašou, miestami dunami eolických pieskov. Povrch terasy je 3 – 4 m nad nivou Váhu. Územie leží vo výške 115 – 120 m n. m. Priemerný sklon územia je 0,7°, pričom rovinatý reliéf tu dosahuje vertikálnu členitosť s hodnotami väčšinou iba do 6 m.

Ipeľská pahorkatina (94 km^2) ležiaca vo v. časti regiónu zaberá iba relatívne malý podiel jeho rozlohy (6,7 %). Je obkolesená územím takmer výlučne tektonicky depresného charakteru. Na V je ohraničená Ipeľskou nivou, zo Z a J Hronskou nivou. V jv. časti je, naopak, v kontakte s najvyššou časťou regiónu, s pohorím Burda. Tvorí ju viacero mierne sa líšiacich častí, Zalabský chrbát, Santovská pahorkatina a Bajtavská brána. Predstavuje hrasťovú štruktúru s generálnym ssv.-jjz. smerovaním v dĺžke ~20 km, ktorá je miestami prerušená čiastočne poklesnutými kryhami vytvárajúcimi znížené úseky tejto pozdĺžnej elevácie. Jej šírka je v rozmedzí 3 – 4 km. Je budovaná predovšetkým neogénnymi tufitickými pieskovcami, tufitmi a zlepencami, v jv. časti aj ílovcami a siltovcami (bajtavské súvrstvie). Kvartérny pokryv je vcelku minimálny. Tvoria ho svahoviny, v zníženinách a okrajových častiach aj spraše rôznej hrúbky. Nadmorská výška sa pohybuje v rozmedzí 105 – 291 m n. m. s priemernou výškou ~174 m n. m. Ide o členité územie s priemerným sklonom 5,8°. Je rozčlenené relatívne hustou sieťou dolín a úvalín, pričom väčšina územia dosahuje vertikálnu členitosť typickú pre pahorkatiny (30 – 75 m).

Najjužnejšia a zároveň najnižšie položená časť Ipeľskej pahorkatiny je **Bajtavská brána** (19,6 km^2). V rámci celkovej elevácie tejto pahorkatiny predstavuje výraznú morfologickú zníženinu. Tá nielen oddeľuje

Burdu od najvyššie položenej časti, Zalabského chrbta, ale zároveň v určitom zmysle prepája dolinu Ipľa (podcelok Ipeľská niva) a Hrona (podcelok Hronská niva) s dolinou Bajtavského potoka a priľahlými sedlami. Priemerná výška dosahuje ~158 m n. m. Z neotektonického hľadiska ju tvoria kryhy, ktoré sú poklesnuté oproti priľahlým vyvýšeninám a zároveň vyzdvihnuté oproti kryhám priľahlých hlavných dolín Hrona a Ipľa. Je budovaná najmä sedimentmi *bajtavského súvrstvia*, ktoré je na väčšine prekryté sprašou, prípadne fluviálnymi sedimentmi. Hlavnou osou zníženiny je úzka dolina Bajtavského potoka s priečnym profilom tvaru V, dĺžkou 7,5 km a dominantným smerovaním SSV – JJZ pozdĺž predpokladaného zlomu, ktorá sa vo svojom strednom a spodnom úseku zarezáva do nižšej úrovne vysokých terás Hrona (günz). Dolina sa pri Kamenici nad Hronom prudko láme na ZSZ (v súlade s orientáciou priľahlých úpätníc), čo môže poukazovať na vplyv neotektoniky. Hĺbka doliny je najčastejšie v rozmedzí 20 – 35 m, pričom s dĺžkou sa výrazne mení najmä jej šírka (najužšia je v spodnom úseku). Zvyšok vysokej hronskej terasy (günz) ležiaci sz. od Kamenice nad Hronom, prekrytý hrubou vrstvou spraše (14 – 28 m), tu vytvára výrazne ploché územie (sklon prevažne do 2°) s rozmermi 2 x 2,5 km. Priemerný sklon územia je 5,4°, pričom najvyššie hodnoty (15 – 20°, lokálne do 30°) sa viažu na terasový stupeň hronskej terasy a na svahy z odolnejších hornín (napr. masív Ploskej hory sv. od Bajtavy, vulkanické pieskovce). Vertikálna členitosť dosahuje prevažne 30 – 75 m, v jz. časti je to do 30 m.

Zalabský chrbát (47,5 km^2) predstavuje výraznú eleváciu medzi dolinou Hrona a Ipľa, ktorá sa v dĺžke ~13,5 km tiahne od sedla medzi Zalabou a Pastovcami až po Malú nad Hronom. Z neotektonického hľadiska ide o hrasťovú štruktúru s generálnym smerom SSV – JJZ, pričom iba v s. časti je znížený pás územia (medzi Zalabou a Pastovcami) pravdepodobne viazaný na relatívne poklesnutú kryhu. Priemerná výška dosahuje ~184 m n. m. Morfopozične najvyššie ležiaci úsek sa nachádza v j. časti a leží vo výške 280 – 290 m n. m. (kóta 291, Naďov les – 288,6 m n. m.). Tieto vrcholové ploché časti reliéfu môžu vzhľadom na ich celkovú morfopozíciu predstavovať záznam o ich staršom (?vrchnopliocénnom) zarovnávaní. V severnej časti ležia vrcholové ploché časti chrbta (oddelené od j. časti výrazným sedlom) vo výške 240 m n. m. Z neotektonického hľadiska môže ísť o dvojicu navzájom dislokovaných blokov, z ktorých južný je vyzdvihnutý oproti severnejšiemu. V južnej časti sa nachádza najdlhšia dolina (> 3,5 km, hĺbka 50 – 80 m, priečny profil V), ktorá vyúsťuje na nivu Hrona v podobe náplavového kužeľa. Sieť dolín na tomto území je orientovaná v generálnom smere S – J a V – Z. Ide o doliny s veľmi úzkymi nivami (do ~50 m), väčšinou v tvare V, s rôznou mierou otvorenosti. V južnej časti sa vytvorila aj sieť výmoľov, najmä v okolí Pavlovej a Malej nad Hronom. V území s celkovo hladko modelovaným reliéfom sú vyvinuté aj úvaliny. Priemerný sklon svahov 6,3° sa zvyšuje (10 – 20°, lokálne aj viac) najmä na okrajových svahoch limitujúcich eleváciu a na strmších svahoch niektorých dolín. Vertikálna členitosť dosahuje väčšinou 30 – 75 m, v jv. časti sa zvyšuje na 100 – 150 m. V zníženine medzi Zalabou a Pastovcami dosahuje 10 – 30 m. Za zmienku stojí morfologicky nápadný masív Božského vrchu (202,1 m n. m.) jz. od Pastoviec (rozmery 1 500 x 650 m) so s.-j. orientáciou, ktorý je limitovaný strmými svahmi (15 – 20°, lokálne aj viac). Tento masív môže predstavovať čiastkovú neotektonickú hrasť, ktorá po prerušení pokračuje na S masívom Pivničného kopca (185,7 m n. m.).

Najsevernejšia časť, **Santovská pahorkatina** (26,9 km^2), je pokračovaním výraznej neotektonickej elevácie medzi dolinou Hrona a Ipľa, pričom s dĺžkou ~6 km a šírkou 3 – 6 km zasahuje do oblasti medzi Šalovom a Ipeľským Sokolcom. Predkvartérne podložie je prekryté sprašou predovšetkým v sv. a j. časti, kde je reliéf výrazne plochejší (do 3°). Priemerná výška dosahuje 178,5 m n. m. Územie má charakter dvoch hlavných chrbtov so s.-j. smerovaním, ktoré sú navzájom oddelené výraznou Čaradskou dolinou. Najvyššie časti reliéfu ležia vo výške 220 – 235 m n. m., pričom k najvyšším vrchom patrí Studnisko (235,4 m n. m.), Horný vrch (234,4 m n. m.) a Pustá hora (228,7 m n. m.). Tie môžu predstavovať záznam o staršom (?vrchnopliocénnom) zarovnávaní reliéfu. Doliny tu vytvárajú sieť s generálnou orientáciou S – J a V – Z. Čaradská dolina s dĺžkou ~12 km (7 km v rámci regiónu) a hĺbkou 50 – 80 m je najmä v strednom úseku predisponovaná s.-j. orientovaným zlomom, pričom na viacerých úsekoch je zjavná jej sklonová asymetria so strmšími svahmi (výstup podložia) exponovanými na Z. Šírka dolinového dna, ktoré je na viacerých úsekoch zamokrené, je 50 – 120 m. V poslednom úseku sa jej smer výrazne láme smerom na V až VSV. Priemerný sklon svahov 5,6° sa zvyšuje (10 – 20°, lokálne aj viac) nielen na okrajových svahoch limitujúcich eleváciu, ale predovšetkým na svahoch neotektonickej hrasti Pivničného kopca (185,7 m n. m.) s dĺžkou 5 km a šírkou 800 – 1 500 m, pokračujúcej až po Rúbanisko (226,6 m n. m.).

Hronská niva (78,9 km^2) ako relatívne výrazne depresný podcelok Podunajskej pahorkatiny predstavuje plochý reliéf viažuci sa predovšetkým na fluviálne formy reliéfu, ako sú nivy a nízke terasy Hrona (v okrajových

úsekoch prekryté závejmi eolických pieskov a spraší) a nadväzujúce úpätné náplavové kužele. Ide o neotektonicky predisponovanú pozdĺžnu depresiu limitovanú úpätnými a diferencovanú priečnymi zlomami, ktoré vychádzajú z dolín pravostranných prítokov Hrona (napr. Paríž a Kvetnianka). Územie s dĺžkou ~26 km a šírkou 2 – 3 km je generálne orientované v smere SSV – JJZ (s. úsek Hronovce – Kamenín), pričom pri Kamennom Moste sa jeho orientácia mení na SZ – JV. V najužšom mieste (pri Kameníne) dosahuje šírku iba ~800 m, pričom v úseku od ohybu pri Kamennom Moste (sútokové miesto Paríža s Hronom) po sútok Hrona s Dunajom sa územie postupne rozširuje na viac ako 4 km. Priemerná výška dosahuje 139,7 m n. m. s najnižšie položeným miestom pri vyústení Hrona okolo 104 m n. m. Rovinatý reliéf s priemerným sklonom 0,5° dosahuje vertikálnu členitosť do 10 m, ktorá sa zvyšuje iba v kontaktnom pásme s priľahlými pahorkatinami. Niva Hrona je vyvinutá v dvoch stupňoch, pričom vyšší stupeň (~5 m nad Hronom) pokrýva väčšinu plochy dolinovej výplne. Nižší stupeň tiahnuci sa pozdĺž Hrona dosahuje šírku 100 – 200 m. Niekdajšie kľukaté až meandrujúce koryto Hrona je v súčasnosti na viacerých úsekoch zregulované a čiastočne napriamené. Množstvo zvyškov mŕtvych ramien dokladá paleohydrografické zmeny v aktivite Hrona. Rezíduá nízkej terasy (~2 – 3 m nad vyšším stupňom nivy) sú najlepšie súvisle zachované v spodnom úseku na pravom brehu od sútoku s Parížom až po Štúrovo. Celá v. časť Štúrova leží na nízkej terase. Na ľavom brehu sa v rámci alúvia Hrona terasy nezachovali. Mohlo to byť spôsobené laterálnou eróziou v dôsledku dlhodobej tendencie Hrona migrovať na východ.

Ipeľská niva (35,5 km^2) lemujúca v. hranicu regiónu má ako ďalší podcelok Podunajskej pahorkatiny podobný neotektonický a geomorfologický charakter ako Hronská niva. Na skúmanom území sa tiahne od Ipeľského Sokolca po prelomovú dolinu Ipľa na JV od Salky v dĺžke ~19 km. Ide iba o pravobrežnú stranu doliny Ipľa, keďže jej ľavá strana sa nachádza na území Maďarska. Šírka doliny sa pozdĺž toku mení, pričom v širších úsekoch dosahuje ~2 km, v užších iba 300 – 600 m. Dolina má v tomto úseku generálny smer SSV – JJZ. Tvorí ju predovšetkým niva (pokračuje aj na maďarskú stranu doliny) a zvyšky nízkej a strednej terasy Ipľa. Niva je vyvinutá v dvoch stupňoch, pričom vyšší stupeň (~2 m nad Ipľom) pokrýva väčšinu plochy dolinovej výplne. Nižší stupeň tiahnuci sa pozdĺž Ipľa dosahuje šírku 100 – 200 m. Niekdajšie kľukaté až meandrujúce koryto Ipľa je v súčasnosti na viacerých úsekoch zregulované a čiastočne napriamené. Množstvo zvyškov mŕtvych ramien dokladajú holocénne paleohydrografické zmeny. Rezíduá nízkej terasy sú zachované iba ojedinele. Stredné terasy (riss) sú súvislejšie zachované v okolí Ipeľského Sokolca a Salky. Zvyšky vrchnej terasy (mindel) ležia na SZ od Malých Kosíh. Priemerná výška dosahuje 122,4 m n. m. s najnižšie položeným miestom pred vstupom do prelomovej doliny Ipľa okolo 105 m n. m. Rovinatý reliéf s priemerným sklonom 0,8° dosahuje vertikálnu členitosť do 10 m, ktorá sa zvyšuje predovšetkým v kontaktnom pásme s priľahlými pahorkatinami.

Podunajská rovina (231,5 km^2) zasahuje do z. časti regiónu, pričom tvorí 16,5 % jeho rozlohy. Na východe hraničí s Hronskou pahorkatinou, zo severu do nej vybieha malý výbežok Nitrianskej pahorkatiny. Z ostatných strán je limitovaná hranicou regiónu. Výbežok roviny z neotektonického hľadiska leží najmä na blokoch s negatívnou (poklesovou) tendenciou pohybov dosahujúcich veľmi malý až malý pokles. Iba jej jv. okraj na V od Komárna zasahuje do blokov charakterizovaných veľmi malým zdvihom (Maglay et al., 1999). Je budovaná iba kvartérnymi sedimentmi a na väčšine plochy má reliéf nerozčlenených rovín s vertikálnou členitosťou iba do 5 m, pozdĺž nivy Nitry aj rovinných depresií a pozdĺž nivy Dunaja aj horizontálne rozčlenených rovín (Tremboš a Minár, 2002). Reliéf je výsledkom kombinácie morfoštruktúr s agradáciou, mokraďových a medzivalových depresií, agradačných valov, poriečnych nív a ojedinele pieskových presypov a dún. Nadmorská výška sa pohybuje v rozpätí od ~103 do 125 m n. m. Ide o celkovo málo členitú časť regiónu s priemerným sklonom ~0,5°. V rámci geomorfologického celku sú v regióne vyčlenené aj dve časti, Novozámocké pláňavy a Martovská mokraď.

Novozámocké pláňavy predstavujú severnejšiu časť Podunajskej roviny zasahujúcej na územie s rozlohou 134,7 km^2. Tiahnu sa v generálnom smere S – J od Nových Zámkov až do okolia obce Chotín. Na východe ich ohraničuje Hronská pahorkatina, na severe malý výbežok Nitrianskej pahorkatiny a v j. a jz. časti Martovská mokraď. Územie leží na troch neotektonických blokoch, z ktorých severný a južný majú tendenciu malého až veľmi malého zdvihu, zatiaľ čo centrálny (ležiaci medzi Novými Zámkami a Hurbanovom) je charakterizovaný veľmi malým poklesom. Ich neotektonická aktivita je zaradená do stredného pleistocénu až holocénu. Bloky sú limitované zlomami s orientáciou SZ – JV a SSV – JJZ, pričom druhý smer zlomov predstavuje neotektonickú hranicu roviny oproti pahorkatine (Maglay at al., 1999). Rovinatý reliéf zastupujú predovšetkým široké

nivy a nízke terasy rieky Nitry a Žitavy a ich prítokov. Nivy a terasy sú na viacerých úsekoch prekryté eolickými pieskami a sprašami, najmä v úseku na S od Hurbanova. Väčšina územia Novozámockých pláňav má veľmi nízky sklon (do 0,2°). Mierne zvýšenia sklonov (do 1°) vytvárajú vyššie stupne nív, zaznamenávajúce prechod medzi posledným glaciálom a holocénom, zatiaľ čo pieskové duny (napr. sv. od obce Nesvady, kóta 120,6, rel. 4 m, alebo kóta 124 Abov, rel. 16 m) vytvárajú viac sklonené svahy (2 – 5°). Na plochých nivách sú denivelácie reliéfu spôsobené aj antropogénnou činnosťou (napr. jamy štrkovísk). Morfologicky najvýraznejšia je hranica s pahorkatinou (sklony miestami do 10°), kde niva Žitavy stúpa do nízkej, resp. do nižšej strednej terasy prekrytej eolickými pieskami. Tento terasový stupeň s dĺžkou ~20 km sa tiahne od Dvorov nad Žitavou po Hurbanovo.

Martovská mokraď (54 km^2) sa tiahne pozdĺž jz. a j. hranice Novozámockých pláňav a pokračuje aj pozdĺž jz. hranice Hronskej pahorkatiny. Má generálne sz.-jv. smer, pričom v rámci regiónu zasahuje od obcí Imeľ a Martovce až do oblasti južne od Marcelovej po obec Virt. Územie leží dominantne na troch neotektonických blokoch, z ktorých západný (medzi Marcelovou a Komárnom) má tendenciu malého poklesu, kým centrálny a východný (od Ďulovho Dvora po Virt) majú tendenciu veľmi malého zdvihu. Ich neotektonická aktivita je zaradená do stredného pleistocénu až holocénu, ale aktivita zlomu limitujúceho rovinu vo vzťahu k pahorkatine je pleistocénna (Maglay et al., 1999). Územie tvorí predovšetkým niva Nitry a Dunaja, resp. Starej Žitavy, ktorá je v celom úseku na viacerých miestach zamokrená. Zamokrené sú najmä mŕtve ramená na J od Marcelovej. Na úseku nivy Dunaja cezeň v súčasnosti preteká Patinský kanál, Hurbanovský kanál a Fialkový potok. Vo v. časti je zachovaný aj relatívne dlhý úsek vyššieho stupňa nivy (~7,5 km) a nízka terasa (~4 km), miestami pokrytá eolickými pieskami. Eolické duny, v porovnaní s Novozámockými pláňavami, tu dosahujú nižšie plošné zastúpenie. Sklony svahov tu majú takisto veľmi nízke hodnoty (priemerne ~0,4°), pričom mierne zvýšenie sklonov (1 – 2°) sa viaže napr. na obtočník tvorený ostancom nízkej terasy, pokrytým eolickými pieskami (kóta 139,4, rel. 31 m, j. časť Marcelovej-Krátkych Kesov). Podobne ako pri Novozámockých pláňavách, morfologicky výrazný je terasový stupeň strednej terasy na kontakte s Hronskou pahorkatinou (s dĺžkou ~10 km), kde sklon svahov miestami dosahuje do 10° (väčšinou 2 – 5°).

Zvyšná časť Podunajskej roviny (bez podrobnejšie vyčlenenej geomorfologickej časti) s rozlohou 43 km^2 predstavuje najjužnejšie oblasti nielen regiónu, ale aj Slovenska (obec Patince). Územie leží v úseku medzi Komárnom a Patincami v pozdĺžnom zsz.-vjv. smere, pričom ho tvorí aj krátky úsek najvýchodnejšej časti Žitného ostrova. Toto územie leží v j. časti rovnakej neotektonickej kryhy ako predchádzajúce územie s tendenciou veľmi malého zdvihu. Nachádzajú sa tu prevažne nivy (vyvinuté v dvoch stupňoch) a zvyšky nízkej terasy Dunaja, v sz. časti geneticky prislúchajúce k zmesi akumulácií Váhu, Dunaja a Nitry. Rozsiahlejšie zvyšky nízkej terasy sú v okolí obcí Ižа a Komárno-Veľký Harčáš, pričom ich na malej ploche prekrývajú aj sprašové hliny.

Burda (starší názov Kováčovské kopce) ležiaca na SV od Štúrova reprezentuje morfologickú eleváciu tvorenú vulkanoklastikami a vulkanitmi perifernej zóny stratovulkánu Börzsöny (Vass, 2002). Pohorie je lemované dolinami významných tokov – z J, V a SV sú to prelomové doliny Dunaja a Ipľa, z JZ pohorie obteká Hron. Na severe a SZ sa rozprestiera znížená časť Ipeľskej pahorkatiny v podobe širšej nivy Ipľa a doliny Bajtavského potoka. Neotektonická kryha budujúca pohorie má z hľadiska intenzity vertikálnych pohybov stredný zdvih. Kryha je zo severu limitovaná zlomom s pleistocénnou aktivitou, zatiaľ čo západné a južné svahy sú podmienené zlomovou aktivitou stredného pleistocénu až holocénu (Maglay et al., 1999). Tento rozlohou malý celok tvoriaci iba 2 % rozlohy regiónu (28 km^2, najmenší v Západných Karpatoch) predstavuje morfopozične najvyššie položené časti regiónu. Najvyššie partie sa nachádzajú v jeho j. časti (kóta 396, Plešivec – 395,4 m n. m., Burdov – 387,7 m n. m.). Zároveň túto časť regiónu modeluje reliéf s najvyššou vertikálnou členitosťou (100 – 200 m, v j. častiach > 250 m). Najhlbšie (> 140 m) je do pohoria zarezaný potok Dolná, ktorý vytvoril Veľkú dolinu dlhú 5 km, ústiacu na nivu Dunaja v podobe náplavového kužeľa v z. časti Chľaby. Pri orientácii dolín je zjavný systém dvoch smerov, S – J a V – Z. Priemerný sklon svahov Burdy dosahuje viac ako 12°, pričom maximá sklonov (> 20°) sa viažu predovšetkým na južné, jz. a sv. svahy prelomových dolín.

Juhovýchodná časť Burdy, **Vyšehradská brána**, predstavuje morfologickú plochú zníženinu v okolí obce Chľaba s rozlohou 6 km^2. Viaže sa jednak na nivu Ipľa, jednak na nivu Dunaja a na priúpätné okrajové časti pohoria. Nadmorská výška sa pohybuje v rozmedzí ~105 – 110 m n. m. Jej dominantnú časť budujú fluviálne sedimenty dnovej výplne, v okrajových častiach na kontakte s pohorím prekrytej eolickými sedimentmi, predo-

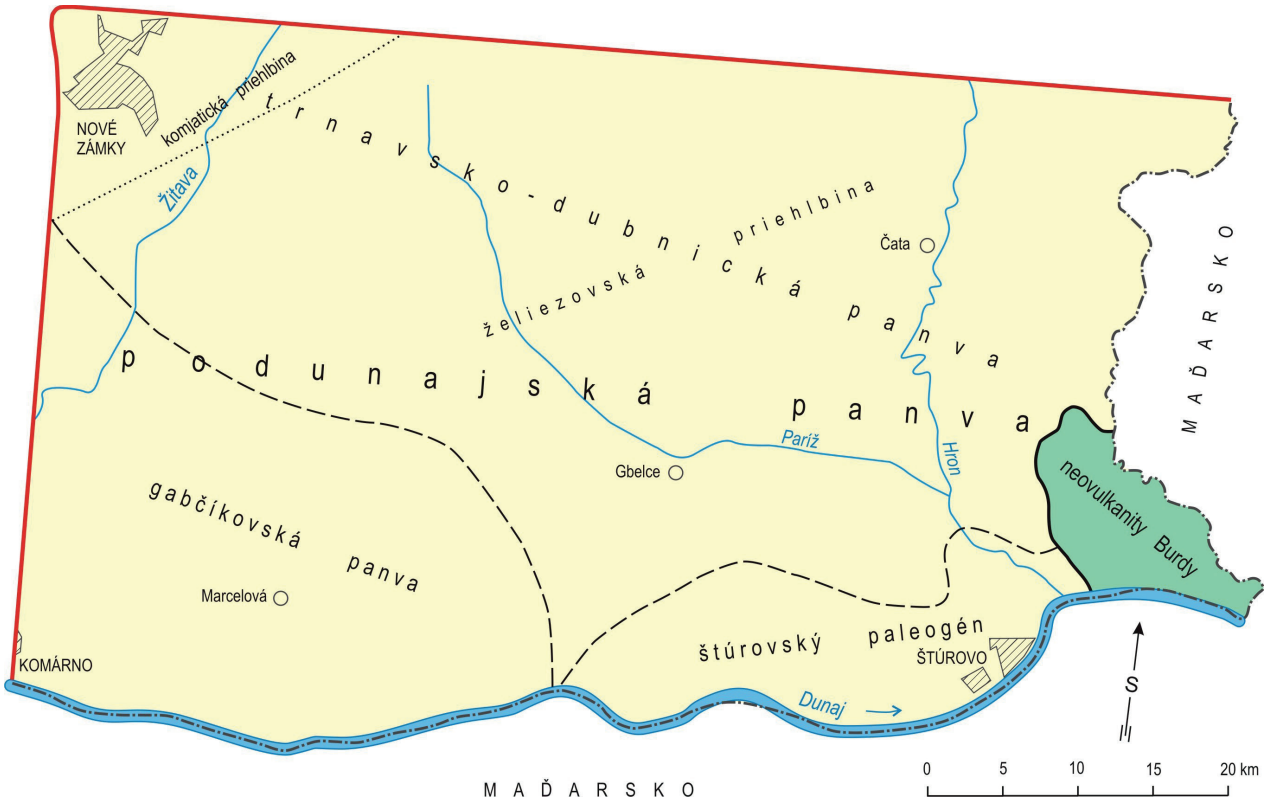
všetkým sprašami. Niva Dunaja je vyvinutá v dvoch stupňoch, pričom predovšetkým vo v. časti ju tvoria prevažne fluviálne karbonátové piesky, zachované vo forme pozdĺžnych valov s generálnou orientáciou SZ – JV. Priemerný sklon nív uvedených tokov (do 0,5°) sa v miestach valov Dunaja zvyšuje na 2 – 5°.

Územím regiónu preteká viacero významných tokov, ako je Dunaj, Váh, Hron, Ipeľ, Nitra a Žitava. Podľa režimu odtoku patrí celé územie do vrchovinno-nížinnej oblasti s vysokou vodnosťou počas februára až apríla a s výrazným vedľajším zvýšením vodnosti koncom jesene a začiatkom zimy. Veľké toky pritekajúce z iných oblastí však majú mierne až výrazne odlišný režim odtoku. Ipeľ, Nitra a Žitava patria k tokom s dažďovo-snehovým režimom odtoku s najnižším priemerným mesačným prietokom počas septembra a s vysokou vodnosťou počas februára až apríla. Hron a Váh majú na tomto úseku snehovo-dažďový režim odtoku s najnižším priemerným mesačným prietokom počas januára až februára a tiež počas septembra až októbra a vysokou vodnosťou počas marca až mája. Vedľajšie zvýšenie vodnosti koncom jesene a začiatkom zimy je pri nich mierne výrazné. Dunaj má na tomto úseku prechodne snehový režim odtoku s najnižším priemerným mesačným prietokom počas januára až februára a vysokou vodnosťou počas apríla až júla, prípadne augusta. Vedľajšie zvýšenie vodnosti koncom jesene a začiatkom zimy je nevýrazné (Šimo a Zaťko, 2002).

Priemerný ročný úhrn zrážok je predovšetkým v južnej a západnej časti regiónu 500 – 550 mm, zatiaľ čo v severnej a východnej časti je to 550 – 600 mm (Faško a Šťastný, 2002). Priemerná teplota v januári je v jz. polovici regiónu vyššia ako –2 °C, pričom v sv. polovici regiónu je v rozmedzí –2 až –3 °C. Priemerná teplota v júli je v j. a z. časti regiónu a vo výbežkoch pozdĺž Hrona a Ipľa vyššia ako 20 °C, zatiaľ čo vo vyšších častiach pahorkatín je to 19 – 20 °C (Šťastný et al., 2002a, b). Celý región prislúcha k teplej klimatickej oblasti s priemerným počtom letných dní (≥ 25 °C) viac ako 50. Prevažná časť územia regiónu (najmä j. a z.) prislúcha k teplému, veľmi suchému okrsku, zatiaľ čo najvyššie časti pahorkatín prislúchajú k teplému suchému okrsku (Lapin et al., 2002).

1.2. REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD

Z hľadiska regionálneho geologického členenia Západných Karpát (Vass et al., 1988a) región Podunajská nížina-juhovýchodná časť sa nachádza na jv. okraji Dunajskej (Podunajskej) panvy.



Obr. 1.2.1. Geologické členenie regiónu Podunajská nížina-juhovýchodná časť (podľa Vassa et al., 1988a).

Na uvedenom území sa nachádza časť Dunajskej panvy a stredoslovenských neovulkanitov (Vass et al., 1988a, b; obr. 1.2.1).

Z Dunajskej panvy sú na území zastúpené nasledujúce čiastkové celky:

- štúrovský paleogén,
- trnavsko-dubnícka (čiastková) panva,
- gabčíkovská panva.

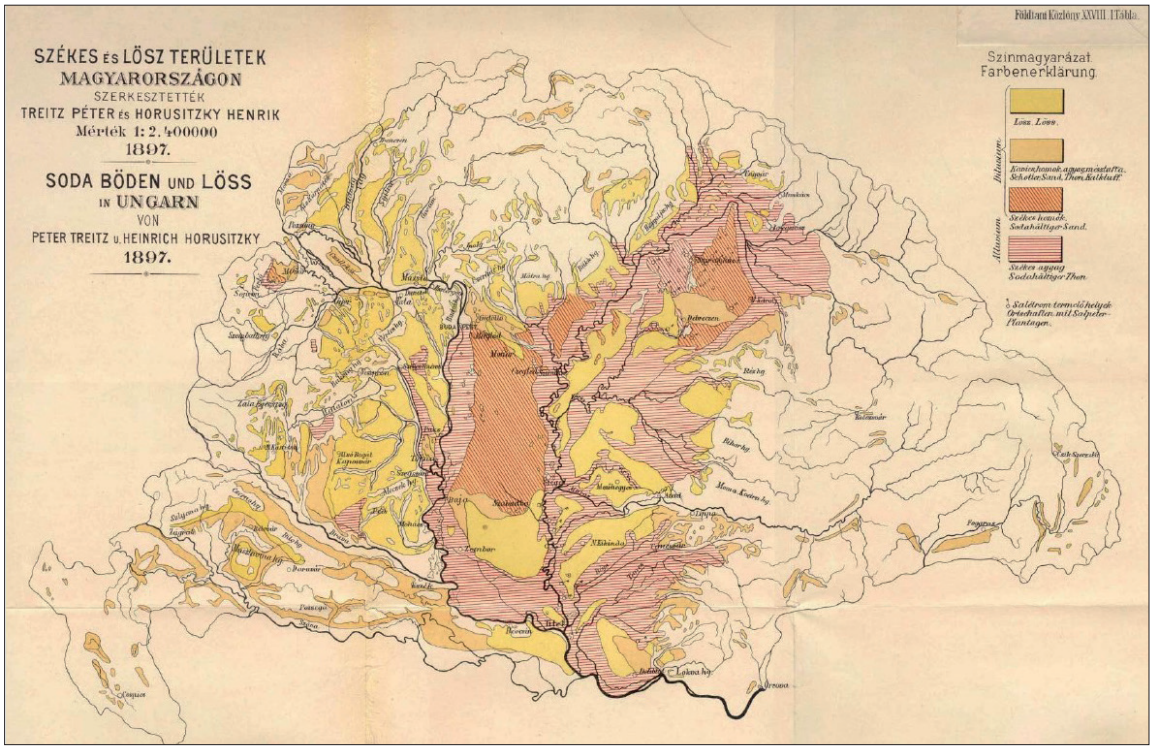
Zo stredoslovenských neovulkanitov sa na študovanom území nachádzajú neovulkanity Burdy.

Trnavsko-dubnickú panvu tu zastupujú čiastkové jednotky, a to želiezovská priehlbina a komjatická priehlbina (obr. 1.2.1).

Sedimentárne sekvencie paleogénu, neogénu a neovulkanitov Burdy uvedených čiastkových celkov a jednotiek Dunajskej panvy zasahujúcich do regiónu sú takmer na celom jeho území pokryté širokou škálou genetických typov kvartérnych uložení.

1.3. PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV A PRÁC

Najstaršie informácie o geologickej stavbe územia juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny pochádzajú z konca 19. a začiatku 20. storočia. Boli získané prevažne pri agrogeologickom mapovaní. Popri ňom sa získali aj geologické informácie o stavbe a rozšírení kvartérnych sedimentov, ich stratigrafii a výskyte fosílnych zvyškov organizmov.



Obr. 1.3.1. Rozšírenie slaných pôd a spraší na území Uhorska (Treitz a Horusitzky, 1898).

Inkey (1898) vo svojej práci kartograficky vymedzil oblasť Belianskych kopcov, pleistocénnej terasy v priestore medzi Štúrovom a Obidom a rozšírenie holocénnych usadenín Dunaja (tzv. obidskú rovinu).

Horusitzky (1898a) študoval územie medzi Belou a Mužlou, na ktorom vyčlenil riečne terasy Dunaja (vyššie a nižšie plató) a holocénne (aluviálne) usadeniny. Stratigraficky vymedzil neogénne (mediteránne) sedimenty, usadeniny pleistocénneho (dilúvium) a holocénneho (alúvium) veku. Sprašové sedimenty rozdelil na typické spraše, piesčité spraše a sprašové hliny. Všimol si aj výskyt fosílnych pôd (tzv. červených hlín). Následne Horusitzky (1898b) študoval územie v okolí obcí Gbelce, Búč, Kravany nad Dunajom a Modrany. Na základe fauny mäkkýšov zaradil sedimenty v okolí Gbeliec do pontu. V tomto období študoval Treitz (1898)

slané pôdy a Horusitzky (1898c) spraše na území Uhorska. Spoločne zostavili mapu rozšírenia uvedených typov sedimentov na tomto území (obr. 1.3.1).

Začiatkom 20. storočia bola zostavená geologická mapa v mierke 1 : 75 000 zobrazujúca takmer celé územie regiónu Podunajská nížina-juhovýchodná časť s naloženou agrogeologickou charakteristikou hornín. Zakreslil ju Böck na geologickom podklade, ktorý zostavili Horusitzky et al. v rokoch 1896 až 1899 (Böck et al., 1903).

V 20. rokoch minulého storočia bola zo Štúrova spracovaná fauna kvartérnych mäkkýšov (Petrbok, 1923), bol opísaný nový druh lastúrnika *Parallelepipedum schafarziki* z oligocénnych sedimentov z Kováčova (Helemba) (Horusitzky, 1927) a boli študované vulkanické horniny vystupujúce v oblasti Burdy (Papp, 1926).

V 30. rokoch 20. storočia bolo územie jv. časti Podunajskej nížiny rozčlenené na tri geomorfologické celky, a to: Hronskú pahorkatinu, pleistocénne terasy a Podunajskú rovinu. Terasa nachádzajúca sa medzi Marcelovou a Štúrovom bola nazvaná ako mužlianska (Hromádka, 1931). Ucelený pohľad na vývoj a rozšírenie riečnych terás Dunaja na uvedenom území podal Kéz (1934, 1939). V tomto časovom období bola zostavená tektonická schéma územia povodia Dunaja (Čepek, 1938).

V 40. rokoch minulého storočia bolo geologicky zmapované územie medzi riekami Hron a Žitava (Ivan, 1947) a neskôr územie západne od rieky Hron smerom k obciam Belá, Gbelce a Nová Vieska (Matějka, 1949a, b). Mapovanie bolo zamerané hlavne na riešenie stratigrafie Belianskych kopcov. V tom istom roku publikoval Seneš prácu o geologických pomeroch územia medzi dolnými tokmi riek Hron a Ipeľ.

V 50. rokoch minulého storočia boli na území jv. časti Podunajskej nížiny predmetom štúdia eolické piesky (Janšák, 1950), v širšom okolí Svodína sa realizoval pedogeologický výskum (Šlahor, 1952), v oblasti medzi Novými Zámkami a Komárnom boli študované geomorfologické pomery (Lukniš a Bučko, 1953) a biostratigraficky boli spracované sedimenty vrtu v Kravanoch nad Dunajom, Štúrove (Kantorová, 1950, 1953) a v okolí Salky (Sidó, 1955). V rámci výskumu v súvislosti s vodným dielom Dunaj zhrnuli Andrusov a Schaleková (1954) a Andrusov et al. (1954) dovtedajšie znalosti o geológii územia medzi Komárnom a Štúrovom. Na základe stratigrafického zhodnotenia realizovaných vrtov v uvedenej oblasti Seneš (1955) po prvýkrát preukázal prítomnosť eocénnych sedimentov v oblasti Podunajskej nížiny. V tomto období bola podrobne spracovaná sarmatská fauna mäkkýšov na lokalite Malá nad Hronom (Seneš, 1953), malakofauna z kvartérnych sedimentov z okolia Štúrova (Ložek, 1952,1955; Petrbok, 1950), ťažké minerály z oligocénnych a bádenských sedimentov širšieho okolia Štúrova (Matherny a Mišík, 1955), terciérna mikrofauna z územia medzi obcami Kováčov a Kravany (Schaleková a Bystrická, 1956), mikrofauna z vrtov a povrchových lokalít okolia Štúrova a Obidu (Prokšová, 1956, 1958a, b) a egerská makrofauna z lokality Kováčov (Seneš, 1957a, 1958a, b). V tomto období boli korelované výsledky stratigrafických štúdií miocénnych sedimentov z územia južného Slovenska a severnej časti Maďarska (Csepreghy-Meznerics a Seneš, 1957), študovali sa možnosti výskytu uhoľných ložísk v okolí Štúrova (Seneš, 1957b), boli spracované geologické a hydrogeologické pomery územia v okolí rieky Dunaj (Urban et al., 1957), sedimentárno-petrograficky boli zhodnotené sedimenty vrtu Mužla-2 (Dobra, 1958) a našiel sa zvyšok panciera z fosílnej korytnačky pri Kamenici nad Hronom (Zázvorka, 1957).

Koncom 50. rokov minulého storočia Gašparik (1959) zmapoval územie sz. od Štúrova a na základe toho bola zostavená odkrytá geologická mapa. Mikropaleontologicky bol spracovaný oporný vrt Nová Vieska 1 (Svoboda, 1959; Homola, 1960). Uskutočnil sa aj prieskum uhoľného ložiska pri Štúrove (Brodňan et al., 1959) a ložiska štrkopieskov, ktorý poskytol údaje o charaktere kvartérnych sedimetov pri Dvoroch nad Žitavou (Kohútová a Flimmel, 1959). Z vrtov realizovaných v rámci inžinierskogeologického výskumu kvôli výstavbe vodného diela Nagymaros bola spracovaná fauna ostrakódov (Hyroššová, 1959).

V 60. rokoch minulého storočia sa petrograficky študovali paleogénne usadeniny (Dobra, 1960) a palynomorfy z neogénnych sedimentov z okolia Štúrova (Snopková, 1961). Realizovalo sa geologické mapovanie, hĺbenie vrtov (Seneš, 1959, 1960) a petrografické zhodnotenie miocénnych sedimentov (Marková, 1960) a fauny z vybraných vrtov (Brestenská, 1960a, b; Lehotayová, 1960; Volfová, 1960) v rámci zostavovania geologickej mapy listu Nové Zámky v mierke 1 : 200 000, ktorá vyšla tlačou v roku 1964 (Seneš, 1964a). Vysvetlivky k nej boli publikované skôr, v roku 1962 (Seneš et al., 1962a). Paralelne prebiehal aj výskum neogénnych sedimentov na listoch Gbelce, Štúrovo, Chľaba a Salka v mierke 1 : 50 000 (Seneš, 1961, 1964b; Seneš et al., 1962b), výskum vulkanitov Kováčovských kopcov na liste Chľaba (Karolus, 1961; Karolus a Karolusová, 1960, 1963, 1967; Karolusová, 1965) a vulkanosedimentov okolia Štúrova (Marková, 1963). V širšom okolí Komárna a obcí Iža, Svodín, Pozba, Tekovské Lužany a Šurany sa zrealizoval plytký a stredne hlboký

štruktúrny vrtný prieskum s cieľom identifikovať priebeh hlavných litostratigrafických rozhraní a rozšírenie vyčlenených jednotiek (Hromec, 1961; Lunga, 1963, 1964, 1965, 1966). V tomto období boli charakterizované (petrograficky, stratigraficky a paleoekologicky) miocénne usadeniny východného okraja Podunajskej nížiny (Molčíková, 1964; Seneš, 1963) a objektom štúdia bola fauna z oligocénnych sedimentov v širšej oblasti Štúrova (Ondrejíčková a Seneš, 1965) a z bádenských usadenín z okolia Bajtavy (Lehotayová a Ondrejíčková, 1966). Pozornosť sa venovala aj problémom stratigrafie a sedimentačných cyklov paleogénnych sedimentov v širšom okolí Štúrova (Seneš 1964c, d). Podrobne boli charakterizované neogénne sedimenty na území listov Dvory nad Žitavou a Marcelová (Brestenská, 1966; Planderová, 1966a; Priechodská, 1966; Vass, 1966a) a kvartérne usadeniny Hronskej pahorkatiny (Harčár, 1967, 1969; Harčár a Schmidt, 1965). Komplexne bol zhodnotený hlboký štruktúrny vrt K-V pri Salke (Vass a Gabčo, 1966). Zo sedimentov uvedeného vrtu bola spracovaná fauna mäkkýšov (Vass, 1966, 1966b), foraminifer (Lehotayová, 1966) a sporomorfy (Planderová, 1966b). Na základe štúdia spoločenstiev foraminifer z vrtu Čenkov 2 boli získané nové poznatky o stratigrafii eocénnych usadenín v okolí Štúrova (Samuel a Vaňová, 1967). Predmetom štúdia bola aj petrografia kvartérnych sedimentov medzi Komárnom a Štúrovom (Minaříková, 1966, 1967, 1968, 1969) a zrealizoval sa plytký a stredne hlboký štruktúrny prieskum. Na základe neho sa skúmala geologická stavba územia medzi Komárnom a Novou Vieskou (Čermák, 1969).

V 70. rokoch minulého storočia sa na študovanom území uskutočnil plytký a stredne hlboký štruktúrny prieskum (Čermák, 1970, 1971). Pri obci Chľaba bol zrealizovaný vrt ŠO-1 zo sedimentov, z ktorého boli podrobne spracované foraminifery, mäkkýše a vápnitá nanoflóra (Lehotayová a Ondrejíčková, 1972). Dokončilo sa geologické mapovanie územia medzi Komárnom a Štúrovom (Vaškovský, 1970a; Vaškovský a Vaškovská, 1970), na liste Kolta (Priechodská et al., 1977) a na listoch Nýrovce a Želiezovce (Vaškovský et al., 1979a). V tomto období sa študovali periglaciálne javy v jv. časti Podunajskej nížiny (Vaškovský, 1970b), terasy Dunaja (Vaškovský, 1971), sprašové komplexy v okolí Svodína (Harčár, 1971), medzi Komárnom a Štúrovom (Vaškovský, 1972) a fauna mäkkýšov zo sarmatských sedimentov na lokalite Zalaba a Malá nad Hronom (Švagrovský, 1971). Okrem toho boli rekonštruované paleoekologické pomery na lokalite Kováčov v priebehu egeru (Kováč, 1977), študoval sa vek andezitov z vulkanoklastík pri Kamenici nad Hronom (Vass, 1975; Repčok, 1978), bola spracovaná malakofauna z vrtov a odkryvov na území Hronskej pahorkatiny (Schmidt, 1978) a sporomorfy eocénu z oblasti Štúrova (Snopková, 1978). Systematické geologické mapovanie jv. časti Podunajskej nížiny realizované v 60. a 70. rokoch minulého storočia vyústilo do zostavenia regionálnej geologickej mapy tohto územia v mierke 1 : 50 000 (Vaškovský a Halouzka, 1976). Vysvetlivky k uvedenej mape boli zostavené v roku 1979 (Vaškovský et al., 1979b) a tlačou vyšli neskôr (Vaškovský et al., 1982). V tomto období Vaškovský (1977) komplexne spracoval jednotlivé genetické sedimenty kvartérneho veku z celého územia Slovenska.

Z územia jv. časti Podunajskej nížiny bola študovaná bohatá fauna stavovcov z lokalít Strekov a Nová Vieska. Prvé podrobnejšie informácie boli publikované v práci Harčára a Schmidta (1965). Geologický a paleontologický výskum na uvedených lokalitách pokračuje až do súčasnosti (Holec, 1996; Schmidt a Halouzka, 1970; Šujan et al., 2023; Vlačiky et al., 2008).

Koncom 70. rokov a v 80. rokoch minulého storočia sa na území jv. časti Podunajskej nížiny realizovali hlboké geotermálne vrty FGkr-1 v Kravanoch nad Dunajom (Remšík et al., 1979a), FGŠ-1 v Štúrove (Remšík a Franko et al., 1979), FGO-1 pri Obide (Remšík et al., 1980) a FGDŽ-1 v Dvoroch nad Žitavou (Franko et al., 1982). V hlbokom naftovom vrte Zelený Háj 1, ktorý bol vyhĺbený v roku 1970, boli identifikované horniny devónskeho veku (Biely a Kullmanová, 1979) a zistil sa výskyt strednodevónskych palynomorf (Snopková, 1979). V tomto období sa riešila tektonika jv. časti Podunajskej panvy (Gaža a Beinhauerová, 1977), litogeochémia, mikromorfológia spraší a fosílnych pôd z okolia Bajtavy, Kamenice nad Hronom a Chľaby (Vaškovská, 1980), bádenské mäkkýše z Podunajskej nížiny (Ondrejíčková, 1980), malakofauna z fluviálnych sedimentov pri obci Nýrovce (Schmidt, 1981) a sprašového profilu pri Malej nad Hronom (Schmidt, 1982), petrografia náplavov Hrona (Horniš, 1984), stratigrafia vrchnopleistocénnych a holocénnych usadenín Podunajskej nížiny (Vaškovská et al., 1983), stratigrafia fosílnych pôd mladého pleistocénu v Podunajskej nížine (Vaškovská, 1985) a geologická stavba sprašových komplexov Hronskej pahorkatiny (Harčár a Schmidt, 1985). V tomto časovom období boli zostavené geologické mapy v mierke 1 : 25 000 listov Ipeľský Sokolec (Pristaš et al., 1980), Bánov a Veľké Lovce (Harčár et al., 1983) a komplexne boli spracované spraše Podunajskej nížiny (Šajgalík a Modlitba, 1983). Študovali sa aj indexové fosílie paleogénnych mäkkýšov z vrtov Č-1, Č-2, O-6,

O-11 a O-12 (Papšová, 1983). Neskôr boli opísané nové taxóny sporomorf z paleogénnych sedimentov (vrt Štúrovo-1, Obid-6, -13) z oblasti jv. časti Podunajskej nížiny (Snopková, 1986). Bola vypracovaná geologicko-tektonická štúdia oblasti Mužla – Salka kvôli možnej výstavbe jadrovej elektrárne v tejto oblasti (Vaškovský et al., 1985). V 80. rokoch minulého storočia boli z územia jv. časti Podunajskej nížiny datované fosílne pôdy z vybraných lokalít (Nové Zámky, Chotín, Búč, Malá nad Hronom, Kamenica nad Hronom, Modrany) metódou ^{14}C (Vaškovská, 1981, 1989).

Začiatkom 90. rokov minulého storočia bol vyhĺbený geotermálny vrt VTB-1 v Brutoch (Bondarenková, 1990) a študovali sa predkenozoické horniny z vrtu GTM-1 Marcelová (Biely a Kullmanová, 1992), makroflo-ristické zvyšky (plody a semená) z bádenských až pontských sedimentov plytkých naftových vrtov z územia jv. časti Podunajskej nížiny (Knobloch, 1992), spoločenstvá foraminifer z bádenských sedimentov nachádzajúcich sa pri obci Malá nad Hronom (Zlinská, 1993) a z hydrogeologického vrtu VTB-1 v Brutoch (Zlinská et al., 1997). V tomto období sa skúmali spraše Búčskych terás a ich osobitosti (Šajgalík, 1992) a uskutočnili sa a boli vyhodnotené režimové merania termálnej vody v hydrogeologických vrtoch v oblasti komárňanskej kryhy (Dzúrik a Roháčiková, 1995).

Začiatkom 21. storočia sa v oblasti jv. časti Podunajskej nížiny riešila orientácia napäťového poľa na základe morfoštruktúr a zlomového porušenia pliocénnych sedimentov (Králiková et al., 2010) a genéza slaných vôd zistených v hlbokých vrtoch (Franko et al., 2011), študoval sa uhľovodíkový potenciál Dunajskej panvy (Milička et al., 2011), bol spracovaný vývoj riečnych terás Dunaja a Žitavy (Šujan a Rybár, 2014) a gbelčianskej depresie počas holocénu (Procházka et al., 2015) a litostratigrafia vrchnomiocénnych sedimentov Dunajskej panvy (Sztanó et al., 2016). V tomto období sa študovali aj izotopové pomery $\delta^{18}O$ a $\delta^{13}C$ v zuboch druhu *Stephanorhinus jeanvireti* z lokality Nová Vieska (Kovács et al., 2015). Neskôr na základe pomeru izotopov $^{87}Sr/^{86}Sr$ bol datovaný lastúrnik *Glycimeris* ex. gr. *obovatus* z oligocénnych sedimentov z lokality Kováčov (Fordinál et al., 2014), kozmogénnymi nuklidmi boli datované vrchnomiocénne sedimenty vo vrte Nová Vieska a na lokalitách Bátorove Kosihy, Veľké Ludince a Semerovo (Šujan et al., 2016) a študoval sa zlom Hurbanovo – Diósjenő na hranici Vnútorných Západných Karpát a Transdanubika (Klučiar et al., 2016). Na základe podrobného biostratigrafického výskumu sedimentov hlbokých naftových vrtov (NV-1, M-1) bola revidovaná mikrofauna a vápnitý nanoplanktón paleogénnych a neogénnych sedimentov z uvedených hlbokých vrtov (Zlinská, 2016, 2017; Kováč et al., 2018c) a komplexne bol spracovaný významný sprašový profil v zárezе rieky Hron medzi obcami Čata a Bíňa (Hošek, 2017; Hošek et al., 2017). Na základe nových biostratigrafických údajov boli rekonštruované zmeny depozičných prostredí v priebehu kenozoika a študoval sa aj zdroj usadenín v oblasti východnej časti Dunajskej panvy v železovskej priehlbine (Kováč et al., 2018b). Bol spracovaný vývoj paleoprostredia na hranici spodný/vrchný báden v okolí Chľaby (Holcová et al., 2019), na základe izotopov $^{10}Be/^{9}Be$ boli datované vrchnomiocénne sedimenty volkovského súvrstvia (Šujan et al., 2020), neogénne sedimenty a tufy z lokality Kamenica nad Hronom (Nováková et al., 2020; Sant et al., 2020), zisťoval sa obsah uhľovodíkov v oligocénnych a miocénnych sedimentoch z vrtov Modrany 1 a Modrany 2 (Vlček et al., 2020a) a vývoj Dunajskej panvy počas oligocénu až vrchného miocénu (Vlček et al., 2020b).

Na začiatku 20. rokov 21. storočia sa študovali vrchnopleistocénne paleopôdy na lokalite Malá nad Hronom (Bradák et al., 2021).

Geologické informácie o predkenozoickom podloží jv. časti Dunajskej panvy zo slovenského územia boli zhrnuté vo viacerých prácach: Adam a Dlabač (1961), Pagáč (1965), Buday et al. (1967), Buday a Špička (1967), Fusán et al. (1971, 1979, 1987), Vaškovský et al. (1982), Pereszlényi et al. (1997). Širšej oblasti DANREG boli venované práce Maturu et al. (2000). Najnovšie poznatky sú spracované v práci Hóka et al. (2021). Geologickú stavbu predkenozoického podložia maďarského územia zobrazuje mapa 1 : 500 000 (Haas et al., 2010). Hĺbka predkenozoického podložia oblasti je spracovaná v prácach Fusána et al. (1987), Kilényiho a Šefaru (1989) a pre potreby geologickej mapy jv. časti Podunajskej nížiny v čiastkovej správe autorov Zeman et al. (2020).

2. OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY

Územie juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny reprezentuje časť kenozoickej depresie Dunajskej panvy ako súčasť Panónskeho panvového systému (Kováč, 2000; Kováč et al., 2018c; Šujan et al., 2021). Z regionálnogeologického hľadiska skúmaná oblasť zahŕňa hlavne okraje gabčíkovskej panvy a želiezovskú priehlbinu Dunajskej panvy. Okrajovo (na SZ) je súčasťou regiónu aj komjatická priehlbina Dunajskej panvy. Želiezovská a komjatická priehlbina sú súčasťou tzv. trnavsko-dubnickej panvy. Na geologickej stavbe jv. časti územia sa podieľajú horniny štúrovského (budínskeho) paleogénu a v najvýchodnejšej časti neogénne vulkanity Burdy (resp. Kováčovských kopcov; Vass et al., 1988a). Povrchové výskyty predkenozoického podložia sa v regióne nenachádzajú.

Na stavbe predkenozoického podložia sa podieľajú horniny dvoch odlišných tektonických jednotiek. Severne od hurbanovského zlomu sa nachádza južné veporikum, tvorené prevažne horninami kryštalického fundamentu, a to metamorfity (muskoviticko-chloritické bridlice, amfibolity, zelené bridlice) a granitoidy. Južne od uvedeného zlomu sa nachádza transdanubikum. Tvoria ho horniny paleozoika a mezozoika.

Oligocénne sedimenty Budínskej panvy (štúrovský paleogén) sú na študovanom území reprezentované usadeninami kišcelského a egerského veku.

Sedimenty kišcelského veku boli začlenené do *súvrstvia Csatka*, *kišcelského súvrstvia* a *hárshedského súvrstvia s ostrihomskými vrstvami*. V ich nadloží sa zistili sedimenty egerského veku reprezentované *mányským súvrstvím*, *törökbálintským súvrstvím s kováčovskými vrstvami* a *séčénskym súvrstvím.*

Neogénna sedimentárna a vulkanicko-sedimentárna výplň Dunajskej panvy je tvorená stredno- a vrchnomiocénnymi usadeninami.

Strednomiocénne sedimenty reprezentuje *bajtavské*, *pozbianske* a *vrábeľské súvrstvie*, vrchnomiocénne usadeniny zastupuje *nemčinianske*, *ivanské*, *beladické* a *volkovské súvrstvie*.

Bajtavské súvrstvie (spodný báden) sa vyskytuje v želiezovskej priehlbine Dunajskej panvy. Bazálnu a okrajovú časť súvrstvia tvoria transgresívne klastiká (zlepence, andezitové vulkanoklastiká, brekcie) s vrstvami riasových vápencov a pieskovcov s amfisteginami. Laterálne smerom do panvy klastické sedimenty prechádzajú do panvovej fácie tvorenej sivým prachovcom a ílovcom s bridličnatým rozpadom.

Pozbianske súvrstvie (vrchný báden) leží v oblasti komjatickej priehlbiny diskordantne na predneogénnom podloží, v želiezovskej priehlbine nasadá skryto diskordantne na *bajtavské súvrstvie* spodnobádenského veku. Na báze súvrstvia sa nachádzajú zlepence a pieskovce s výskytmi tufov. Panvový vývoj reprezentuje sivý vápnitý prachovec a ílovec.

Vrábeľské súvrstvie (sarmat) má pestré litologické zloženie. Na jeho báze sa nachádzajú zlepence, piesčitý, oolitický a lumachelový vápenec, pieskovec, piesok a kyslý tuf. V centrálnej časti komjatickej priehlbiny narastá podiel vápnitého tufitického ílu. Vrchnú časť tvorí piesok a íl (Seneš et al., 1962a).

Nemčinianske súvrstvie (spodný panón) tvoria štrky, piesky a štrkopiesky s dobre opracovanými obliakmi s pestrým zložením vrátane neovulkanitov. Nachádza sa prevažne na báze panónskych sedimentov v komjatickej priehlbine (Sztanó et al., 2016).

Ivanské súvrstvie (spodný až stredný panón) v komjatickej priehlbine tvoria striedajúce sa vrstvy vápnitých ílov a prachu s pieskami a v želiezovskej priehlbine vo vrstvovom slede prevládajú vápnité íly a prach (Hrušecký et al., 1996; Pagáč et al., 1991). Vo vrchnej časti súvrstvia sa vyskytujú uhoľné íly a slojčeky lignitu (Vass a Gašparik, 1978).

Beladické súvrstvie (vrchný panón) tvoria piesčité vápnité íly a zelenosivé íly, v ktorých sa vyskytujú sloje, resp. šošovky lignitu (Gaža a Beinhauerová, 1977).

Volkovské súvrstvie (vrchný panón) tvoria pestré íly, prach a piesky usadené v sladkovodnom riečnom prostredí. V okrajových častiach Dunajskej panvy súvrstvie tvoria hlavne štrky a piesky.

Neovulkanity Burdy sú zložené z vulkanicko-sedimentárnej formácie Burda, ktorej súčasťou sú andezitové telesá reprezentujúce submarinné extruzívne dómy. Tie v priebehu vývoja podliehali brekciácii a explozívnej deštrukcii (Elečko et al., 2005).

Kvartérne sedimenty ležia transgresívne a diskordantne na neogénnej sedimentárnej a vulkanicko-sedimentárnej výplni, pričom v súčasnosti, okrem malých výnimiek, pokrývajú väčšinu regiónu. V závislosti od povrchu predkvartérneho iniciálneho reliéfu a charakteru dominantných sedimentotvorných procesov sa vyskytujú v premenlivej, no prevažne veľkej hrúbke, a hlavne v širokom genetickom zastúpení.

Celkovým objemom hmoty, ako aj plochou výskytu dominujú **fluviálne sedimenty** hlavných kvartérnych vodných tokov a ich menších prítokov. V rámci alúvií sa vyskytujú najmä v podobe dnovej vrchnopleistocénnej

a holocénnej sedimentárnej výplne Váhu, Nitry, Žitavy (Dolnonitrianska niva, Novozámocké pláňavy), Dunaja (Martovská mokraď, Čenkovská niva), Hrona (Hronská niva) a Ipľa (Ipeľská niva), ako aj vo výplni spodných úsekov dien dolín niektorých väčších potokov. V sedimentoch prevažujú piesčité štrky, ale časté sú aj štrkovité piesky aj samotné piesky agradačných valov. Na fluviálnych sedimentoch dnovej akumulácie sú takmer všade superpozične uložené holocénne nivné naplaveniny, tvorené prevažne piesčitými hlinami s prechodom do ílovitých hlín až ílov, prípadne do organogénnych humolitov – slatín, slatinných rašelinísk a výplní mŕtvych a opustených ramien. V dolinách niektorých menších potokov, prípadne na horných úsekoch dolín potokov tvorí holocénna hlinito-piesčitá zložka celú a jedinú výplň dien dolín.

Okrem vrchnopleistocénnej aluviálnej dnovej akumulácie a jej holocénneho pokryvu sa na území nachádzajú fluviálne sedimenty vo forme riečnych terás zaberajúcich rozsiahle plochy, najmä na pravobreží Hrona (Hronská tabuľa a Strekovské terasy), na ľavobreží spojených nív Nitry a Žitavy (Hurbanovské terasy) s pokračovaním na JV až V, na ľavobreží Dunaja od Marcelovej po Štúrovo (Búčske terasy) a taktiež terasy na pravobreží Ipľa. Sedimenty riečnych terás reprezentujú celý stratigrafický rozsah obdobia kvartéru v rozmedzí pliocén/spodný pleistocén až vrchný pleistocén. Tvoria ich prevažne štrky a piesčité štrky s rôznym stupňom navetrania a petrografického zloženia. V dôsledku výrazného pokrytia sedimentov týchto terás mladšími eolickými akumuláciami naviatych pieskov a spraší, prípadne deluviálnymi splachmi, je priamy výstup fluviálnych štrkov terás na povrchu zriedkavý a ich prítomnosť je doložená prevažne vrtmi.

Za uvedenými sedimentmi, pokiaľ ide o plošný rozsah a objem hmoty, nasledujú **eolické formácie** spraší (sprašových hlín) a naviatych pieskov. Ich výskyty sú nerovnomerné a formy uloženia závisia od smeru a intenzity navievania, ako aj od charakteru reliéfu. Na plochých územiach Novozámockých pláňav, Nitrianskej tabule, Hurbanovských terás, Čenkovskej nivy Dunaja a vo v. časti Búčskych terás (z. a jz. časť regiónu) dominujú presypy jemno- až strednozrnných, slabo vápnitých pleistocénno-holocénnych až holocénnych naviatych pieskov nad sprašami, ktoré tu zaberajú len menšie ploché terasové pokryvy. Eolické piesky tvoria mierne ostrovčekovité vyvýšeniny až ucelené dunové pásma smeru SZ – JV s výškou dún až do 15 m. Zdrojovou oblasťou ich navievania sú fluviálne piesky blízkych nív a čiastočne aj piesčité sedimenty neogénu. V smere na V a JV sa výskyty eolických pieskov postupne vytrácajú a nahrádzajú ich spraše, prípadne piesčité spraše. Najvýchodnejší výskyt eolických pieskov zaznamenávame v nive Dunaja v Čenkovskej lesostepi.

Spraše (vápnité silty) tvoria celkovo druhú najvýznamnejšiu zložku kvartérneho pokryvu. Zatiaľ čo v z. časti územia Hronskej pahorkatiny, teda na Hurbanovských terasách od Dvorov nad Žitavou cez Hurbanovo po Chotín a Marcelovú, ako aj na z. a jz. svahoch Bešianskej pahorkatiny a Chrbta, dominujú ešte pokryvy eolických pieskov, v smere na V sa situácia mení. Sprašové pokryvy (prípadne piesčité spraše) pribúdajú už v tylovej zóne Hurbanovských terás v smere na svahy Bešianskej pahorkatiny a Chrbta a na Búčskych terasách ľavobrežia Dunaja od Radvane nad Dunajom po Štúrovo. Na samotnej Bešianskej pahorkatine a v časti Chrbát už spraše na povrchu dominujú a striedajú sa prevažne s nevápnitými sprašovými hlinami. Najvýraznejší ucelený pokryv spraší, resp. sprašových sérií s obsahom fosílnych pôdnych komplexov s hrúbkou až do 27 m sa vyvinul a zachoval na v. úboči Bešianskej pahorkatiny v priestore medzi Farnou a Svodínom, s kontinuálnym pokračovaním na pravobrežných riečnych terasách Hrona v skúmanej časti Hronskej tabule. Na skúmanom území Ipeľskej pahorkatiny a Burdy sú pokryvy spraší zachované nesúvisle. Najhrubšie a najucelenejšie sú výskyty v priestore Malá nad Hronom, Bajtava, Kamenica nad Hronom, na pravobreží Ipľa na jeho terasách a úpätí pahorkatiny a v jv. časti Burdy v Chľabe.

Deluviálne sedimenty tvoria v poradí tretí najrozšírenejší a najobjemnejší genetický typ kvartérnych akumulácií územia. Spolu s prechodnými subtypmi (deluviálno-fluviálnymi a deluviálno-proluviálnymi) predstavujú širokú škálu frakčných zastúpení od hlinitých (siltovitých) cez hlinito-piesčité, hlinito-kamenité po kamenito-balvanovité až blokovité svahoviny a sutiny. Vyskytujú sa najmä na svahoch v pohorí Burda a na svahoch pahorkatín, ale ich prechodné formy sa zistili aj v miernych úpätných častiach svahov a v dnách úvalín a suchých dolín. Významné sú aj deluviálno-proluviálne výplavy, uložené vo forme dejekčných kužeľov v miestach vyústení väčších úvalinovitých dolín a úvalín do nív väčších aktívnych tokov, ako napr. na pravobreží Ipľa v Ipeľskom Sokolci.

Proluviálne sedimenty majú na území len malé zastúpenie vo forme náplavových vejárov, napr. v doline potoka Paríž, resp. v miestach vyústení potokov do alúvia Hrona.

Škálu genetických typov kvartérnych sedimentov uzatvárajú **organogénne sedimenty** (slatinné rašeliny) doliny potoka Paríž medzi Svodínom a Gbelcami.

3. CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK

3.1. PREDKENOZOICKÉ PODLOŽIE

Územie juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny prekonalo zložitý kenozoický vývoj spojený so zlomovou aktivitou[1]. Z hľadiska doterajších poznatkov o zložení predkenozoického podložia tu možno predpokladať dva odlišné celky Vnútorných Západných Karpát, a to veporikum, tvorené prevažne horninami kryštalického fundamentu, a v oblasti komárňanskej kryhy južne od hurbanovského zlomu tektonickú jednotku transdanubika. Veporikum je známe z povrchových výskytov v širšej oblasti hlavne z podložia stredoslovenských neovulkanitov (Konečný et al., 1998a, b, 2003; Hók et al., 2013). Tvoria ho hlavne kryštalinické horniny: granitoidy a metamorfity rôzneho stupňa. Súčasťou jednotky veporika je aj lokálne zachovaný vrchnopaleozoicko-mezozoický sedimentárny obal.

Transdanubikum tvorí súčasť širšej tektonickej zóny terránu Pelsonia *(Pelsonia composite terrane)*, resp. jednotky Pelsó (pozri Kovács et al., 2000; Haas et al., 2013). Tvoria ho slabo metamorfované hercýnske metamorfity s permsko-mezozoickým sedimentárnym obalom (Haas et al., 2013).



Obr. 3.1.1. Schematická mapa hlavných štruktúrnych elementov skúmaného regiónu (spracované podľa: Buday et al., 1967; Elečko et al., 1998; Nagy et al., 2004). Názvy zlomov v krúžku: (šur) – šuriansky zlom, (lu) – ludinský zlom, (le) – levický zlom, (hu) – hurbanovský zlom, (ko) – komárňanské zlomy, (hr) – hronské zlomy.

Východná a juhovýchodná časť Dunajskej panvy predstavuje neogénno-kvartérnu extenznú panvu, ktorá prekonala viacero etáp riftingu a inverzie (Hók et al., 2016; Šujan et al., 2021) a bola výrazne ovplyvnená strednomiocénnym vulkanizmom. V súčasnosti sa na označenie čiastkových panvových štruktúr používa nomenklatúra zavedená v práci Vassa et al. (1988a). Sú zobrazené na obr. 1.2.1. V staršej literatúre sa používalo aj označenie dubnická depresia (Buday et al., 1967; Vass in Vaškovský et al., 1982) alebo dubnická priehlbina (pôvodne termín dubnická prohlubeň zaviedli Adam a Dlabač, 1961), resp. dubnícka plošina ako čiastková depresia Dunajskej panvy medzi hurbanovským zlomom a Levicami (Fusán et al., 1987). Predstavuje severnú časť želiezovskej priehlbiny. Ako tzv. komárňanská kryha býva označovaný slovenský segment Dunajskej panvy, zo severu obmedzený hurbanovským zlomom a z juhu zlomami prebiehajúcimi približne v podloží Dunaja (Fusán et al., 1987; Biely a Kullmanová, 1992; Dzúrik a Roháčiková, 1995). Z hľadiska vývoja predkenozoického podložia je nutné chápať úlohu hurbanovského zlomu a ludinského zlomu, ako aj ďalších zlomových štruktúr.

[1] Názvy zlomov a štruktúr predkenozoického podložia sú zosumarizované podľa starších prác (Adam a Dlabač, 1961; Buday et al., 1967; Vass in Vaškovský et al., 1982; Bezák et al., 2004; Hók et al., 2016, 2021; Šujan et al., 2021).

Ludinský zlom alebo **transverzálny zlom Dunajskej panvy** (Hók et al., 2016) sa nevhodne označuje ako dobrovodský zlom. Názov ludinský zlom zaviedli Buday et al. (1965), resp. Telegdi Roth (1929), pôvodne pre dextrálny zlom sz.-jv. smeru s asi 15 km posunom, aktívny v oligocéne až spodnom miocéne. Neskôr v egenburgu až spodnom bádene bol reaktivovaný ako poklesový zlom uklonený na JV (Kronome et al., 2014). Zlom z juhu zakončuje pochované elevácie v pokračovaní Považského Inovca a Tribeča. V podloží Dunajskej panvy sprostredkúva styk oblasti tvorenej hlavne kryštalinickým fundamentom na JZ a mezozoickými príkrovmi na SV. Po bádene pozdĺž neho jz. kryha poklesávala a sv. kryha bola vyzdvihovaná (Fusán et al., 1987). Je potrebné zdôrazniť, že tektonická mapa Slovenska (Bezák et al., 2004) tento zlom neeviduje. Vyobrazený je však aj na mape zlomových línií Marka a Kováča (1995), ktorá ho zobrazuje iba ako predpokladaný zlom segmentovaný mojmírovským zlomom a šurianskymi a novozámockými zlomami.

Šurianske zlomy (definovali Adam a Dlabač, 1961) predstavujú poklesy uklonené na SZ obmedzujúce z JV komjatickú priehlbinu. Ohraničujú z V, resp. JV komjatickú priehlbinu oproti levickej hrasti (Vass in Vaškovský et al., 1982).

Levický zlom predstavuje poklesový zlom uklonený na JV ohraničujúci z JV levickú hrasť (Gaža a Beinhauerová, 1977). Pôvodne ho definovali Adam a Dlabač (1961) ako (spolu so šurianskymi zlomami) severné ohraničenie pozbianskej elevácie.

Pozbianska elevácia (Gaža, 1963), nevhodne označená ako levická hrasť alebo levická elevácia (Adam a Dlabač, 1961), tvorí pochovanú, jz.-sv. orientovanú eleváciu predkenozoického podložia medzi Hurbanovom, Podhájskou a Veľkým Ďurom (s možným dosahom až do oblasti Kozároviec). Podľa odvodených gravimetrických máp (Pašteka et al., 2017) je medzi Šuranmi a Podhájskou priečne segmentovaná sz.-jv. zlomami. Vzhľadom na pozíciu mesta Levice mimo tejto štruktúry, externe od nej, je termín levická elevácia nevhodný. V súlade s Hókom et al. (2021) odporúčame používať termín pozbianska elevácia.

Kolárovský zlom (Gaža a Beinhauerová, 1977; Vass in Vaškovský et al., 1982) je zlom sz.-jv. smeru v oblasti Nesvád (mimo študovaného regiónu).

Kolárovská elevácia bola geofyzikálnymi metódami (gravimetria, magnetika) indikovaná ako anomália s maximom pri meste Kolárovo (Gaža, 1974). Väčšinou je interpretovaná ako bázická neovulkanická intrúzia, ktorej najvyššia časť sa nachádza v hĺbke okolo 5 km. Neodráža sa v stavbe nadložných kenozoických hornín (Gaža a Beinhauerová, 1977).

Hronské zlomy (definovali Buday et al., 1967), resp. **hontiansky zlomový systém** (Marko a Kováč, 1995) alebo **hontianske zlomy** (Bezák et al., 2004), sú zlomy ssv.-jjz. smeru približne medzi Želiezovcami a Kamenínom. Oddeľujú neogénne vulkanity Ipeľskej pahorkatiny na V od sedimentárnych formácií Dunajskej panvy na Z. Nie sú viditeľné na odvodených gravimetrických mapách (Pašteka et al., 2017), sú však odvodzované z povrchovej geologickej stavby (Konečný, 2003). Sú segmentované mladšími sz.-jv. zlomami. Zlomy sú vyvinuté iba v kenozoickej sedimentárnej výplni a zrejme nezasahujú do predkenozoického podložia.

Komárňanské zlomy, vhodnejšie komárňanský zlomový systém, je sústava zlomov sv.-jz. až vsv.-zjz. smeru (Vass in Vaškovský et al., 1982) oddeľujúca eleváciu predkenozoického podložia tzv. komárňanskej kryhy od poklesnutej gabčíkovsko-győrskej čiastkovej panvy Dunajskej panvy. Komárňanské zlomy sa zbiehajú a konvergujú, resp. sú na S zakončené hurbanovským zlomom. Komárňanské zlomy sú paralelné s rábskym zlomom. V starších prácach, pred získaním komplexnejších poznatkov o hurbanovskom zlomovom systéme, sa im prikladal väčší význam (Buday a Špička, 1967). Termín pôvodne zaviedli Adam a Dlabač (1961).

Zlomová zóna Rába – Hurbanovo – Diósjenő je dôležitý štruktúrny element predkenozoického podložia oblasti, ako aj celej Dunajskej panvy (Fusán et al., 1987). Segment v skúmanom regióne sa označuje ako hurbanovský zlom. Predstavuje deliaci element medzi vnútrokarpatskými jednotkami (hlavne veporikum a na východe mimo regiónu aj gemerikum) a transdanubikom (s nadložným budínskym paleogénom). Možno ho chápať ako južné ohraničenie tohto segmentu Západných Karpát (Hók et al., 2014). Zlomová zóna má viacero segmentov. Na západe je to rábsky zlom jz.-sv. smeru, ktorý sem zasahuje z maďarského územia (Haas et al., 2010) a južne od Kolárova sa stáča. Má v.-z. priebeh. Rábsky zlom predstavuje kontakt transdanubika (s juhoalpskou afinitou) a austroalpinika. Východo-západný segment sa označuje ako hurbanovský zlom alebo zlom Hurbanovo – Diósjenő. Tento zlom reprezentuje kontakt transdanubika a vnútrokarpatských jednotiek (tatrika a veporika). Východne od Štúrova sa zlom stáča do zjz.-vsv. smeru a oddeľuje sa od neho rapovský zlom. Tu býva označovaný ako línia Diósjenő – Ógyalla. Východnejšie zakončenie línie na maďarskom území nie je celkom jasné. Predpokladá sa, že pri meste Borsodnádasd (približne jjv. od Rimavskej Soboty) sa zlom

napája na líniu Darnó (Haas et al., 2010; Klučiar et al., 2016). Hurbanovská zlomová zóna je segmentovaná mladšími sz.-jv. zlomami (Pašteka et al., 2017). Autori starších prác (Buday et al., 1967; Fusán et al., 1979, 1987) uvažujú na základe reliéfu predkenozoického podložia o jeho sklone na sever a vertikálnom odskoku rozhrania neogén/kryštalinikum okolo 500 m (Gaža a Beinhauerová, 1977; Marko a Kováč, 1995). Zlom však mal polyštadiálnu geologickú históriu a zjavne fungoval nielen ako poklesový, ale aj smerný posun (Klučiar et al., 2016). Hrušecký (1999) na základe starších magnetotelurických profilov usudzuje na jeho pôvodne násunový charakter (prešmyk transdanubika na tatroveporikum) a sklon na juh. Takúto interpretáciu prijímajú aj Kronome et al. (2014), ktorí však konštatujú, že v neskoršej fáze zlom fungoval ako pokles uklonený na sever a bol neskôr segmentovaný mladšími, sz.-jv. zlomami. Termín hurbanovský zlom pôvodne zaviedli Adam a Dlabač (1961). Až do 70. rokov minulého storočia (Fusán et al., 1971) sa mu prikladal menší význam ako komárňanským zlomom (napr. Buday et al., 1967).

Predkenozoické podložie nachádzajúce sa severne od hurbanovského zlomu v skúmanom regióne zasiahol iba vrt D-1 (Dubník). Poznatky však možno interpolovať aj na základe informácií z vrtov série Kolárovo (K-2 až K-4) a vrtu HGŽ-3 (Želiezovce). Oblasť buduje hlavne kryštalinikum tvorené metamorfitmi, ako aj granitmi. Vo vrte D-1 (Dubník) sa v podloží miocénnej výplne zistili muskoviticko-chloritické bridlice (?pararuly/svory; interval 2 607 – 2 650 m), amfibolity (2 650 – 2 750 m) a zelené bridlice (2 750 – 2 821 m) (Gaža, 1969; Demko a Hraško, 2017). Zelené (aktinolitické) bridlice sa vyznačujú minerálnou asociáciou aktinolit, albit, klinozoisit, chlorit, biotit a kremeň [Zádrapa, 1973 (ex Biela, 1978)]. Dodatočne analyzované jadrá z hĺbky 2 813 – 2 815,6 m (obr. 3.1.2) tvoria migmatitizované epidotické amfibolity s biotitom (Demko a Hraško, 2017). Staršie interpretácie (Fusán et al., 1987), ako aj novšie analýzy naznačujú afinitu k metamorfovaným komplexom veporika (Demko a Hraško, 2017). Podobné metamorfity (svory a ruly) sú zachytené aj vrtom K-3 (Biela, 1978). Vrt K-2 zastihol kataklastické granodiority a v ich podloží muskovitické svory s granátom. Vrt K-4 zachytil v podloží kenozoických sedimentov iba granitoidy (Biela, 1978). Oblasť severozápadne od hurbanovského zlomu medzi Novými Zámkami, Kolárovom a Svodínom sa preto už dlhšie považuje za pokračovanie južného veporika (Fusán et al., 1971; Gaža a Beinhauerová, 1977; Hók et al., 2021).

Vrt VTB-1 (Bruty) vo východnej časti skúmaného územia neprenikol kenozoickou výplňou do podložia (najhlbšie zastihol sedimenty bádenu, 1 927 m; Bondarenková, 1990).

Východnejšie vrt K-V (Salka) prenikol sedimentmi bádenského veku a skončil sa v paleogénnych uloženinách (1 064 m; Vass a Gabčo, 1966; Biela, 1978). Hók et al. (2021) predpokladajú v podloží ešte horniny transdanubika. Na SV, mimo skúmaného územia, vrt HGŽ-3 Želiezovce (Fordinál et al., 2002) v hĺbke 895 m dosiahol predkenozoické podložie tvorené metamorfovanými karbonátmi. Vozár (in Matura et al., 2000) ho koreluje s južným veporikom. Južný dosah tohto telesa však nie je jasný. Južne od hurbanovského zlomu vystupujú vo vrtoch série Modrany (M-2) vrchnopaleozoické sedimenty. Vrt M-2 Modrany odhalil pod kenozoickou výplňou sedimenty permského a karbónskeho veku, ktoré boli korelované s horninami transdanubika, známymi z maďarského územia (Gaža a Beinhauerová, 1977; Biela, 1978). Vo vrte ZH-1 (Zelený háj) sa v podloží miocénnej výplne zistili tmavé lydity s rádiolériami (jadrá z hĺbky 1 666 až 1 678 m) a sivé vápence s tentakulitmi (jadro 1 705 – 1 706 m), ktoré boli korelované s transdanubikom (Biely a Kullmanová, 1979). Vrt Modrany-1 zastihol v podloží kenozoickej výplne rádiolériové vápence, pravdepodobne jurského veku (Biela, 1978). Vrt GTM-1 (Klago a Tyleček, 1988; Biely a Kullmanová,

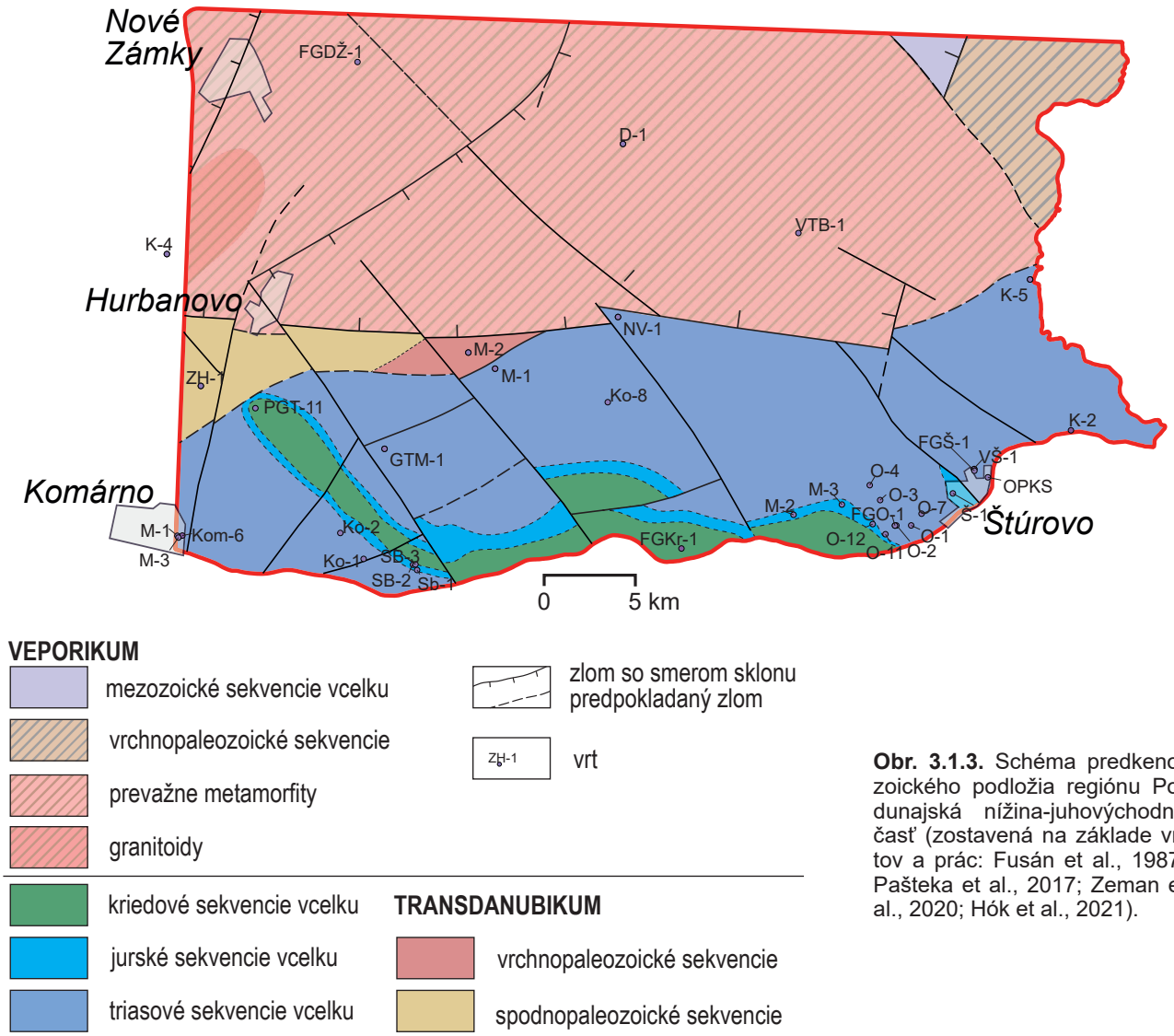


Obr. 3.1.2. Migmatitizované epidotické amfibolity s biotitom (vrt Dubník-1, 2 813,0 – 2 815,6 m; foto K. Fordinál).

1992) prenikol cez takmer 980 m hrubú (nepravá hrúbka vrstiev uklonených zhruba o 50°) sekvenciu ílovitých vápencov s faunou lastúrnikov *Myophoria* sp. a gastropódmi *Natiria* sp. a vápnitých bridlíc s medzivrstvami pieskovcov spodnotriasového veku. Sekvencia je korelovateľná so spodnotriasovým *arácskym* a *csopackým súvrstvím* (Haas a Budai, 1999).

Reprezentatívny profil mezozoickej sekvencie transdanubika zasiahol vrt FGKr-1 (Remšík et al., 1979a). V podloží sedimentov budínskeho paleogénu zistil sled kriedových až triasových súvrství korelovateľných s pohorím Gerecse (Remšík et al., 1979a; Haas et al., 2013). V hĺbke 326 – 567 m vápnité pieskovce a bridlice, miestami zlepence, zodpovedajú *lábatlanskému súvrstviu*. Na kontakte s podložnými vápencami v hĺbke 567 – 574 m sa vyskytuje teleso zlepencov hrubé 6,5 m. Priamo pod nimi leží tenké teleso zrejme spodnokriedových vápencov porovnateľných s vápencami *szentivánhegyského súvrstvia* (Haas et al., 2013). V intervale 574 – 629 m vystupujú červené a hnedé, miestami hľuznaté vápence, sakokómové a rádioláriové vápence a krinoidové vápence jurského veku. Krinoidové vápence sú porovnateľné s vápencami *tűzkövesárockého súvrstvia* (pliensbach) a hľuznaté vápence môžu reprezentovať *tölgyhátske* súvrstvie (bajok – álen) a *pálihálaské súvrstvie* (kimeridž) (Salaj in Remšík et al., 1979a; Haas et al., 2013). V ich podloží vystupujú triasové *dachsteinské vápence* (629 – 988 m) s medzivrstvami dolomitov. Obsahujú foraminifery *Triasina hantkeni* (metráž 695 m, 719 m, 785 m, 804 m) a *Angulodiscus friedli* KRISTAN-TOLLMANN (v hĺbke 656,5 m a 919,8 m) (Salaj in Remšík et al., 1979a). Vrt ďalej pokračoval vo vrchnotriasových *hlavných dolomitoch* do konečnej hĺbky 1 021 m.

Vrty v okolí Komárna Ko-1 hlboký 437 m a Ko-2 hlboký 572 m zastihli v podloží kenozoickej výplne stredno- a vrchnotriasové dolomity (Lunga, 1963). Vrt Kom-6 (CF600) hlboký 620 m neprevŕtal kenozoickú výplň



Obr. 3.1.3. Schéma predkenozoického podložia regiónu Podunajská nížina-juhovýchodná časť (zostavená na základe vrtov a prác: Fusán et al., 1987; Pašteka et al., 2017; Zeman et al., 2020; Hók et al., 2021).

(Lunga, 1963). Reprezentatívny je profil podložia zastihnutého vrtom FGK-1 (Komárno; Remšík a Franko, 1978). Prenikol cez kenozoickú sekvenciu hrubú 1 696 m a dosiahol vrchno- až strednotriasové karboná-ty, prevažne dolomity, menej vápence (hĺbka 1 696 – 1 968 m). Hlavné dolomity (karn) vystupovali v hĺbke 1 696 – 1 900 m, aniské dolomity, korelovateľné s dolomitmi *aszófőského súvrstvia* alebo *megyehegyského* súvrstvia, vystupovali v hĺbke 1 900 – 1 968 m.

Vrty série Obid (O-1 – 4, O-7, -11) zastihli v podloží sedimentov paleogénu triasové horniny v hĺbke medzi 350 – 700 m. Vo vrte FGO-1 to boli aj *hlavné dolomity* (Remšík et al., 1980). Vo vrtoch O-12, Š-1 (Štúrovo) a M-3 (Mužla) boli zachytené aj sedimenty spodnojurského veku (Biela, 1978).

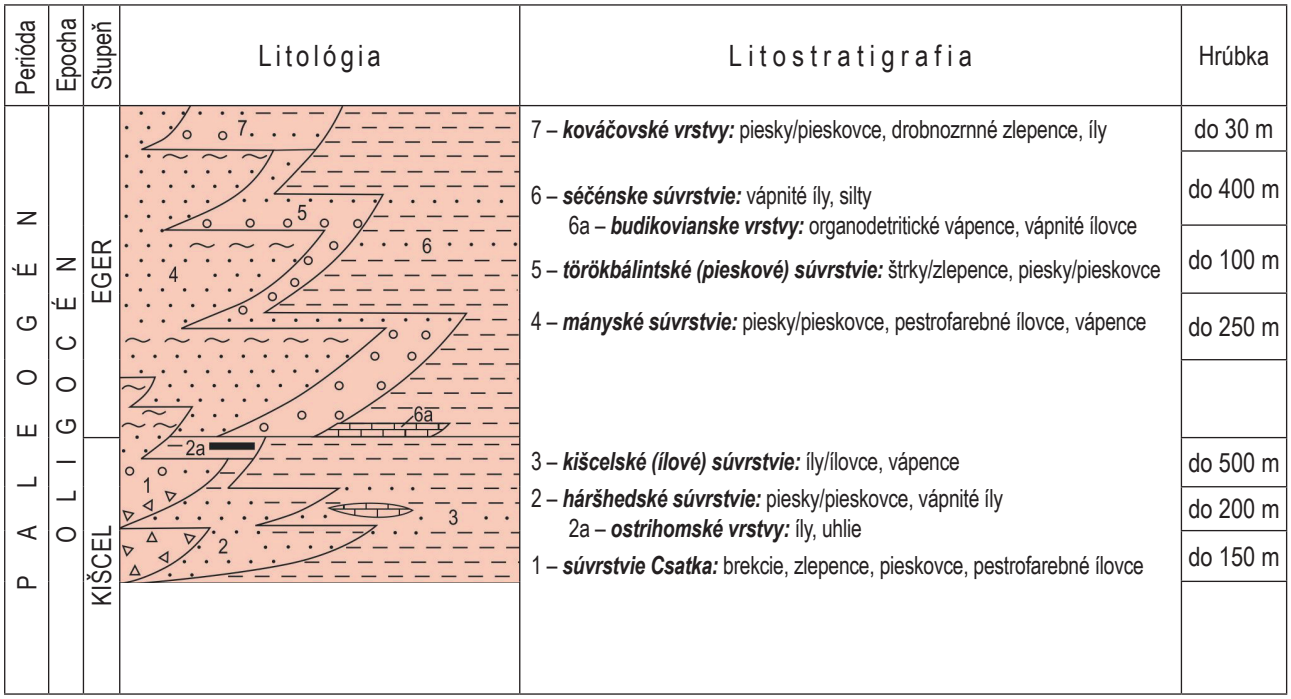
Je nutné poznamenať, že Kováčik (2018) považuje predmezozoické sedimenty v oblasti komárňanskej kryhy za sekvencie austroalpínskej *grauwackenzone*, resp. ?gemerika. Interpretácia, že slabo metamorfované paleozoické sekvencie komárňanskej kryhy predstavujú *grauwackenzone*, resp. gemerikum, sú už dlhší čas prekonané (napr. Hók et al., 2021).

3.2. KENOZOIKUM

Na študovanom území sa zo sedimentov kenozoického veku nachádzajú na povrchu usadeniny paleo-génneho (oligocénneho) veku, sedimenty stredno- až vrchnomiocénneho veku a najväčšiu plochu pokrývajú usadeniny kvartérneho veku.

3.2.1. PALEOGÉN

Oligocén



Obr. 3.2.1.1. Litostratigrafická tabuľka budínskeho vývoja paleogénnych sedimentov (Zlinská, 2017; upravené).

Paleogénne sedimenty nachádzajúce sa v južnej časti regiónu Podunajská nížina-jv. časť patria do budín-skeho vývoja. Najstaršie sedimenty paleogénneho veku boli na základe foraminifer stratigraficky začlenené do kišcelu (Zlinská, 2017). Boli identifikované usadeniny *súvrstvia Csatka*, *kišcelského súvrstvia* a *hárshedského* súvrstvia s ostrihomskými vrstvami (Zlinská, 2017). V ich nadloží sa nachádzajú sedimenty egerského veku. Najmladšia litostratigrafická jednotka egerského veku na študovanom území je *séčénske (šlírové) súvrstvie*, ktoré stratigraficky prechádza až do spodného miocénu (Gyalog, 1996). Jeho laterálny ekvivalent reprezentu-júci morské litorálne, sublitorálne, ako aj lagunárne brakické usadeniny je *törökbálintské (pieskové) súvrstvie*, ktorého terminálnu časť tvoria *kováčovské vrstvy.* Uvedené súvrstvie prechádza do *mánynského súvrstvia* tvo-reného ílovitými vápnitými prachovcami a pieskovcami. V nich sa lokálne nachádzajú vrstvy s konglomerátmi,

pestro sfarbenými ílovcami a slojčekmi lignitu. *Mányské súvrstvie* reprezentuje sedimenty lagún. Tieto usadeniny prechádzajú sčasti laterálne do terminálnej časti *súvrstvia Csatka*, ktoré tvoria brekcie, zlepence, pieskovce, pestro sfarbené ílovce a lokálne aj slojčeky lignitu. Uvedené sedimenty reprezentujú fluviálne usadeniny (Zlinská, 2017). Sedimenty paleogénneho veku nachádzajúce sa v jz. časti Podunajskej nížiny boli korelované s litostratigrafickými jednotkami v oblasti Ostrihomu (Zlinská 2017; Gyalog, 1996).

Kišcel

Súvrstvie Csatka: brekcie, zlepence, pieskovce, pestro sfarbené ílovce
(len v litostratigrafickej tabuľke)

Sedimenty *súvrstvia Csatka* sú tvorené vápnitými brekciami ružovkastej farby, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do tmavosivých pieskovcov, polymiktných zlepencov a brekcií zložených z ostrohranných úlomkov dolomitov (Seneš, 1960). Boli identifikované vo vrte Obid 4 (O-4) v hĺbkovom intervale 682 – 805,7 m (Zlinská, 2017). Reprezentujú časť cyklického aluviálneho sledu usadenín tvorených brekciami, zlepencami, pieskovcami a pestro sfarbenými vápnitými ílovcami.

Súvrstvie Csatka bolo vyčlenené v Maďarskom stredohorí v predpolí pohorí Bakony, Vertés a Gerecse (Gyalog, 1996).

Hárshedské súvrstvie: piesky/pieskovce, vápnité íly
(len v litostratigrafickej tabuľke)

Sedimenty *hárshedského súvrstvia* sa zistili vo vrte Mužla-3 (M-3) v hĺbkovom intervale 384,1 – 559,4 m (Zlinská, 2017). Na báze uvedeného súvrstvia sú zelenkavé vápnité pieskovce, smerom do nadložia prechádzajúce do svetlosivých, sivých až sivozelených vápnitých ílovcov striedajúcich sa s vrstvami sivých a hrdzavohnedých pieskov, ojedinele pieskovcov (Seneš, 1960). V sedimentoch *hárshedského súvrstvia* sa zistila fauna gastropódov a bivalvií. Poukazuje na striedanie brakických a brakicko-morských sublitorálnych, ako aj fytálnych a afytálnych prostredí. Fauna mäkkýšov poukázala na niekoľko typov paleocenóz, viac alebo menej euryhalinných, a v najmladších sedimentoch súvrstvia aj stenohalinných druhov (Ondrejíčková a Seneš, 1965).

Boli identifikované nasledujúce spoločenstvá:

- *stenothyrové spoločenstvo* vyznačujúce sa prítomnosťou euryhalinných druhov *Stenothyra pupa* (Nyst.), *S. lubricella* (Sandb.), *S. dunkeri* (Bosqu.) a *Polymesoda convexa* (Brongn.). Uvedené spoločenstvo poukazuje na fytálne sublitorálne prostredie s nízkou salinitou. Zistilo sa vo vrte M-3 v hĺbke 513,0 m;
- *melanopsidové spoločenstvo*, pozostávajúce väčšinou len z rôznych druhov (poddruhov) rodu *Melanopsis*. Ojedinele boli v spoločenstve zastúpené druhy *Congeria* cf. *basteroti* (Desh.) a *Clithon* sp. Spoločenstvo poukazuje najpravdepodobnejšie na afytálne sublitorálne prostredie. Bolo identifikované vo vrte M-3 v hĺbke 499,3 m, 511,5 m a 513,5 m;
- *congeriovo-sanguinolariové spoločenstvo*, v ktorom dominantné zastúpenie majú druhy *Congeria* cf. *basteroti* (Desh.) a *Sanguinolaria* cf*. brabantina* (Vinc.). Ide o prevažne afytálne, v menšej miere sublitorálne prostredie, mierne zarastené rastlinstvom. Zistilo sa vo vrte M-3 v hĺbke 508,0 m;
- *cyrénové spoločenstvo* vyznačujúce sa výskytom lastúrnika druhu *Polymesoda convexa convexa* (Brongn.). V spoločenstve boli ojedinele zastúpené gastropódy *Clithon alloeodus* (Sandb.) a *Melanopsis* sp. Charakter spoločenstva poukazuje na afytálne sublitorálne prostredie. Bolo identifikované vo vrte M-3 v hĺbke 493,0 m, 497,0 m a 500,5 m;
- *cerítiové spoločenstvo* pozostávajúce výlučne z gastropódov *Pirenella plicata papillata* (Sandb.) a *Tympanotonus margaritaceum* (Brocc.);
- *spoločenstvo s Potamides lamarcki*. Vyskytuje sa vo vrte M-3 v hĺbke 488 m. Pozostáva z druhov *Potamides lamarcki*, *Cerithiopsis bilineatum* (Koen.) a *Clithon alloeodus* (Sandb.). Ojedinele sú v spoločenstve zastúpené druhy *Tympanotonus margaritaceum* (Brocc.) et *forma calcarata* (Grat.), *Nassa pygmaea* (Schloth), *Turritella planispira* (Nyst) a *T. serrata* (Semp.). Spoločenstvo obývalo prostredie fytálneho sublitorálu;
- *spoločenstvo bylinožravých gastropódov*. Zistilo sa vo vrte M-3 v hĺbke 486 m. V spoločenstve prevládajú cerítie a zástupcovia rodu *Clithon*. Zastúpené boli druhy *Cerithium tenuicosta* (Koen.), *C. nassoi-*

des (Koen.), *C. rarinodum* Koen., *C. obliteratum* Koen., *Clithon allooeodus* (Sandb.) a *C. fulminiferus* (Sandb.);

- *stenohalinná sublitorálna asociácia*. Zistila sa len v jednom obzore vo vrte M-3 v hĺbke 485 m v piesčitých ílovcoch. V tejto asociácii boli identifikované gastropódy *Fusus* cf. *hecticus* (Koen.), *Clavatula* cf. *regularis* (Kon.), *Cerithiopsis* cf. *bimoniliferum* (Sandb.), *Clithon alloeodus* (Sandb.), *Turritella* sp. a bivalvie *Plicatula dispar* (Sandb.), *Astarte henckeluisiana* (Nyst.), *Cardium* cf. *reniforme* (Koen.) a *Pitaria polytropa* Anders (Ondrejíčková a Seneš, l. c.).

Sedimenty *hárshedského súvrstvia* reprezentované sivozeleným jemnozrnným vápnitým pieskovcom sa zistili aj vo vrte O-2 (651,8 – 695,9 m). V jeho terminálnej časti (651,8 – 663, 8 m) sa nachádzajú *ostrihomské vrstvy* s uhlím. Tvoria ich vrstvy sivých a tmavosivých ílov, v ktorých sa vyskytujú vrstvy uhlia. Ich hrúbka je až 3,1 m (Seneš, 1960).

Kišcelské (ílové) súvrstvie: íly/ílovce, pieskovce, vápence
(len v litostratigrafickej tabuľke)

Kišcelské (ílové) súvrstvie bolo identifikované vo vrte Obid 4 v hĺbkovom intervale 635,0 – 682,0 m (Zlinská, 2017). Reprezentujú ho tmavozelenkavé, tmavosivé a svetlosivé ílovce, v ktorých sa miestami vyskytujú schránky numulitov (Seneš, 1960).

Sedimenty uvedeného súvrstvia sa zistili vo vrte Modrany 1 (1 787 – 2 195 m) a Nová Vieska-1 (2 746 – 3 171 m). Zastupujú ich svetlosivé hrubozrnné a jemnozrnné vápnité pieskovce so zuhoľnatenými zvyškami rastlín a zelenosivé vápnité íly s piesčitou prímesou, v ktorých sa vyskytujú tenké vrstvičky (do 10 cm) svetlosivých glaukonitických vápnitých pieskovcov. Miestami sú íly fialkasto škvrnité (Gaža, 1969). Na základe prítomnosti malých planktonických foraminifer (*Subbotina linaperta*, *S. tapuriensis*) a vápnitého nanoplanktónu reprezentovaného druhmi *Reticulofenestra bisecta*, *Coccolithus pelagicus*, *Lanternithus minutus*, *Zygrhablithus bijugatus* a *Isthmolithus recurvus*, ktoré poukazujú na zónu NP 21 – 22, boli tieto sedimenty začlenené do kišcelu (Zlinská, 2016; Kováč et al., 2018c).

K uvedenej fácii tohto súvrstvia patria pravdepodobne sedimenty vrtu Obid-2 nachádzajúce sa v hĺbkovom rozmedzí 491 – 617,8 m. Reprezentujú ich drobnozrnné až hrubozrnné zelené vápnité piesky a pieskovce striedajúce sa s tmavosivými piesčitými slieňmi a ojedinele piesčitými vápencami s hojnou faunou. Obdobné sedimenty sa zistili aj vo vrte Mužla 3 v hĺbkovom intervale 559,4 – 843,3 m. Tvoria ich sivé a tmavosivé slieňovce striedajúce sa s glaukonitickými vápnitými pieskovcami a organogénnymi slienitými vápencami.

Eger

Sedimenty egerského veku sa nachádzajú v južnej a okrajovo aj severnej časti regiónu. Ich výskyt v severnej časti predpokladáme na základe ich výskytu vo vrte HGŽ-3 Želiezovce (Fordinál et al., 2002), ktorý sa realizoval mimo študovaného regiónu v malej vzdialenosti od severnej hranice. Uvedené sedimenty sme na základe litologického vývoja a biostratigrafického zaradenia (J. Soták, ústna informácia) zaradili do *budikovianskych vrstiev*.

Budikovianske vrstvy: ílovitý organodetritický vápenec, vápnitý ílovec

Sedimenty *budikovianskych vrstiev* sa zistili vo vrte HGŽ-3 (854,2 – 895,0 m) v Želiezovciach (mimo študovaného územia, pri jeho severnej okraji). Nachádzali sa v nadloží mezozoických, slabo metamorfovaných karbonátov veporika (Fordinál et al., 2002). Reprezentujú ich hnedastosivé organodetritické ílovité vápence až vápnité ílovce. Hlavnými horninotvornými komponentmi organodetritických vápencov boli veľké foraminifery. Ich schránky boli nahromadené (majú podpornú štruktúru zŕn), prúdovo usmernené a tvoria akumuláciu typu „foraminiferal bank“. Mikrofaciálne majú charakter biomikrosparitických vápencov typu *grainstone* až *rudstone*. Hlavné biokomponenty zastupujú schránky veľkých foraminifer, zoárie machoviek, úlomky koralinných rias, sesílne machovky, články krinoidov, ihlice ježoviek, ulity mikrogastropódov a ďalšie skeletové organizmy. Týmto zložením zodpovedajú faciálnemu typu „foramol“ (bentické foraminifery + rodophyta + bryozoá). Schránky veľkých foraminifer dosahujú veľkosť až 7 mm, sú silne sploštené a segmentované. Okrem veľkých foraminifer sú časté aj malé bentické, hlavne rotáliové foraminifery. Infaunu zastupujú aj biseriálne aglutinované foraminifery. Koralinné riasy tvoria nárasty (inkrustácie) alebo polyfytické stielky prerastané sesílnymi foraminiferami. Patria k rodom *Mesophyllum* a *Sporolithon*.

Veľké foraminifery tvoria monošpecifickú asociáciu druhu *Operculina (Planoperculina) complanata* (DEFRANCE). Asociáciu dopĺňajú malé formy numulitov (*N.* gr. *fichteli*), heterostegín (*H. assilinoides*), lepidocyklín a zriedkavo aj miogypsín (*Miogypsinoides* sp.). Podľa výskytu uvedených numulitov by vek vápencov mohol byť datovaný do zóny Nummulites fichteli, ktorá zodpovedá zóne SBZ 22 A/B na rozhraní rupelu a chatu (kišcelu/egeru). Oligocénny vek potvrdzujú aj sporadické prierezy planktonických foraminifer, ktoré podľa trochošpirálneho vinutia a hrubej spinóznej štruktúry stienok patria druhom *Turborotalia ampliapertura*, *T. increbescens*, *Dentoglobigerina venezuelana* a ďalších globigerín (J. Soták, ústna informácia).

Mányské súvrstvie: piesky/pieskovce, pestro sfarbené ílovce a vápence
(len v litostratigrafickej tabuľke)

Mányské súvrstvie sa zistilo vo vrte Obid-2 v hĺbkovom intervale 250 – 491 m (Zlinská, 2017). Tvoria ho prevažne piesky a drobno- až hrubozrnné pieskovce. V terminálnej časti súvrstvia sa nachádzajú prevažne pestro sfarbené íly (zelené, sivé a tmavohnedé) s tenkými vrstvami pieskovcov, ojedinele vápencov a uhoľných ílovcov. V tmavo sfarbených íloch a slieňoch sa vyskytujú zvyšky fosílnej fauny a flóry (Seneš, 1960). Sedimenty uvedeného súvrstvia boli identifikované aj vo vrte FGO-1 Obid (360 – 508 m). Reprezentujú ich vápnité pieskovce s vrstvami drobnozrnných zlepencov (Remšík et al., 1980).

Törökbálintské (pieskové) súvrstvie: štrky/zlepence, piesky/pieskovce
(len v litostratigrafickej tabuľke)

Törökbálintské (pieskové) súvrstvie bolo identifikované vo vrte Obid-2 v hĺbkovom intervale 166 – 250 m (Zlinská, 2017). Na báze súvrstvia sa nachádzajú štrky a zlepence. Obliaky v nich s veľkosťou do 2 cm sú zložené z vápencov, kremeňa a čiernych kremitých hornín. Uvedené sedimenty smerom do nadložia prechádzajú do slienitých pieskov s veľkým množstvom muskovitu a roztrúsenými rastlinnými zvyškami. Terminálnu časť súvrstvia tvorenú drobnozrnnými zlepencami, pieskovcami a ílmi reprezentujú *kováčovské vrstvy*.

125 pieskovce (litostratigraficky nezaradené)

V brehu rieky Dunaj sa zistili drobno- až strednozrnné sivobiele kremenné pieskovce bez fosílnych zvyškov. Vzhľadom na neprítomnosť fosílnych zvyškov nebolo možné uvedené sedimenty zaradiť k vyčleneným litostratigrafickým jednotkám.



Obr. 3.2.1.2. Kováčov, zárez vo svahu, siltovce a ílovce *kováčovských vrstiev* (foto K. Fordinál).

124 kováčovské vrstvy: piesky/pieskovce, íly a silty

Kováčovské vrstvy sú reprezentované pieskami, rozpadavými pieskovcami, drobnozrnnými zlepencami a vápnitými ílmi. Na povrch vystupujú v zárezе železničnej trate východne od obce Kováčov (obr. 3.2.1.2). Sedimenty *kováčovských vrstiev* sú odkryté na viacerých izolovaných miestach a zrekonštruovanie ich presného sledu je obťažné.

Na báze vrstvového sledu *kováčovských vrstiev* sa nachádzajú hnedé hrubozrnné rozpadavé pieskovce a drobnozrnné zlepence s výrazným krížovým zvrstvením. Nezistili sa v nich fosílne zvyšky organizmov. Uvedené sedimenty prechádzajú do svetlosivých hrubozrnných pieskov s lavicami a šošovkami jemno- a strednozrnných pieskovcov. Našlo sa v nich chudobné spoločenstvo lastúrnikov, v ktorom boli zastúpené taxóny: *Balanus* aff. *concavus*

Bronn., *Anomia ephippium rugulosostriata* Bronn., *Ostrea* sp. a *Cardium* sp. V nadloží uvedených sedimentov sú hnedé vápnité íly s tenkými vrstvami pieskov a ílovitých pieskov. Vápnité íly sú slabo vrstvovité, s bridličnatým rozpadom (Seneš, 1957a, 1958b).

Západne od uvedeného odkryvu sa nachádza odkryv, v ktorom sa na báze vyskytujú vápnité íly. Seneš (l. c.) ich stotožňuje s vápnitými ílmi z terminálnej časti predchádzajúceho profilu. Uvedené vápnité íly sú hnedej a zelenkavej farby. Zistilo sa v nich spoločenstvo drobných foraminifer s rekryštalizovanými schránkami. Boli identifikované druhy: *Bolivina budensis* (Hant.), *B. crenulata* Cushman, *Globigerina officinalis* Subb., *Globigerinoides primordius* Blow et Banner, *Paragloborotalia opima* (Bolli), *P. pseudocontinuosa* (Jenkins), *Subbotina* sp. a *Cibicidoides* sp. Uvedené spoločenstvo foraminifer poukazuje na egerský vek sedimentov (Zlinská, 2021) a vápnitý nanoplanktón na oligocénny vek (zóny NP-22 až spodná časť NP-25) (Žecová, 2021; Holcová, ústna informácia).

V nadloží ílov je vrstva sivých kremenných pieskov hrubá asi 2 m. Tieto piesky smerom do nadložia prechádzajú do hrubozrnných hnedozelených ílovitých pieskov s bohatou faunou mäkkýšov. V spoločenstve lastúrnikov prevláda druh *Glycimeris* ex. gr. *obovatus* (Lam.). Schránka tohto druhu bola datovaná na základe pomerov izotopov $^{87}Sr/^{86}Sr$ na 23,11 Ma (Fordinál et al., 2014). V nadloží týchto usadenín je vrstva tmavohnedých piesčitých vápnitých ílov s odtlačkami rastlín a chudobnou mikro- a makrofaunou, hrubá približne 1 m. Tieto sedimenty prechádzajú do jemnozrnných hnedých a sivých vápnitých kremenných pieskov s bohatou faunou mäkkýšov (ulitníkov, lastúrnikov). Terminálnu časť tohto vrstvového sledu *kováčovských vrstiev* tvoria hnedožlté a hnedozelené, slabo vrstvovité vápnité íly (Seneš, 1957a, 1958b).

V sedimentoch *kováčovských vrstiev* boli identifikované bohaté spoločenstvá mäkkýšov. V nich boli identifikované ulitníky *Rostellaria dentata* Grat. a *Athleta telegdyi* (Gáal) a lastúrniky *Lutraria latisima* (Desh.), *Psamobia proctracta* Mayer-Eymar, *Angulus nysti nysti* (Desh.), *Pholadomya andrusovi* Seneš, *Pedalion herberti* (Cossm.-Lamb.), *Parallelepipedum schafarziki* Hoernes atď. (Seneš, 1957a, 1958b) (fototab. I, II).

Na základe uvedených fosílnych zvyškov, hlavne vápnitého nanoplanktónu, a datovania na základe pomerov izotopov $^{87}Sr/^{86}Sr$ patria *kováčovské vrstvy* do oligocénu – egeru.

Séčénske *súvrstvie:* vápnité íly a silty (len v litostratigrafickej tabuľke, obr. 3.2.2.1)

Sedimenty *séčénskeho* súvrstvia sú reprezentované tmavosivými vápnitými ílmi s bridličnatým (šlírovým) rozpadom. Na ich vrstvových plochách sa často vyskytujú šupiny rýb a úlomky schránok mäkkýšov. Na študovanom území boli sedimenty tohto súvrstvia preniknuté vrtmi Obid-2 (20 – 160 m), Obid 4 (16,0 – 316,4 m) a Mužla 3 (13 – 390 m). Boli identifikované aj vo vrte K-V pri obci Salka v hĺbkovom intervale 1 031 – 1 064 m. Tvorí ich sivozelený vápnitý ílovec, v ktorom sa našli redeponované dierkavce a sporomorfy z eocénnych sedimentov (Vass a Gabčo, 1966) a vápnitý nanoplanktón z hornín mezozoického a paleogénneho (eocénneho) veku (Žecová, 2021). Fauna dierkavcov reprezentovaná druhmi *Lobatula lobatula* (Walker et Jacob), *Cibicidoides ungerianus* (Orb.) *Bolivina dilatata* Rss., *Globigerina officinalis* Subb. a *G.* cf. *wagneri* (Rögl) poukázala na egerský vek týchto sedimentov (Zlinská, 2021). Okrem uvedených vrtov boli sedimenty *séčénskeho súvrstvia* identifikované aj vo vrtoch SŠ-25 (12 – 100 m) (Nána) a SŠ-26 (6 – 150 m). Reprezentujú ich zelenosivé íly s úlomkami schránok mäkkýšov a tmavosivé íly so zuhoľnatenými zvyškami rastlín (Seneš, 1960). Našli sa v nich spoločenstvá dierkavcov, v ktorých boli identifikované nasledujúce taxóny: *Almaeana osnabrugensis* (Roemer), *Uvigerina hantkeni* Cushm. et Edw., *Guttulina problema* (Orb.), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Neoeponides schreibersi* (Orb.), *Lenticulina vortex* (F.-M.) a iné (Zlinská, 2021).

3.2.2. NEOGÉN

Miocén

Z neogénnych sedimentov sa na povrchu územia, ako aj vo výplni východného okraja Dunajskej panvy zistili stredno- až vrchnomiocénne (bádensko-panónskeho veku) usadeniny (obr. 3.2.2.1).

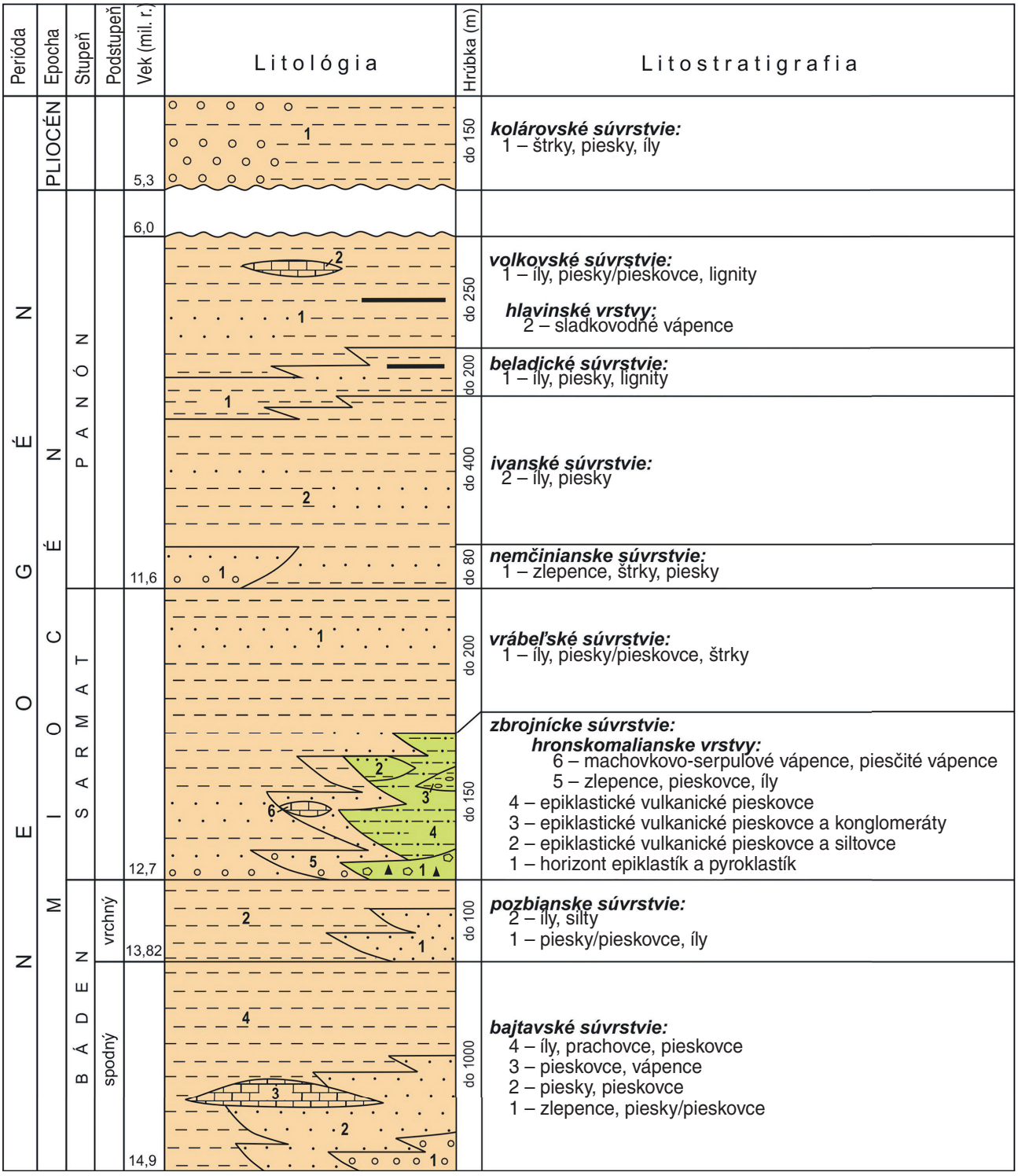
Stredný miocén

Báden

Regionálny chronostratigrafický stupeň centrálnej Paratetýdy – báden, schválený na 1. sympóziu subkomitétu pre Paratetýdu v roku 1968 v Bratislave, bol rozčlenený na tri podstupne – spodný (morav), stredný

(vielič) a vrchný (kosov). Odvtedy sa urobili viaceré spresnenia jeho časového trvania a rozčlenenia (Kováč et al., 2007; Hohenegger et al., 2014; Rybár et al., 2015). V tejto práci používame dvojdielne členenie bádenu v zmysle Kováča et al. (2007) a Rybára et al. (2015) a litostratigrafické členenie neogénnych sedimentov Dunajskej panvy v zmysle Vassa (2002) a Kováča et al. (2018c).

Na území regiónu Podunajská nížina-jv. časť sa nachádzajú sedimenty a horniny bádenského veku reprezentované vulkanoklastikami distálnej zóny štiavnického stratovulkánu, vulkanickými horninami a vulkanoklastikami pohoria Burda (formácia Burda) a sedimentmi *bajtavského* a *pozbianskeho* súvrstvia.



Obr. 3.2.2.1. Litostratigrafická tabuľka neogénnej výplne východnej časti Dunajskej panvy (zostavil K. Fordinál, 2022).

Distálna vulkanická zóna štiavnického stratovulkánu

123 tufitické pieskovce s polohami konglomerátov

Tufitické pieskovce andezitov s polohami drobných konglomerátov sa vyskytujú v periférnej zóne štiavnického stratovulkánu. V rámci súvrstvia sú prítomné časté vložky až súvislejšie polohy drobných konglomerátov a nevulkanický materiál. Strednozrnné až hrubozrnné tufitické pieskovce sú sčasti rozpadavé a lavicovito zvrstvené. Drobné konglomeráty s obliakmi andezitov s priemernou veľkosťou až do 4 cm tvoria šošovky až súvislejšie vrstvy s hrúbkou do 60 cm a občas aj viac. Nevulkanický materiál predstavuje 30 %. Tvoria ho kvarcity, kvarcitické bridlice a metamorfity.

122 tufitické pieskovce s polohami siltovcov

Tufitické pieskovce a siltovce andezitov sa vyskytujú v periférnej zóne štiavnického stratovulkánu. Súvrstvie tvoria jemnozrnné až strednozrnné zvrstvené tufitické pieskovce, často sa striedajúce so šošovkami piesčitých siltovcov svetloružovej až okrovej farby. Zvrstvenie je paralelne subhorizontálne a lokálne šikmé. Hrúbka súvrstvia je niekoľko desiatok metrov, v smere na západ rapídne narastá. V smere na západ pozorujeme narastanie hrúbky konglomerátových vrstiev a súčasne aj vyšší obsah nevulkanického materiálu v klastickej zložke.

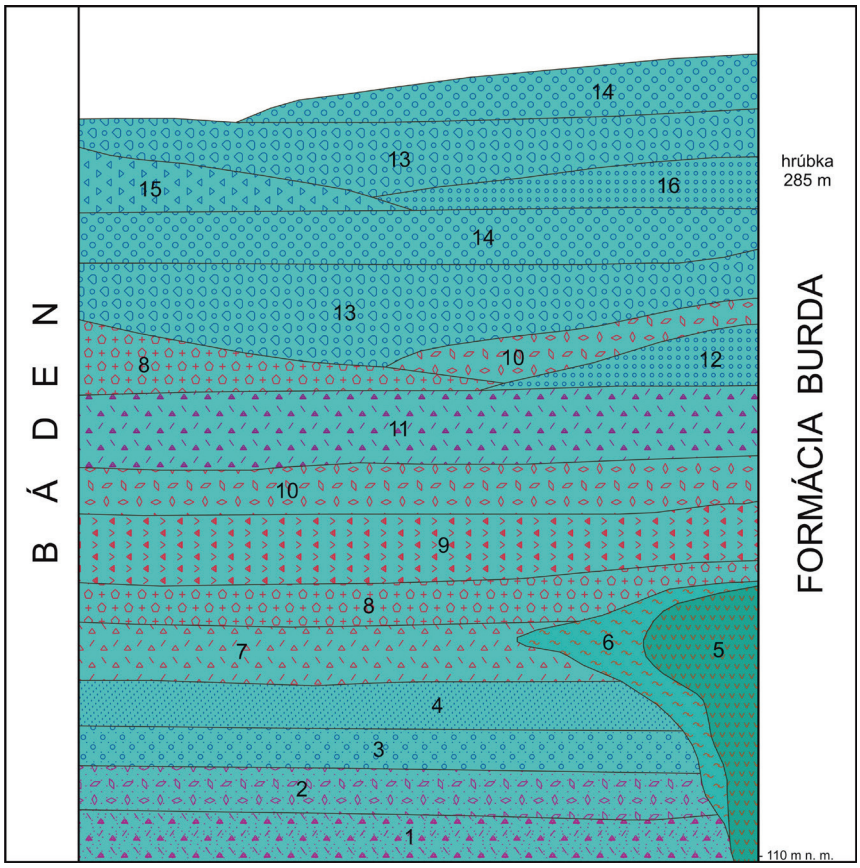
121 tufitické pieskovce

Tufitické pieskovce intermediárnych andezitov sa vyskytujú v juhozápadnej časti periférnej zóny štiavnického stratovulkánu. Sú sivé, zelenosivé až hrdzavohnedé alebo aj hnedozelené. Sú strednozrnné, s hrúbkou zrna až do 0,5 mm. Obsahujú vrstvy hrubozrnnejších pieskovcov s hrúbkou zrna až do 2 mm. Pieskovce sú dobre vytriedené. Väčšina zŕn má dokonale ováľaný tvar. Sú málo súdržné až nesúdržné. Tmel je kontaktný, prípadne chýba, často je limonitizovaný. Nevulkanický materiál sa dá vidieť makroskopicky a predstavuje asi 30 %. Pieskovce sú zvrstvené a často je možné pozorovať krížové alebo lavicovité zvrstvenie.

Formácia Burda

Vulkanity v pohorí Burda reprezentuje formácia Burda (Bezák et al., 2009, obr. 3.2.2.2). Produkty tejto formácie vystupujú v rámci hrasťového bloku pohoria Burda. Hrasťový blok je uklonený na severozápad. Zlomovú zónu pri južnom okraji hrasti smeru V – Z sleduje tok Dunaja. Formácia Burda je bádenského veku. Horniny uvedenej formácie v smere na Z a SZ prechádzajú do *bajtavského súvrstvia*. Súvrstvie obsahuje bohatú morskú faunu foraminifer lagenidovej zóny a zóny NN-5 vápnitého nanoplanktónu zodpovedajúcu spodnému bádenu (Nagy et al., 1998). Rádiometrickým datovaním metódou stôp po delení uránu bol stanovený vek andezitového fragmentu pri Kamenici nad Hronom na 15,7 ± 1,4 mil. r. (Repčok, 1978) a metódou K/Ar datovania andezitového telesa na 15,2 ± 1,2 mil. r. (Vass et al., 1979). Na báze formácie sa vyvinula sukcesia epiklastík a pyroklastík amfibolicko-pyroxénických andezitov. V strednej časti formácie sa vyvinuli vulkanické produkty späté s aktivitou submarinného vulkanizmu bádenského veku. Typické sú podmorské andezitové extruzívne dómy amfibolicko-pyroxénických andezitov. Submarinné extruzívne dómy andezitov majú eliptický až izometrický prierez s dĺžkou do 220 m. Tvorí ich masívny andezit s nepravidelnou blokovitou odlučnosťou s prechodom do zbrekciovateného andezitu až do brekcie s chaotickou orientáciou úlomkov. Vplyvom postupnej deštrukcie týchto vulkanických dómov sa tvoril úlomkovitý materiál. Ukladal sa aj mimo svojho vulkanického centra ďalej do priestoru v podobe masových brekciovitých prúdov, úlomkových prúdov a uložením hrubých až blokových brekcií. Vo vrchnej časti formácie Burda sa vytvorili fácie pyroklastík a epiklastík pyroxénicko-amfibolických andezitov. Uloženiny pyroklastických prúdov a redeponovaných pyroklastík sú charakteristické prítomnosťou reliktov petrifikovaných kmeňov stromov. Poukazujú na transport zo svahov pokrytých lesom z vyšších úrovní vulkanickej stavby Börzsöny v Maďarskej republike. Táto časť vulkanitov Burdy reprezentuje prechodnú vulkanicku zónu stratovulkánu Börzsöny. Formáciu Burda reprezentuje sukcesia fácií epiklastík, pyroklastík a produktov submarinných extruzívnych dómov. Formáciu budujú tieto fácie: horizont epiklastík a pyroklastík, epiklastické vulkanické pieskovce s pemzami, epiklastické vulkanické pieskovce a konglomeráty, epiklastické vulkanické pieskovce, drobné epiklastické vulkanické konglomeráty, hrubé epiklastické vulkanické konglomeráty, epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty, epiklastické vulkanické brekcie, drobné redeponované pyroklastiká, hrubé redeponované pyroklastiká, blokovo-popolové pyroklastic-

ké prúdy, subakvatické brekciovité prúdy, chaotické brekcie redeponovaných pyroklastík, extruzívne brekcie vulkanických dómov amfibolických andezitov s biotitom a ortopyroxénom a extruzívne dómy amfibolických andezitov s biotitom a ortopyroxénom (obr. 3.2.2.2).



Obr. 3.2.2.2. Litostratigrafická tabuľka formácie Burda (zostavil L. Šimon, 2022): 1 – horizont epiklastík a pyroklastík; 2 – epiklastické vulkanické pieskovce s pemzami; 3 – epiklastické vulkanické pieskovce a konglomeráty; 4 – epiklastické vulkanické pieskovce; 5 – extruzívne dómy amfibolicko-pyroxénických andezitov; 6 – extruzívne brekcie dómov amfibolicko-pyroxénických andezitov; 7 – subakvatické brekciovité prúdy; 8 – blokovo-popolové pyroklastické prúdy; 9 – chaotické brekcie redeponovaných pyroklastík; 10 – popolovo-pemzové prúdy; 11 – redeponované pyroklastiká, hrubé; 12 – redeponované pyroklastiká, drobné, 13 – epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty; 14 – epiklastické vulkanické konglomeráty, hrubé, 15 – epiklastické vulkanické brekcie; 16 – epiklastické vulkanické konglomeráty, drobné.

120 horizont epiklastík a pyroklastík

Horizont epiklastík a pyroklastík (obr. 3.2.2.3) reprezentuje sukcesia vulkanoklastických hornín vulkanosedimentárneho pôvodu s ojedinelými vrstvami autochtónnych pyroklastických hornín. Tento materiál sa akumuloval v intervulkanickom období a sčasti aj v syneruptívnom období, keď sa vytvorili pyroklastické prúdy a pemzové tufy. V intervulkanickom období sa formoval epiklastický materiál, ktorý reprezentujú vrstvy epiklastických vulkanických brekcií, konglomerátov a pieskovcov. Uvedené sedimenty sa tvorili v občasných tokoch, rýchlych splachoch (hyperkoncentrované prúdy), laharoch a bahenných prúdoch, úlomkovitých prú-



Obr. 3.2.2.3. Lokalita Nad hrdličkou, Burda, striedanie submarinných pemzových a popolových prúdov (foto L. Šimon).

doch a úlomkovitých lavínach. Tieto litofácie epiklastík sa vyskytujú v prechodnej až okrajovej vulkanickej zóne. Z petrografického hľadiska materiál vulkanoklastík tvoria hlavne amfibolické andezity s biotitom a ortopyroxénom, ale prítomné sú aj pyroxénické andezity a ojedinele sme pozorovali aj horniny nevulkanického materiálu a relikty petrifikovaného dreva z pôvodnej bádenskej lesnej vegetácie. Epiklastické vulkanické pieskovce sú charakteristické prítomnosťou autochtónnej svetlej pórovitej pemzy angulárneho až sférického tvaru. Vystupujú najmä v spodných a okrajových častiach formácie Burda pri Kamenici nad Hronom. V ich blízkom okolí sú uložené epiklastické vulkanické konglomeráty. Epiklastické vulkanické pieskovce sú prevažne hrubozrnné, celkom dobre vytriedené a občas nesú znaky zvrstvenia. Prítomné sú aj drobné obliaky andezitov alebo šošovkovité polohy jemných epiklastických vulkanických konglomerátov s ojedinelými blokmi andezitov. Vo vrstvách možno pozorovať svetlú pórovitú pemzu, ktorá vzájomne prerastá do jednotlivých vrstiev. Materiál epiklastických vulkanických pieskovcov reprezentujú andezity tmavosivej, sivej a červenohnedej farby. Z petrografického hľadiska sú to amfibolické andezity s biotitom a ortopyroxénom. Pórovitá pemza prevažne svetlosivej farby má kyslé dacitové zloženie. Epiklastické vulkanické pieskovce s konglomerátmi vystupujú spolu s pieskovcami najmä v okrajových častiach formácie Burda pri Kamenici nad Hronom.

119 epiklastické vulkanické pieskovce s pemzami

Epiklastické vulkanické pieskovce amfibolických andezitov s biotitom a ortopyroxénom sú charakteristické prítomnosťou autochtónnej svetlej pórovitej pemzy angulárneho tvaru. Vystupujú najmä v spodných a okrajových častiach formácie Burda pri Kamenici nad Hronom. V ich blízkom okolí sú uložené epiklastické vulkanické konglomeráty. Epiklastické vulkanické pieskovce sú prevažne hrubozrnné, celkom dobre vytriedené a občas nesú znaky zvrstvenia. Prítomné sú aj drobné obliaky andezitov alebo šošovkovité polohy jemných epiklastických vulkanických konglomerátov s ojedinelými blokmi andezitov. Vo vrstvách možno pozorovať svetlú pórovitú pemzu, ktorá vzájomne prerastá do jednotlivých vrstiev. Materiál epiklastických vulkanických pieskovcov reprezentujú andezity tmavosivej, sivej a červenohnedej farby. Z petrografického hľadiska sú to amfibolické andezity s biotitom a ortopyroxénom. Pórovitá pemza prevažne svetlosivej farby má kyslé dacitové zloženie.

118 epiklastické vulkanické pieskovce a konglomeráty

Epiklastické vulkanické konglomeráty sú zložené z drobných fragmentov andezitov tmavohnedej, tmavosivej alebo svetlosivej farby oválneho alebo dokonale oválneho tvaru. Epiklastické vulkanické pieskovce sú hrubozrnné, s úlomkami svetlých andezitov, ktoré sa navzájom striedajú v nepravidelných a občas aj šošovkovitých polohách. Sú celkom dobre vytriedené. Z petrografického hľadiska materiál konglomerátov a pieskovcov reprezentujú amfibolické andezity s biotitom a ortopyroxénom. Epiklastické vulkanické pieskovce vystupujú najmä v spodných a okrajových častiach formácie Burda v okolí obcí Kamenica nad Hronom, Bajtava a Leľa. Sú prevažne hrubozrnné, mierne až dobre vytriedené a občas celkom dobre zvrstvené. Veľmi zriedkavo sú prítomné obliaky a fragmenty andezitov, ktoré môžu v epiklastických vulkanických pieskovcoch vytvárať jednoduché šošovkovité vrstvičky drobných epiklastických vulkanických konglomerátov. Materiál epiklastických vulkanických pieskovcov reprezentujú tmavosivé, svetlosivé a tmavohnedé andezity, ktoré z petrografického hľadiska predstavujú amfibolické andezity s biotitom a ortopyroxénom. Drobné epiklastické vulkanické konglomeráty amfibolických andezitov s biotitom a ortopyroxénom vystupujú najmä vo vrchnej a okrajovej časti komplexu vulkanoklastík formácie Burda v okolí obce Chľaba vo Veľkej doline. Epiklastické vulkanické konglomeráty andezitov vytvárajú polohy s hrúbkou do 25 m. Obsahujú fragmenty andezitov s veľkosťou do 35 cm, ale ojedinele sú prítomné balvany s veľkosťou aj do 50 cm. Obliaky andezitov majú suboválny až dokonale oválny tvar. Sú tmavosivej, svetlosivej, sivej a tmavohnedej farby. Vrstvy epiklastických vulkanických konglomerátov sú slabo alebo stredne dobre vytriedené. Možno v nich pozorovať nevýrazné a mierne zvrstvenie. V niektorých polohách vidno nevytriedenie obliakov andezitov. Pozorujeme to v lavicovitých vrstvách veľkej hrúbky, ktoré reprezentujú uloženiny úlomkových prúdov. Matrix epiklastických vulkanických konglomerátov je stredno- alebo hrubopiesčitý, svetlosivej alebo zelenosivej farby. Z petrografického hľadiska materiál epiklastických vulkanických konglomerátov reprezentuje amfibolicko-pyroxénické andezity, ale občas sú prítomné aj amfibolicko-pyroxénické andezity s granátom. Hrubé až blokové epiklastické vulkanické konglomeráty amfibolicko-pyroxénických andezitov vystupujú najmä vo vrchnej časti formácie Burda v okolí obcí Kamenica nad Hronom, Bajtava, Leľa a Chľaba. Tvoria vrstvy s hrúbkou do 20 m. Vytvárajú sukcesie s vrstvami drobných

epiklastických vulkanických konglomerátov a epiklastických vulkanických pieskovcov. Veľkosť fragmentov andezitov je v priemere do 55 cm. Zriedkavo sa objavujú polohy konglomerátov s obsahom balvanov andezitov s veľkosťou až do 95 cm. Matrix konglomerátov je stredno- až hrubopiesčitý. V matrixe sú uložené obliaky andezitov s celistvou, ale občas aj pórovitou textúrou tmavosivej, sivej, tmavohnedej alebo červenkastej farby. Z petrografického hľadiska horniny reprezentujú amfibolické andezity s biotitom a ortopyroxénom.

117 epiklastické vulkanické pieskovce

Epiklastické vulkanické pieskovce vystupujú najmä v spodných a okrajových častiach formácie Burda v okolí obcí Kamenica nad Hronom, Bajtava a Leľa. Sú prevažne hrubozrnné, mierne až dobre vytriedené a občas dobre zvrstvené. Veľmi zriedkavo sú prítomné obliaky a fragmenty andezitov, ktoré môžu v epiklastických vulkanických pieskovcoch vytvárať jednoduché šošovkovité vrstvičky drobných epiklastických vulkanických konglomerátov. Materiál epiklastických vulkanických pieskovcov reprezentujú tmavosivé, svetlosivé a tmavohnedé andezity, ktoré z petrografického hľadiska predstavujú amfibolické andezity s biotitom a ortopyroxénom.

116 epiklastické vulkanické konglomeráty, drobné

Drobné epiklastické vulkanické konglomeráty amfibolických andezitov s biotitom vystupujú najmä vo vrchnej a okrajovej časti komplexu vulkanoklastík formácie Burda v okolí obce Chľaba vo Veľkej doline. Vytvárajú polohy do hrúbky 25 m. Obsahujú fragmenty andezitov s veľkosťou do 35 cm, ale ojedinele sú prítomné balvany s veľkosťou aj do 50 cm. Majú suboválny až dokonale oválny tvar. Sú tmavosivej, svetlosivej, sivej a tmavohnedej farby. Vrstvy epiklastických vulkanických konglomerátov sú slabo alebo stredne vytriedené. Pozorujeme nevýrazné a mierne zvrstvenie. V niektorých polohách vidno nevytriedenie obliakov andezitov. Pozorujeme to v lavicovitých vrstvách veľkej hrúbky, ktoré reprezentujú uloženiny úlomkových prúdov. Matrix epiklastických vulkanických konglomerátov je stredno- alebo hrubopiesčitý, svetlosivej alebo zelenosivej farby. Z petrografického hľadiska materiál epiklastických vulkanických konglomerátov reprezentuje amfibolické andezity s biotitom, ale občas sú prítomné aj amfibolicko-pyroxénické andezity s granátom.

115 epiklastické vulkanické konglomeráty, hrubé

Epiklastické vulkanické konglomeráty obsahujú fragmenty andezitov s veľkosťou do 35 cm, ale ojedinele sú prítomné balvany s veľkosťou aj do 50 cm. Obliaky andezitov majú suboválny až dokonale oválny tvar. Sú tmavosivej, svetlosivej, sivej a tmavohnedej farby. Vrstvy epiklastických vulkanických konglomerátov sú slabo alebo stredne vytriedené. Možno tu pozorovať nevýrazné a mierne zvrstvenie. V niektorých polohách vidno nevytriedenie obliakov andezitov. Pozorujeme to v lavicovitých vrstvách veľkej hrúbky, ktoré reprezentujú uloženiny úlomkových prúdov. Matrix epiklastických vulkanických konglomerátov je stredno- alebo hrubopiesčitý, svetlosivej alebo zelenosivej farby. Z petrografického hľadiska materiál epiklastických vulkanických konglomerátov reprezentuje amfibolicko-pyroxénické andezity, ale občas sú prítomné aj amfibolicko-pyroxénické andezity s granátom. Hrubé až blokové epiklastické vulkanické konglomeráty amfibolicko-pyroxénických andezitov vystupujú najmä vo vrchnej časti formácie Burda v okolí obcí Kamenica nad Hronom, Bajtava, Leľa a Chľaba. Tvoria vrstvy s hrúbkou do 20 m. Vytvárajú sukcesie s vrstvami drobných epiklastických vulkanických konglomerátov a epiklastických vulkanických pieskovcov. Veľkosť fragmentov andezitov je v priemere do 55 cm. Zriedkavo sa objavujú polohy konglomerátov s obsahom balvanov andezitov s veľkosťou až do 95 cm. Matrix konglomerátov je stredno- až hrubopiesčitý. V matrixe sú uložené obliaky andezitov s celistvou, ale občas aj pórovitou textúrou tmavosivej, sivej, tmavohnedej alebo červenkastej farby. Z petrografického hľadiska horniny reprezentujú amfibolické andezity s biotitom.

114 epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty

Epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty amfibolicko-pyroxénických andezitov vystupujú v strednej a vrchnej časti formácie Burda v okolí obcí Leľa, Bajtava a Chľaba. Sú sformované do vrstiev s hrúbkou do 15 m. Vo vrstvách sú prítomné fragmenty a balvany andezitov v priemere od 1 do 25 cm. Ojedinele sú v nich aj polohy hrubších alebo drobnejších epiklastických vulkanických brekcií a epiklastických vulkanických konglomerátov. Brekcie až konglomeráty sú slabo vytriedené a čiastočne zvrstvené. Ich matrix je nevytrie-

dený, stredno- až hrubopiesčitý, s drobnými úlomkami andezitov. Fragmenty andezitov majú subangulárny alebo až oválny tvar. Andezity majú celistvú a pórovitú textúru a tmavosivú, sivú, svetlosivú, hnedú alebo červenohnedú farbu. Z petrografického hľadiska reprezentujú amfibolický andezit s biotitom a ortopyroxénom (hyperstenom). Má porfýrickú štruktúru s vysokým podielom výrastlíc oproti základnej hmote (až do 50 %). Horninotvornými minerálmi sú plagioklas, amfibol, biotit a ortopyroxén. Plagioklas tvorí lišty a tabuľky, výrastlice aj glomeroporfýrické agregáty. Plagioklasy sú nevýrazne zonálne a obsahujú málo uzavrenín. Amfibol tvorí pleochroické výrastlice a agregáty. Amfiboly sú idiomorfné až hypidiomorfné, niektoré sú zonálne. Sú zachované s opacitovým lemom až úplne opacitizované. Biotit tvorí tabuľkové výrastlice. Ortopyroxén je zriedkavý. Epiklastické vulkanické brekcie amfibolických andezitov s biotitom vystupujú v strednej časti formácie Burda v okolí lokalít Kamenica nad Hronom a Leliansky les na Burde.

113 epiklastické vulkanické brekcie

Epiklastické vulkanické brekcie amfibolicko-pyroxénických andezitov vystupujú v strednej časti formácie Burda v okolí obce Kamenica nad Hronom. Vytvárajú vrstvy s hrúbkou do 20 m. Sú v nich prítomné fragmenty andezitov s veľkosťou maximálne do 75 cm. Andezity majú zväčša angulárny a subangulárny tvar, ale občas sa nájdu aj andezity suboválneho tvaru. Majú sivú, tmavosivú, hnedú alebo hnedočervenú farbu. Epiklastické vulkanické brekcie sú slabo vytriedené a slabo zvrstvené. Matrix v nich je nevytriedený, hrubopiesčitý, s drobnými úlomkami celistvých sivých andezitov. Z petrografického hľadiska predstavujú amfibolické andezity s biotitom.

112 redeponované pyroklastiká, drobné

Drobné redeponované pyroklastiká vystupujú v komplexe vulkanoklastík formácie Burda v okolí obcí Chľaba, Bajtava a Kamenica nad Hronom. Redeponované pyroklastiká vytvárajú polohy s hrúbkou do 15 m. Tvoria ich fragmenty andezitov s veľkosťou do 20 cm angulárneho a subangulárneho tvaru tmavosivej alebo hnedočervenkastej farby. Matrix je piesčito-tufitický, nevytriedený, s drobnými úlomkami andezitov. Z petrografického hľadiska fragmenty reprezentujú biotiticko-amfibolické andezity s ortopyroxénom (hyperstenom).

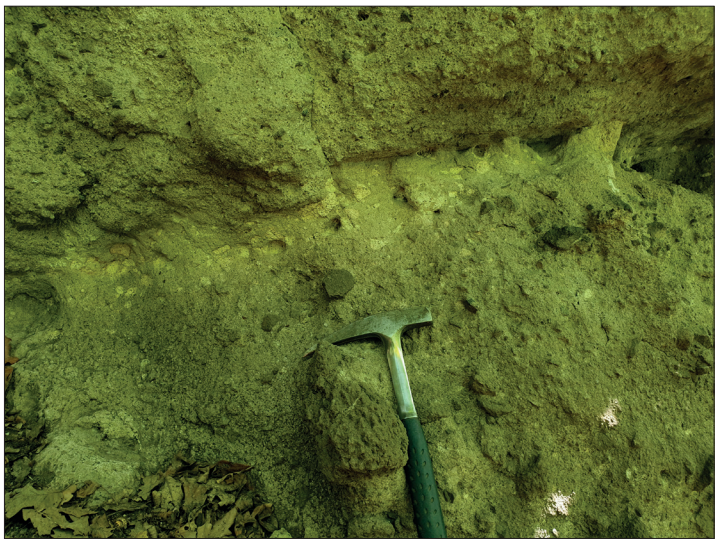
111 redeponované pyroklastiká, hrubé

Hrubé redeponované pyroklastiká vystupujú v komplexe vulkanoklastík formácie Burda v okolí lokalít Chľaba, Leľa a Kováčov. Vytvárajú polohy s hrúbkou do 20 m. Tvoria ich fragmenty andezitov s veľkosťou do 60 cm a ojedinele sú prítomné aj megabloky s veľkosťou do 200 cm.

Fragmenty andezitov majú angulárny a subangulárny tvar a tmavosivú alebo hnedočervenkastú farbu. Matrix je piesčito-tufitický a nevytriedený, s drobnými úlomkami andezitov. Z petrografického hľadiska reprezentujú biotiticko-amfibolické andezity s ortopyroxénom (hyperstenom). Andezit má porfýrickú štruktúru s hyalopilitickou a mikrokryštalickou základnou hmotou. Podiel výrastlíc predstavuje zhruba 20 %. Horninotvornými minerálmi sú plagioklas, amfibol, biotit a ortopyroxén (hypersten). Plagioklas tvorí výrastlice a glomeroporfýrické agregáty tabuľkového a lištového tvaru a ihličky v základnej hmote. Jeho zloženie sa pohybuje v rozmedzí An_{55} – An_{88}. Amfibol tvorí idiomorfné až hypidiomorfné pleochroické výrastlice a agregáty s nevýraznými opacitovými lemami. Niektoré z amfibolov sú zonálne. Zloženie amfibolu zodpovedá pargasitu. Biotit tvorí tabuľky a lišty, je pleochroický. Väčšie biotity uzatvárajú plagioklas. Ortopyroxén tvorí idiomorfné až hypidiomorfné výrastlice a ihličky v základnej hmote. Je pomerne zriedkavý. Má ferosilitové zloženie. V základnej hmote sa nachádzajú pomerne zriedkavé Fe-Ti minerály. Vo vzorke je prítomný zirkón.

110 blokovo-popolové pyroklastické prúdy

Blokovo-popolové pyroklastické prúdy (obr. 3.2.2.4) pyroxénicko-amfibolických andezitov vystupujú vo vrchnej časti formácie Burda v okolí lokalít Kováčov a Chľaba. Vytvárajú polohy s hrúbkou do 20 m. Majú charakter chaotických brekcií, ktoré sú tvorené angulárnymi a sférickými fragmentmi andezitov. Fragmenty sú veľké do 60 cm a vyskytujú sa v množstve do 60 %. Majú pórovitú textúru a niektoré majú charakter napenených svetlejších fragmentov, ktoré sa uložili v nevytriedenom, slabo spečenom úlomkovitom matrixe. Matrix je tufový, s obsahom svetlej pemzy. Z petrografického hľadiska fragmenty reprezentujú pyroxénicko-amfibolické andezity. Andezit má porfýrickú štruktúru s mikrokryštalickou základnou hmotou. Má vysoký podiel výrastlíc



Obr. 3.2.2.4. Lokalita Burdov, Burda, blokovo-popolové pyroklastické prúdy (foto L. Šimon).



Obr. 3.2.2.5. Lokalita Kováčov, Burda, subakvatické brekciové prúdy (foto L. Šimon).

(približne 50 %). Výrastlice tvorí plagioklas, amfibol a pyroxény. Plagioklas tvorí lištové a tabuľkové výrastlice, je súčasťou glomeroporfýrických agregátov a základnej hmoty. Plagioklasy sú zdvojčatené a oscilačne zonálne v leme a na okraji. Amfibol tvorí pleochroické výrastlice a agregáty s idiomorfným až hypidiomorfným habitom. Niektoré amfiboly sú zonálne. Ortopyroxén tvorí hypidiomorfné kryštály. Klinopyroxén je veľmi zriedkavý. Základnú hmotu tvorí plagioklas, sanidín, ortopyroxén, titanomagnetit a kremeň.

109 subakvatické brekciové prúdy

Subakvatické brekciové prúdy (obr. 3.2.2.5) vystupujú v strednej časti formácie Burda v okolí lokality Kováčov. Brekciové prúdy vytvárajú polohy s hrúbkou až 50 m. Tvoria ich hrubé chaotické brekcie, ktoré asociujú so zdrojovými vulkanickými dómami. Chaotické brekcie redeponovaných pyroklastík obsahujú fragmenty andezitov s veľkosťou od 1 cm až do 200 cm. Tvorí ich andezit tmavosivej farby s celistvou textúrou a angulárnym tvarom. Prítomné sú aj andezity hnedočervenkastej farby s pórovitou textúrou a angulárnym a sférickým tvarom. Fragmenty andezitov sú uložené v matrixe s obsahom do 70 %. Matrix je tufový, nevytriedený, s drobnými andezitmi. Občas možno pozorovať červenkavé sfarbenie matrixu s vyšším stupňom homogenizácie a kompakcie. Z petrografického hľadiska subakvatické brekciové prúdy sú zložené z porfýrických amfibolických andezitov s biotitom a ortopyroxénom. Chaotické brekcie redeponovaných pyroklastík vystupujú vo vrchnej časti formácie Burda v okolí lokality Kováčov.

108 chaotické brekcie redeponovaných pyroklastík

Chaotické brekcie redeponovaných pyroklastík majú hrúbku do 25 m. Sú chaotické, nevytriedené, mierne spevnené v dôsledku alterácie matrixu. Tvoria ich fragmenty andezitov tmavosivej, hnedej a červenkastej farby s celistvou alebo pórovitou textúrou. Fragmenty majú angulárny a subangulárny tvar. Sú veľké do 100 cm a ojedinele sa nájdu aj andezity s veľkosťou do 150 cm. Fragmenty sú uložené v matrixe s obsahom do 50 %. Matrix je tufovo-piesčitý, s drobnými úlomkami sivých andezitov a svetlej pemzy. Občas je možné pozorovať diery po petrifikovaných stromoch.

107 popolovo-pemzové prúdy

Popolovo-pemzové prúdy (obr. 3.2.2.6) amfibolicko-pyroxénických andezitov vytvárajú súvislejší horizont v spodnej časti formácie Burda v okolí lokalít Chľaba a Kováčov. Reprezentujú tufy (obr. 3.2.2.7), ktoré sú prevažne nevytriedené, chaotické, nevýrazne lavicovito zvrstvené. Vo vrstvách prevláda tufový matrix. Obsahuje aj sivobielu pemzu, prítomné sú aj rôzne úlomky andezitov angulárneho a sférického tvaru tmavosivej až čiernosivej farby s pórovitou a sklovitou textúrou. Občas v tufoch evidujeme aj úlomky nevulkanického materiálu. Z petrografického hľadiska horniny tvorí amfibolicko-pyroxénický andezit.



Obr. 3.2.2.6. Lokalita Ipeľské Prielohy, Burda, popolovo-pemzové prúdy (foto L. Šimon).



Obr. 3.2.2.7. Lokalita Pod horou, Burda, tufy (foto L. Šimon).

106 extruzívne brekcie dómov amfibolicko-pyroxénických andezitov

Intruzívno-extruzívne brekcie amfibolicko-pyroxénických andezitov vystupujú v spodnej časti formácie Burda v okolí lokalít Kováčov a Chľaba. Brekcie predstavujú okrajové časti intruzívno-extruzívnych telies. Na jednej strane sú spojené prechodom s vlastným telesom, na druhej strane eventuálne prechádzajú do brekcií subakválnych brekciových prúdov. Zóny brekciácie dosahujú hrúbku až desiatky metrov. Extruzívne brekcie vystupujú vo fáciách s masívnymi andezitmi svetlosivej farby s celistvou textúrou a fáciách s angulárnymi fragmentmi sivého nepórovitého andezitu v podrvenom lávovom matrixe. Extruzívne brekcie sú netriedené, chaotické, s maximálnou veľkosťou fragmentov do 100 cm. Fragmenty andezitov v extruzívnych brekciách sú prítomné v množstve až do 80 %. Občas možno pozorovať prítomnosť slabo zoxidovaných andezitov červenohnedej farby s pórovitou textúrou a sférické fragmenty andezitu hnedej farby s pórovitou textúrou. Matrix tvorí drvina andezitov svetlosivej farby s pórovitou textúrou. Z petrografického hľadiska fragmenty andezitov reprezentujú amfibolické andezity s biotitom a ortopyroxénom.

105 extruzívne dómy amfibolicko-pyroxénických andezitov

Extruzívne dómy amfibolicko-pyroxénických andezitov sa vyskytujú v spodnej časti formácie Burda v okolí lokalít Kováčov a Chľaba pri Ipli (obr. 3.2.2.8). Extruzívne dómy majú izometrický tvar a sú občas mierne elipsovité, s veľkosťou do 200 m. Extruzívne dómy tvorí masívny andezit s vertikálnou, blokovitou a hruboblokovitou odlučnosťou. V telesách možno pozorovať nevýrazné fluidálne textúry. Textúry majú typický vertikálny až vejárovitý priebeh. Pri okrajoch extruzívnych dómov sa vyvinuli zóny extruzívnych brekcií. Telesá tvorí svetlosivý až zelenkavý porfýrický andezit s výrastlicami plagioklasu, hyperstenu, augitu a amfibolu v základnej hmote, ktorá je v strednej časti telies mikroliticko-zrnitá a pri okrajoch telies mikrolitická až mikroliticko-hyalopilitická. Andezit má porfýrickú štruktúru s mikrokryštalickou základnou hmotou. Hlavné horninotvorné minerály sú plagioklas, amfibol, biotit a ortopyroxén (hypersten). Plagioklas tvorí výrastlice rôznej veľkosti a je súčasťou základnej hmoty. Má tabuľkový, lištový a ihličkový habitus. Na niektorých plagioklasoch možno pozorovať oscilačnú zonálnosť. Amfibol tvorí idiomorfné až hypidiomorfné výrastlice, ktoré sú čiastočne až úplne opacitizované. Biotit je tabuľkový a postihnutý premenou podobnou opacitizácii amfibolov. Väčšie tabuľky biotitu uzatvárajú plagioklas. Ortopyroxén má stĺpcový habitus a je čiastočne alterovaný. Tvorí výrastlice alebo súčasť glomeroporfýrických agregátov. V hornine je prítomný granát s reakčným lemom tvoreným plagioklasom, biotitom a spinelom (Šimon et al., 2021).



Obr. 3.2.2.8. Lokalita Chľaba, Burda, andezit s vertikálnou odlučnosťou z extruzívneho dómu (foto L. Šimon).

Geochémia hornín vulkanitov pohoria Burda

Celohorninové silikátové analýzy a analýzy stopových prvkov boli urobené z týchto vzoriek andezitov (obr. 3.2.2.9, tab. 3.2.2.1):

- 1291A, B – amfibolický andezit s biotitom a ortopyroxénom (hyperstenom),
- 1293S – biotiticko-amfibolický andezit s ortopyroxénom (hyperstenom),
- 1294F – biotiticko-amfibolický andezit s ortopyroxénom (hyperstenom),
- 1299S – biotiticko-amfibolický andezit s ortopyroxénom (hyperstenom),
- 1304B – amfibolický andezit s biotitom a ortopyroxénom (hyperstenom).

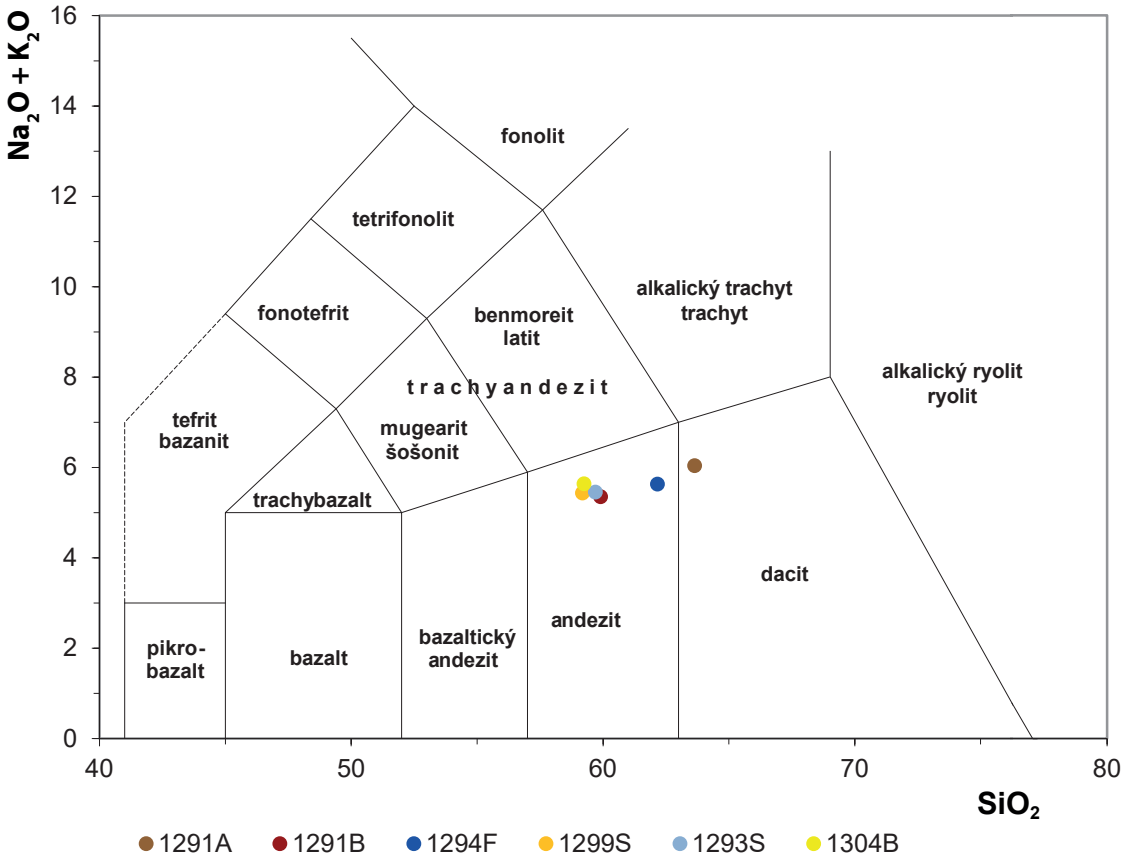


Obr. 3.2.2.9. Lokalizácia študovaných vzoriek v pohorí Burda (L. Šimon, 2022).

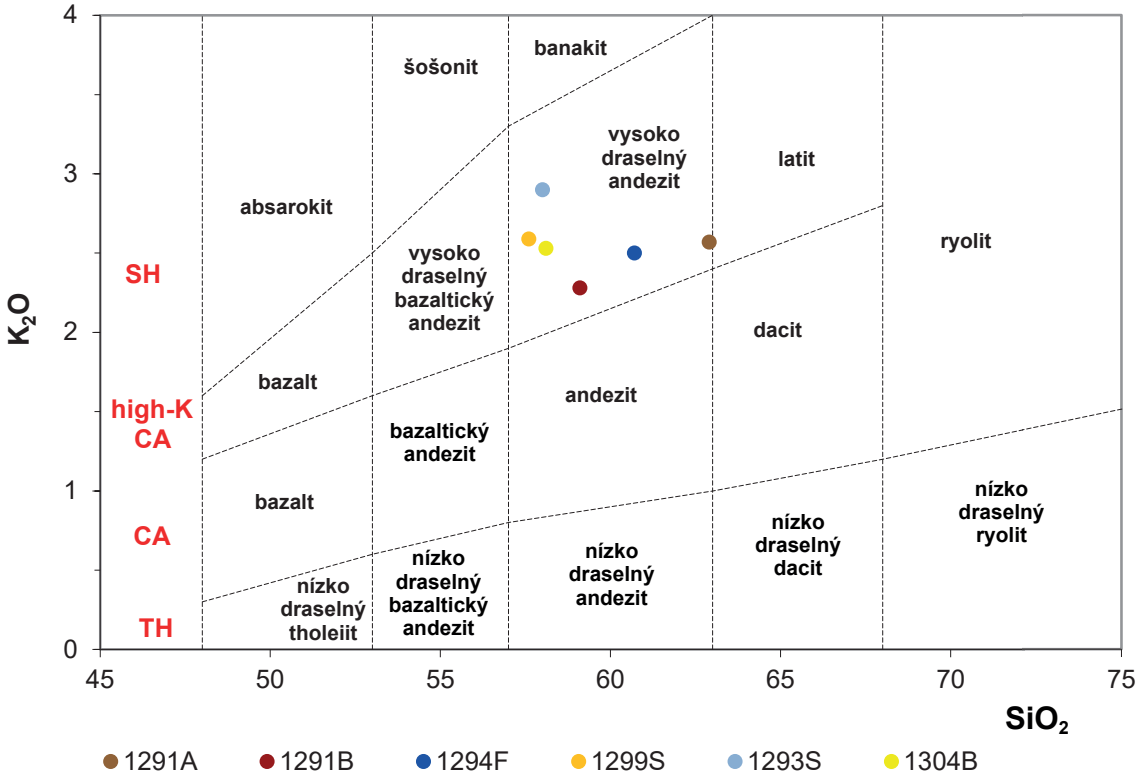
Podľa klasifikačného TAS diagramu (Le Bas et al., 1986; obr. 3.2.2.10) analyzované vzorky zodpovedajú **andezitu** a vzorka 1291A **dacitu**. Pomerne blízke zloženie majú vzorky 1291B, 1293S, 1299S a 1304B. Vzorku 1294F možno považovať za acidný andezit.

Podľa diagramu SiO_2 vs. K_2O (Pecerrillo a Taylor, 1976; obr. 3.2.2.11) všetky andezity zodpovedajú **vysoko draselnému andezitu** a patria do vysoko draselnej vápenato-alkalickej série (*high-K CA*). Obsah stopových prvkov v študovaných horninách môžeme znázorniť pomocou *multiprvkových diagramov* (tzv. spiderdiagramy, obr. 3.2.2.12). Na diagrame môžeme vidieť vlastnosti typické pre horniny vulkanických oblúkov: obohatenie oproti N-MORB o tzv. LILE (*large ion lithophile elements)* prvky (K, Sr, Ba, Rb) a ochudobnenie o tzv. HFSE *(high field strenght elements)* prvky (Nb, Ti).

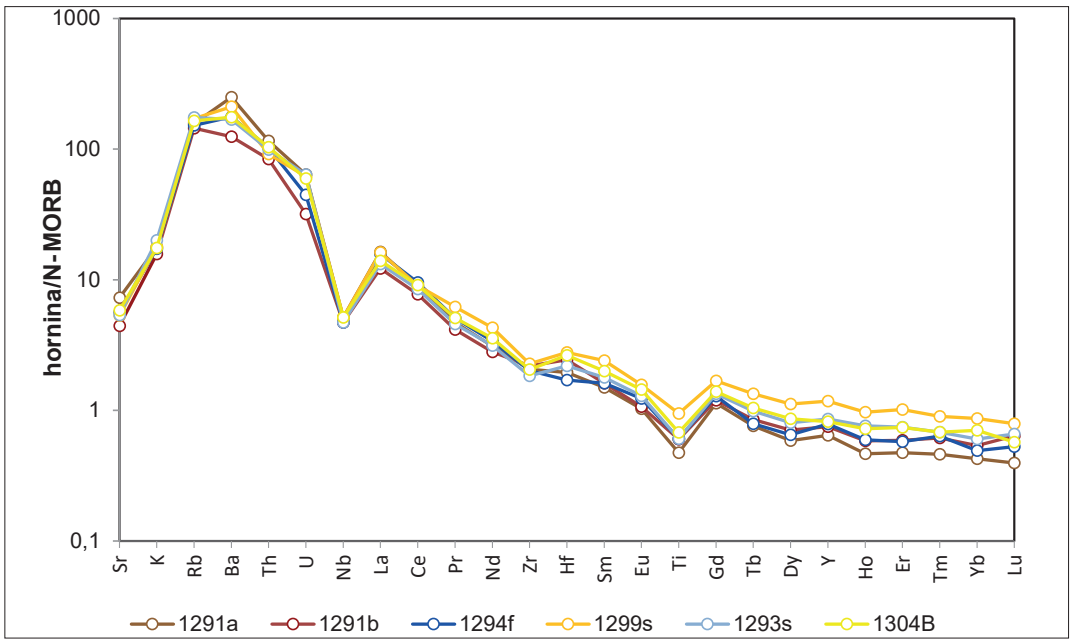
Krivky normalizovaného obsahu vzácnych zemín (REE – *rare earth elements*; obr. 3.2.2.13) majú v prípade študovaných vzoriek andezitov mierny sklon. Nevýrazná európiová anomália poukazuje na to, že v genéze ich magiem neprebiehala rozsiahla frakcionácia plagioklasu.



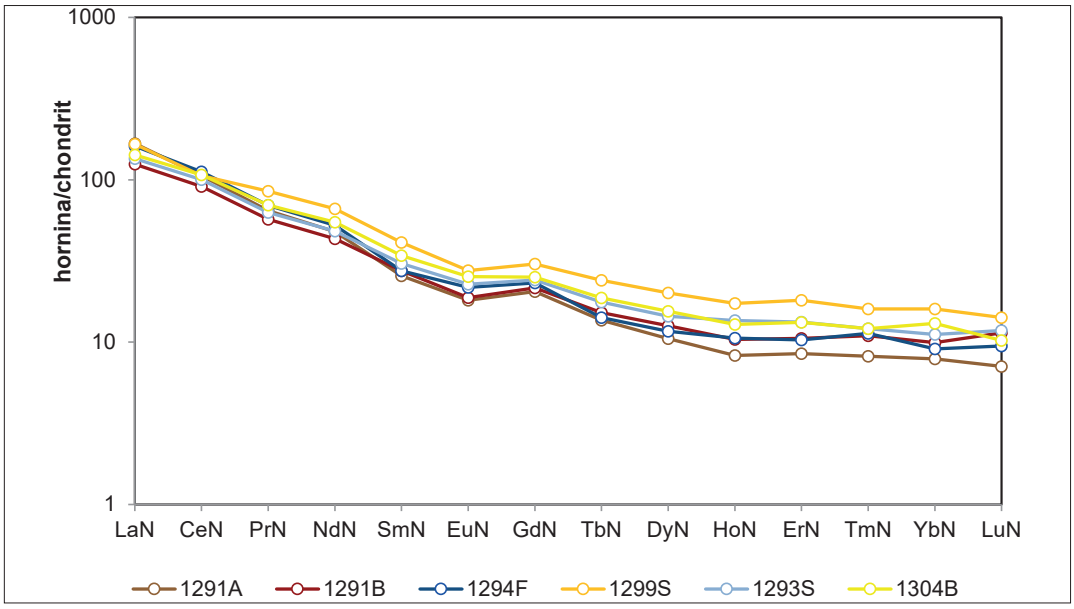
Obr. 3.2.2.10. Klasifikačný TAS *(total alkali – silica)* diagram (Le Bas et al., 1986).



Obr. 3.2.2.11. Klasifikačný diagram SiO_2 vs. K_2O (Pecerrillo a Taylor, 1976). Petrogenetické série: TH – tholeiitová, CA – vápenato-alkalická, high-K CA – vysoko draselná vápenato-alkalická, SH – šošonitová.



Obr. 3.2.2.12. Multiprvkový diagram (tzv. spiderdiagram). Hodnoty obsahu sú normalizované na N-MORB (Sun a McDonough, 1989).



Obr. 3.2.2.13. Krivky normalizovaného obsahu vzácnych zemín (normalizácia podľa Evensena et al., 1978).

Tab. 3.2.2.1 Celohorninové chemické analýzy andezitov Burdy – silikátové analýzy (v hmot. %), CIPW prepočet, stopové prvky (v ppm). Qtz – kremeň, Pl – plagioklas, Kfs – draselný živec, Di – diopsid, Hyp – hypersten, Rtl – rutil, Ilm – ilmenit, Mag – magnetit, Hem – hematit, Ap – apatit.

	1291a	1291b	1294f	1299s	1293s	1304B
SiO_2	62,90	59,10	60,70	57,60	58,00	58,10
TiO_2	0,60	0,76	0,77	1,20	0,77	0,86
Al_2O_3	16,80	17,80	17,70	20,70	16,90	18,70
Fe_2O_3	5,65	7,34	3,38	4,05	2,53	3,67
FeO	0,07	0,07	2,12	0,58	3,95	2,41
MnO	0,09	0,13	0,05	0,05	0,11	0,09
MgO	1,42	2,03	1,38	1,04	2,75	1,78
CaO	5,13	5,90	5,74	6,53	6,60	6,66
Na_2O	3,40	3,00	3,00	2,70	2,40	3,00
K_2O	2,57	2,28	2,50	2,59	2,90	2,53
P_2O_5	0,20	0,23	0,30	0,28	0,24	0,26
H_2O^+	0,44	0,45	1,02	1,01	1,50	0,68
H_2O^-	0,35	0,50	1,18	1,21	0,59	0,84
CO_2	< 0,05	< 0,05	0,37	< 0,05	0,55	< 0,05
$S_{celk.}$	< 0,01	0,01	0,01	< 0,01	< 0,01	0,02
F	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Cl	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,03	< 0,01
Spolu	99,62	99,59	100,21	99,54	99,79	99,58
CIPW						
Qtz	21,23	18,15	21,63	17,74	15,55	15,28
Pl	52,37	53,89	50,54	54,83	48,21	56,57
Kfs	15,37	13,65	15,07	15,72	17,55	15,25
Korund	0,00	0,23	1,23	2,33	0,00	0,00
Di	0,00	0,00	0,00	0,00	0,79	0,97
Hyp	3,59	5,13	3,51	2,67	10,79	4,22
Rtl	0,09	0,55	0,00	0,51	0,00	0,00
Ilm	0,34	0,43	1,50	1,37	1,50	1,67
Mag	0,00	0,00	4,83	0,00	3,76	5,42
Hem	5,72	7,44	0,12	4,16	0,00	0,00
Ap	0,46	0,53	0,72	0,67	0,58	0,63
Kalcit	0,00	0,00	0,86	0,00	1,27	0,00
Spolu	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	100,01

Tab. 3.2.2.1 – pokračovanie.

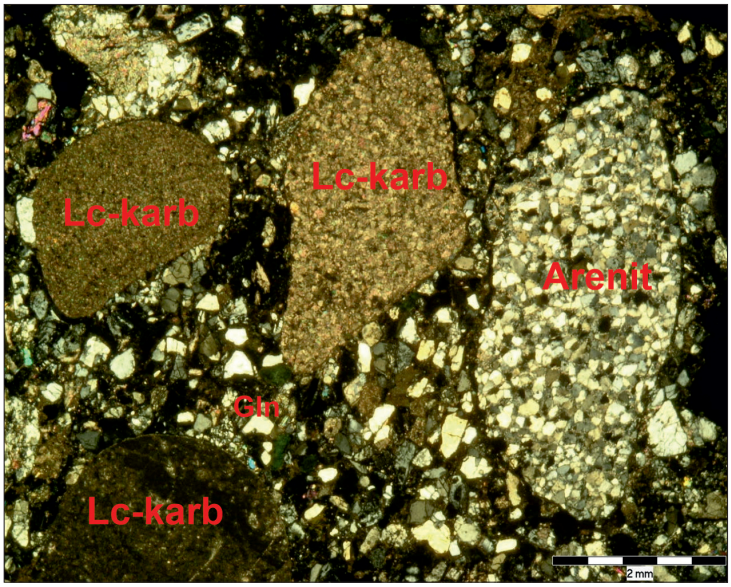
	1291a	1291b	1294f	1299s	1293s	1304B
Li	19,40	22,40	19,40	10,10	14,30	17,00
Rb	88,00	81,00	85,00	96,00	98,00	92,00
Cs	4,60	2,60	4,40	3,80	6,70	4,10
Be	2,40	2,60	2,60	2,70	2,40	2,80
Sr	657,00	400,00	508,00	478,00	483,00	525,00
Ba	1 573,00	786,00	1 113,00	1 329,00	1 059,00	1 107,00
B	18,00	13,00	21,00	16,00	36,00	22,00
Sn	1,80	1,10	2,80	2,00	2,70	2,00
Pb	32,80	12,80	38,50	29,30	29,70	28,80
La	40,90	30,50	39,40	40,50	33,00	34,80
Ce	67,60	58,00	71,50	67,50	63,80	68,30
Pr	6,21	5,49	6,71	8,19	6,06	6,73
Nd	22,70	20,50	24,80	31,40	22,90	26,00
Sm	3,94	4,24	4,24	6,33	4,70	5,25
Eu	1,05	1,09	1,26	1,60	1,32	1,47
Gd	4,18	4,40	4,73	6,18	4,93	5,13
Tb	0,51	0,57	0,53	0,90	0,66	0,70
Dy	2,67	3,21	2,96	5,10	3,67	3,93
Ho	0,47	0,59	0,60	0,98	0,77	0,73
Er	1,41	1,75	1,71	3,01	2,21	2,20
Tm	0,21	0,28	0,29	0,41	0,31	0,31
Yb	1,30	1,64	1,50	2,64	1,84	2,15
Lu	0,18	0,29	0,24	0,36	0,30	0,26
Th	13,90	10,10	12,30	11,00	11,90	12,40
U	3,00	1,50	2,10	2,90	3,00	2,80
Sc	10,00	14,40	13,60	27,00	17,60	15,70
Y	18,00	21,00	22,00	33,00	24,00	23,00
Zr	153,00	162,00	149,00	168,00	136,00	152,00
Hf	4,00	5,00	3,50	5,70	4,50	5,40
Nb	12,00	11,00	11,00	12,00	11,00	12,00
V	76,00	53,00	94,00	199,00	141,00	128,00
Cr	25,00	23,00	40,00	80,00	46,00	30,00
Co	11,20	12,80	14,00	12,80	15,80	17,50
Ni	6,00	< 4,00	14,00	22,00	13,00	12,00
Cu	5,00	6,00	27,00	27,00	21,00	18,00
Zn	61,00	75,00	73,00	66,00	76,00	91,00

Bajtavské súvrstvie

Bajtavské súvrstvie leží diskordantne na predneogénnom podloží tvorenom sedimentmi oligocénneho veku a horninami kryštalinika. Bazálnu a okrajovú časť súvrstvia tvoria transgresívne hruboklastické sedimenty reprezentované zlepencami (104), pieskami/pieskovcami (103) a vápencami (102). Uvedené sedimenty laterálne prechádzajú do panvovej fácie tvorenej sivým a zelenosivým vápnitým siltom a ílovcom (100). Na základe vápnitého nanoplanktónu boli usadeniny *bajtavského súvrstvia* rozčlenené do biozón NN4, NN5a a NN5b. Najstaršie sedimenty bádenského veku (biozóna NN4) reprezentované pieskami a ílmi sa zistili vo vrte Modrany-2 v hĺbkovom intervale 2 110 – 2 117 m (Vlček et al., 2020a). V ich nadloží sú sedimenty biozóny NN5b, ktoré sa vyznačujú prítomnosťou vulkanitov (andezitov), vulkanoklastík, tufitov a tufitických ílov (Kováč et al., 2018c).

104 zlepence, piesky/pieskovce

Drobnozrnné zlepence s tenkými vrstvami pieskovcov sa vyskytujú priamo v pohorí Burda na povrchu v okolí lokality Obecný les vo forme malých východov a odkryvov. Reprezentujú ich silne spevnené drobné zlepence okrovo hnedastej farby s obsahom obliakov s rôznorodým horninovým zložením (kremence, granity, kryštalické bridlice, vápence, ale ojedinele aj andezity) v množstve do 30 až 50 % a veľkosťou od 1 až do 10 cm, ojedinele až do 20 cm. Obliaky sú charakteristické dokonale oválnym alebo oválnym tvarom. Matrix je silno spevnený až cementovaný, sfarbený do okrovožlta, s drobnými zrnami alebo úlomkami hornín a tmelu. Občas v polohách vidno jemné vložky žltosivých jemnozrnných pieskov.



Obr. 3.2.2.14. Petromiktný ortozlepenec, báza *bajtavského súvrstvia*, vrt K-V Salka (794 m) (foto D. Laurinc).

Zlepence s medzivrstvami pieskovcov sa nachádzajú na báze *bajtavského súvrstvia*, preniknutého vrtom K-V (794 – 1 031 m) pri obci Salka. Uvedené bazálne sedimenty reprezentujú stredno- až hrubozrnné zlepence tvorené poloopracovanými obliakmi kremeňa, kremencov, kryštalických bridlíc a hlbinných magmatických hornín s medzivrstvami pieskovcov a tufitických pieskovcov, v ktorých sú tenké vrstvy tufov a sivých ílov so zuhoľnatenými zvyškami rastlín. Pieskovce sú na báze hrubozrnné a smerom do nadložia prechádzajú do stredno- až drobnozrnných. Bazálne zlepence (794 m, 1 030 m) tvorí petromiktný ortozlepenec (obr. 3.2.2.14) až veľmi hrubozrnný až hrubozrnný sublitarenit. Litické úlomky tvoria hlavne karbonáty, pieskovce, siltovce, fylity a ?granity (Laurinc, 2021).

103 piesky, pieskovce

101 pieskovce, vápence

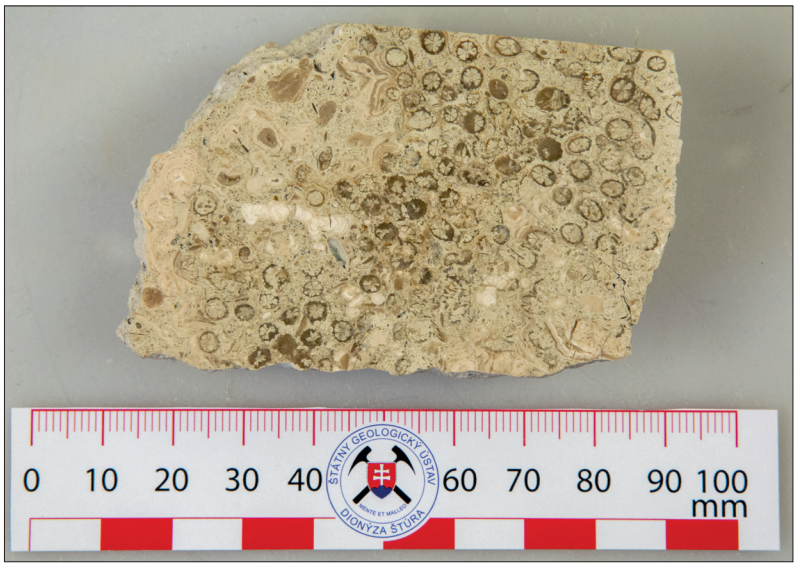
Sedimenty *bajtavského súvrstvia* reprezentované pieskovcami a pieskami sa nachádzajú v oblasti Belianskych kopcov a Ipeľskej pahorkatiny. Na uvedenom území ich nachádzame len vo forme ostrohranných úlomkov v hlinách. Odkryvy sa na tomto území nenašli. Na východných svahoch Belianskych kopcov v priestore južne od obce Kamenný Most ich nachádzame spoločne s organodetritickými vápencami (102). Ich výskyty nebolo možné samostatne kartograficky zobraziť, a preto ich uvádzame pod spoločným indexom (101).

Pieskovce *bajtavského súvrstvia* sa našli aj na južných svahoch kóty 208 Dubník a 239 Veľký vrch na Belianskych kopcoch a na jz. svahu kóty 265 Starý Horný vrch severne od obce Kamenica nad Hronom na Ipeľskej pahorkatine. Pieskovce na jz. svahu kóty Starý Horný vrch ležia v nadloží vulkanoklastík Burdy. Ide o tufitické organodetritické jemno- až strednozrnné pieskovce zložené z klastov kremeňa, živcov a sľúd. Z litických úlomkov boli v pieskovcoch zastúpené úlomky karbonátov, hlavne litotamniových vápencov, úlomky

vulkanitov (andezity, sopečné sklo) a v menšej miere rúl. Z organických zvyškov sa v pieskovcoch našli drobné schránky dierkavcov a úlomky červených rias (Laurinc, 2021).

102 organodetritické a litotamniové vápence

Okrajové plytkovodné sedimenty *bajtavského súvrstvia* sú reprezentované rôznymi typmi vápencov. V okolí kóty Modrý vrch východne od obce Belá sa našli sivobiele až sivožlté organodetritické piesčité vápence s klastickou prímesou a trsmi koralov a červených rias (obr. 3.2.2.15). Vápence tvoria lavice, ktorých hrúbka je 60 až 70 cm. Sú uklonené 20 až 30° na SZ (Gašparik, 1959). Prímes vo vápencoch tvoria drobné fragmenty litotamniových vápencov, úlomky schránok dierkavcov a hrubozrnný, pravdepodobne rekryštalizovaný piesčitý sparit. Sparit vypĺňa medzizrnový priestor (schránky, dutiny rias). Z klastickej zložky (asi 5 %) boli prítomné hlavne ostrohranné monokryštalické kremene prachovcovej veľkosti, menej pelity a drobné šupinky muskovitov a biotitov. Z ťažkých minerálov sa vo veľmi malej miere zistili detritické úlomky zirkónov a turmalínov. V okolí Modrého majera južne od obce Belá vystupujú na povrch bielosivé až sivookrové organodetritické koralové vápence s napadaným organickým detritom červených rias – litotamniových vápencov a rôznych druhov dierkavcov. Klastická zložka sa vyskytovala len akcesoricky vo forme drobných prachovcových ostrohranných monokryštalických kremeňov, menej živcov (Laurinc, 2021). Vápence *bajtavského súvrstvia* sa zistili na povrchu aj severne od obce Kamenica nad Hronom jz. od kóty 265 Starý Horný vrch. Reprezentujú ich sivobiele až sivookrové organodetritické vápence (Laurinc, 2021). Nachádzali sa v nadloží pieskovcov *bajtavského súvrstvia*.



Obr. 3.2.2.15. Koralové vápence (nábrus) zo starého lomu z oblasti Modrého vrchu jv. od obce Belá (foto L. Martinský).

Hrubý komplex litotamniových vápencov bol preniknutý vrtom Š-20, ktorý bol realizovaný v blízkosti Modrého majera. V hĺbkovom intervale 22,5 – 65, 4 m (hrúbka 42,9 m) sa zistili litotamniové vápence s tenkými medzivrstvami ílovitých vápencov a vápnitých ílov (Seneš, 1960). V uvedených íloch sa zistila fauna dierkavcov reprezentovaná druhmi *Rotalia beccarii* L., *Nonion commune* Orb., *Eponides haidingeri*, *E. umbonatus* Reuss, *Elphidium macellum* F. et M. a *E. crispum* L. (Gašparik, 1959). Hrubé organogénne vápence s medzivrstvami ílovitých a tufitických siltov boli preniknuté aj vrtom ŠO-1 (122,7 – 150,0 m) pri obci Chľaba. Vo vápencoch sa našlo chudobné spoločenstvo lastúrnikov reprezentované zástupcami rodov *Ostrea* a *Chlamys*. V medzivrstvách tvorených ílovitými siltmi sa našli schránky lastúrnikov *Amusium cristatum badense*, *Nuculana fragilis, Barbatia barbata* atď. (Lehotayová a Ondrejíčková, 1972).

100 íly, prachovce, pieskovce

Sedimenty *bajtavského súvrstvia* reprezentované ílmi, siltmi a pieskovcami vystupujú na povrch v širšom okolí Bajtavy, Salky a v podloží kvartérnej terasy rieky Ipeľ sv. od obce Leľa. Sú odokryté aj v zárezе cesty medzi obcami Bajtava a Salka (obr. 3.2.2.16). Tvoria ich zelenosivé piesčité silty a íly.

Uvedené sedimenty obsahujú bohaté a diverzifikované spoločenstvá foraminifer, v ktorých boli vo veľkom množstve zastúpené druhy *Uvigerina uniseriata* Jedlitschka, *Lenticulina calcar* (L.), *L. echinata* (Orb.), *Vaginulina legumen* (L.), *Planulina wuellestorfi* (Schwager), *Bolivina hebes* Macfayden, *Turborotalia mayeri* (Cushman et Ellisor) atď. Z lastúrnikov boli v týchto sedimentoch identifikované druhy *Nucula nucleus* (L.), *N. mayeri* (Hoernes), *Nuculana fragilis* (Chemnitz), *Pseudoamussium denudatum* (Reuss), z gastropódov boli zastúpené taxóny *Hinia badensis* (Partsch), *Euspira catena helicina* (Brocchi), *Fusus lamellosus* Borson a zo skafopódov *Dentalium badense* Hoernes, *D. michelotti* Hoernes, *D. vitreum* Schröter a *Fustaria*



Obr. 3.2.2.16. Odkryv v pelitických sedimentoch *bajtavského súvrstvia* v zárezе cesty medzi obcami Bajtava a Salka (foto K. Fordinál).

jani (Hoernes). Uvedená fauna má tzv. šlírový charakter a poukazuje na morské hlbšie neritické, prípadne až plytšie batyálne prostredie (Lehotayová a Ondrejíčková, 1966).

Okrem mäkkýšov a foraminifer bol v uvedených sedimentoch identifikovaný vápnitý nanoplanktón zóny NN4 (Leľa) a NN5 (Bajtava, Salka). V sedimentoch z lokality Leľa sa našlo chudobné spoločenstvo kokolitov veľmi malých rozmerov. V spoločenstve boli identifikované druhy *Helicosphaera* cf. *waltrans*, *H. walbersdorfensis*, *Helicosphaera scissura* a *Reticulofenestra haqii* (Žecová, 2021).

Vulkanické horniny tvoriace súčasť *bajtavského súvrstvia* sa vo vrte Dubník 1 (D-1) nachádzajú priamo na kryštalickom podloží v hĺbkovom intervale 2 592 – 2 607 m. Reprezentuje ich klinopyroxénicko-amfibolický andezit s biotitom. Andezit je svetlosivý, zelenkavý, drobnoporfýrický, plagioklas je veľký do 1 mm, výrastlice sú tmavé (pyroxény, amfibol), s veľkosťou do 1 – 1,5 mm. Vykazujú známky subparalelnej orientácie v smere dlhšieho rozmeru. Základná hmota je mikroliticko-hyalínna (sklovitá, resp. vitrofýrická), s drobnými mikrolitmi plagioklasu, pyroxénov, amfibolu a zrnami magnetitu. Je sfarbená do svetlohneda až svetložlta so svetlým zeleným odtieňom (Konečný a Konečný, 2017).

Vo vrte K-V Salka na báze *bajtavského súvrstvia* (794 – 1 031 m) sa nachádzajú stredno- až hrubozrnné zlepence tvorené poloopracovanými obliakmi kremeňa, kremencov, kryštalických bridlíc a hlbinných magmatických hornín, ktoré sa striedajú s vrstvami pieskovcov a tufitických pieskovcov (104). Vyskytujú sa v nich tenké vrstvy tufov a sivých ílov so zuhoľnatenými zvyškami rastlín.

Sedimenty spodnej časti *bajtavského súvrstvia* vo vrte K-V neobsahujú biostratigraficky významnú mikrofaunu. V najhojnejšom množstve sú v uvedených sedimentoch zastúpené ihlice silicispongií. Okrem nich sa v týchto sedimentoch zistili len úlomky schránok foraminifer *Ammonia beccarii* a *Elphidium* sp. (Vass a Gabčo, 1966; Lehotayová, 1966; Zlinská, 2021).

V nadloží uvedených sedimentov v hĺbkovom intervale 407,5 – 794,0 m sa nachádza komplex vulkanoklastických hornín tvorených striedaním konglomerátov s andezitovými obliakmi, tufov, piesčitých tufitov a tufitických pieskovcov (Karolusová, 1963; Laurinc, 2021).

Na vulkanoklastikách sa vo vrte K-V v hĺbkovom intervale 407,5 – 160,0 m nachádzajú piesčité íly, piesčité íly s tufitickou prímesou a piesčité tufity. Smerom do nadložia prechádzajú do sivozelených a sivých vápnitých ílov až vápnitých siltov s bridličnatým rozpadom (Vass a Gabčo, 1966). V hĺbke 298 – 404 m sa našli planktonické gastropódy *Vaginella rzhehaki* a V. cf. *tenuistrata* (Vass, 1966b), ktoré sa v spodnobádenských sedimentoch Maďarska vyskytujú v časovom intervale 14,5 až 14,2 mil. r. (Bohn-Havas et al., 2004).

Vrchnú časť *bajtavského súvrstvia* vo vrte K-V (11,0 – 160,0 m) tvoria vápnité íly, vápnité piesčité íly a silty s bridličnatým rozpadom. V uvedených pelitických sedimentoch sa ojedinele vyskytujú tenké vrstvy pieskov (Vass a Gabčo, 1966). V pelitických usadeninách sa zistilo málo diverzifikované spoločenstvo mäkkýšov reprezentované taxónmi *Nucula nucleus* (L.), *Leda nitida* Brocc., *Amusium denudatum* Reuss, *A.* cf. *cristatum badense* (Font.), *Abra alba* (Wood) atď. (Vass, 1966). V sedimentoch uvedeného hĺbkového intervalu sa zistili foraminifery *Globigerina druryi* Akers, *Globigerinoides quadrilobatus* (Orb.), *G. trilobus* (Rss.), *Globigerina tarchanensis* Subbotina-Chutzieva, *G. diplostoma* Rss., *Textularia mariae* Orb., *Paragloborotalia obesa* (Bolli), *Globorotalia siakensis* LeRoy, *Uvigerina acuelata* Orb. a *Pappina neudorfensis* (Toula), ktoré umožňujú uvedené fosilonosné sedimenty zaradiť do zóny aglutinancií (Zlinská, 2021).

Spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu získané z uvedených sedimentov bolo chudobné a málo diverzifikované. Kokolity boli veľmi zle zachované. Veľmi ojedinele sa zistili úlomky rastlinných pletív a iných orga-

nických zvyškov (rozsievky). Boli identifikované druhy *Cyclicargolithus floridanus*, *Reticulofenestra bisecta*, R. *ornata*, *R. umbilicus* a *Coccolithus pelagicus*. Spoločenstvo stratigraficky poukazuje na biozónu NN5 (Žecová, 2021).

Sedimenty *bajtavského súvrstvia* reprezentované svetlosivými a sivými zelenkavými vápnitými ílmi s piesčitou prímesou sa zistili vo vrte SV-65 v hĺbkovom intervale 266 – 303 m (Čermák, 1971).

Vo vrte Modrany 1 (1 787 m) a Modrany 2 (2 130 m) sa na báze *bajtavského súvrstvia* nachádzajú svetlosivé jemnozrnné vápnité piesky (Kováč et al., 2018c).

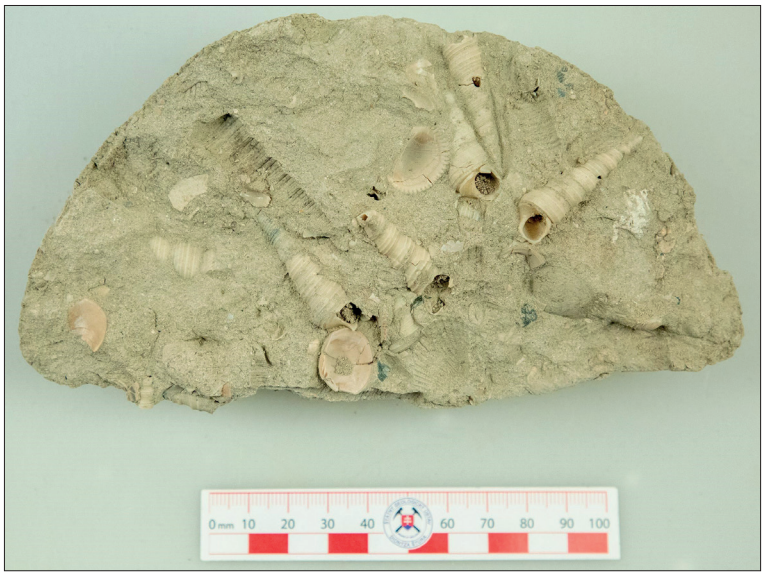
Usadeniny *bajtavského súvrstvia* reprezentované sivozelenými vápnitými ílmi boli zastihnuté vrtom SŠ-9 (8,3 – 104,0 m) jz. od Salky (Lehotayová, 1960).

Vrchný báden

99 pozbianske súvrstvie: piesky/pieskovce, íly a tufity

Sedimenty *pozbianskeho súvrstvia* sú na študovanom území väčšinou zakryté mladšími, neogénnymi a kvartérnymi sedimentmi. Na povrchu sa nachádzajú v umelom odkryve – v starom lome pri Kamenici nad Hronom. Reprezentujú ich jemno- až strednozrnné sivé a sivozelené tufitické piesky a pieskovce (tufitický sublitarenit), ktoré obsahujú prevažne úlomky andezitov a sopečného skla, v menšom množstve boli zastúpené alterované karbonáty, arenity a siltovce. V pieskovcoch sa zistili ťažké minerály, v rámci ktorých mali dominantné zastúpenie zrná pyroxénov a amfibolov, akcesoricky sa vyskytovali turmalíny a rutily. Základnú hmotu pieskovcov tvorí zmes sopečného skla a mikritového kalcitu (Laurinc, 2021).

V uvedených sedimentoch sa zistilo bohaté diverzifikované spoločenstvo ulitníkov a lastúrnikov. V spoločenstve ulitníkov mali dominantné zastúpenie druhy *Theodoxus pictus* Fér., *Cerithium crenatum communicata* Sieber, *C. procrenatum* Sacco, *Turritella badensis* Sacco a *Ancilla grandiformis* (Lm.). Z lastúrnikov boli v spoločenstve v najväčšom množstve zastúpené druhy *Codakia leonina* (Bast.) a *Linga collumbella* (Lm.) (Ondrejíčková, 1980). Okrem mäkkýšov sa tam našli dierkavce *Ammonia inflata*, *A. viennensis*, *Amphistegina* sp., *Elphidium crispum* atď. a vápnitý nanoplanktón reprezentovaný druhmi *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster* cf. exilis, *Reticulofenestra minita* a *Braarudosphaera bigelowii parvula* (Nováková et al., 2020).



Obr. 3.2.2.17. Jadro vrtu ŠO-1 (19,0 – 20,0 m) s ulitníkmi *Turritella partschi* Rolle, *T. bicarinata* Eichw. a lastúrnikmi *Anadara diluvii* Lamarck a *Venus clathrata* Duj. (legit. A. Ondrejíčková; foto L. Martinský).

Usadeniny *pozbianskeho súvrstvia* boli identifikované vo vrte ŠO-1 (6,0 až 26,1 m) pri obci Chľaba (Holcová et al., 2019). Na ich báze sú modrosivé tufity (22,0 – 26,1 m), ktoré smerom do nadložia prechádzajú do sivých piesčitých siltov až siltovcov (6,0 – 22,0 m) (Lehotayová a Ondrejíčková, 1972). Sú v nich bohaté a diverzifikované spoločenstvá ulitníkov rodov *Turitella*, *Rissoa* a *Cerithiopsis* a lastúrnikov rodu *Corbula*, *Nuculana* a *Venus* (Lehotayová a Ondrejíčková, 1972; Ondrejíčková, 1978) (obr. 3.2.2.17).

Okrem fosílnych zvyškov mäkkýšov (lastúrnikov, ulitníkov) sa v sedimentoch *pozbianskeho súvrstvia* vo vrte ŠO-1 našli aj machovky reprezentované druhmi *Phoceana tubulifera* (Reuss), *Porella regularis* (Reuss), *Reussirella haidingeri* (Reuss), *Smittina cervicornis* (Pallas), *Turbicellepora coronopus* (Wood), *Cupuladria baluki* Zágoršek, *Hornera* sp., *Myriapora* sp. a *Onychocella* sp. Poukazujú na plytkomorské prostredie s bohatým výskytom rias (Zágoršek, ústna informácia).

Sedimenty *pozbianskeho súvrstvia* sa zistili v podloží spodnosarmatských usadenín vo vrte SŠ-17 pri kóte Kamence západne od obce Salka. Tvoria ich tmavosivé piesčité íly s dierkavcami *Bolivina elongata* Orb., *B. dilatata* (Reuss), *B. inflata* Sequenza, *B. aculeata* Orb., *Elphidium crispum* (L.) a iné (Lehotayová, 1960; Seneš et al., 1962a).

Sedimenty *pozbianskeho súvrstvia* tvorené svetlosivými a sivými zelenkavými ílmi s piesčitou prímesou sa zistili aj vo vrte Sv-50 v hĺbke 210 – 300 m. Našli sa v nich asociácia dierkavcov bulimínovo-bolivínovej biozóny s druhmi *Ammonia beccarii*, *Bulimina elongata*, *Heterolepa dutemplei* a ostrakódy druhu *Cytheridea acuminata* (Čermák, 1970).

Sarmat

Sedimenty sarmatského veku v Dunajskej panve reprezentuje *zbrojnícke súvrstvie s hronskomalianskymi vrstvami a vrábeľské súvrstvie.*

Zbrojnícke súvrstvie

Zbrojnícke súvrstvie tvoria hrubozrnné až jemnozrnné tufitické piesky a pieskovce s tenkými vrstvami drobnozrnných konglomerátov, siltovcov a ílovcov. Pre súvrstvie je charakteristický vysoký obsah nevulkanického materiálu v minerálnej aj klastickej zložke tvorenej obliakmi hornín kryštalinika a paleozoika, najmä však kremeňa a kremencov (Elečko et al., 2005; Bezák et al., 2009).

V rámci *zbrojníckeho súvrstvia* boli vyčlenené klastické sedimenty s medzivrstvami ílov spodnosarmatského veku bez prítomnosti vulkanického materiálu, nazvané *hronskomalianske vrstvy*[2].

Súvrstvie tufitických pieskov a pieskovcov *zbrojníckeho súvrstvia* sa nachádza na území Ipeľskej pahorkatiny medzi obcami Bielovce a Malé Ludince, Zalaba a Pastovce a Sikenička a Malé Kosihy. Sedimenty tohto súvrstvia vystupujú v oblasti Ipeľskej pahorkatiny na povrch vo vrchných úrovniach plochých vrcholov a na západných svahoch pahorkatiny.

Zbrojnícke súvrstvie sa vyvíjalo v období dočasného vulkanického pokoja, resp. doznievania vulkanickej aktivity štiavnického stratovulkánu (popolovo-pemzový materiál chýba, prípadne je zastúpený len sporadicky). V tomto období, naopak, dominoval znos klastického vulkanického materiálu z denudovaných stratovulkanických svahov štiavnického stratovulkánu, pričom do sedimentačného priestoru bol vo veľkom množstve znášaný aj materiál z obnažených elevačných štruktúr predkenozoického podložia. Sedimenty najvrchnejších častí *zbrojníckeho súvrstvia* poukazujú na regresný charakter v závere jeho vývoja. Vo vrchných úrovniach súvrstvia sú časté štrkové akumulácie s vytriedeným materiálom s prevahou nevulkanickej zložky, ktoré poukazujú na transport fluviálnymi tokmi (Elečko et al., 2005).

Zbrojnícke súvrstvie zahŕňa na študovanom území pestrý súbor fácií: a) *horizont epiklastík a pyroklastík,* b) *epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce,* c) *epiklastické vulkanické pieskovce a konglomeráty,* d) *epiklastické vulkanické pieskovce*.

98 horizont epiklastík a pyroklastík

Horizont epiklastík a pyroklastík reprezentuje sukcesiu, ktorá sa akumulovala v intervulkanickom období a sčasti aj v syneruptívnom období počas aktívnej vulkanickej aktivity. Z nej sa vytvorili autochtónne svetlé pemzové tufy. V intervulkanickom období sa formovali polohy stredne hrubých epiklastických vulkanických konglomerátov a jemných epiklastických vulkanických pieskovcov, ktoré sa tvorili v rýchlych splachoch (hyperkoncentrované prúdy), úlomkovitých prúdoch a úlomkovitých lavínach.

97 epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce

Epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce pyroxénických andezitov sú charakteristické prítomnosťou nevulkanického materiálu. Sú dobre vytriedené, zvrstvené, tmavosivej až svetlosivej farby. V rámci súvrstvia sú prítomné vložky sivých jemnozrnných epiklastických vulkanických siltovcov.

96 epiklastické vulkanické pieskovce a konglomeráty

Epiklastické vulkanické pieskovce a konglomeráty pyroxénických andezitov sú charakteristické prítomnosťou nevulkanického materiálu. Tufitické piesky sú dobre vytriedené, zvrstvené, tmavosivej až svetlosivej farby. Epiklastické vulkanické konglomeráty sú prítomne vo forme vložiek a majú polymiktný charakter.

[2] Uvedená litostratigrafická jednotka bola pomenovaná ako *súvrstvie Malej* (Seneš in Steininger et al., 1985), neskôr ho Vass (2002) zaradil ako vrstvy do *vrábeľského súvrstvia*. Vzhľadom na to, že názov uvedenej litostratigrafickej jednotky bol odvodený od obce Malá nad Hronom, jeho správny názov je *hronskomalianske vrstvy*.

95 epiklastické vulkanické pieskovce

Epiklastické vulkanické pieskovce pyroxénických andezitov obsahujú zrná s veľkosťou 0,5 – 3 mm. Polohy sú dobre vytriedené, zvrstvené, tmavosivé, svetlosivé, zelenkavé a sivé. Vyznačujú sa nižším stupňom spevnenia, sú málo súdržné až rozpadavé. Obsahujú aj obliaky nevulkanických hornín.

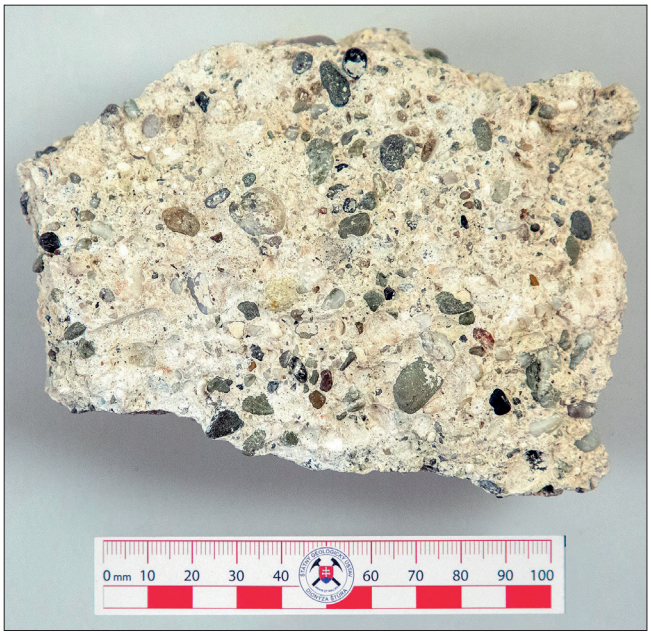
Hronskomalianske vrstvy

Sedimenty *hronskomalianskych vrstiev* reprezentujúce spodnosarmatské usadeniny vystupujú na povrch v oblasti medzi obcami Malá nad Hronom, Pavlová a Salka. Tvoria ich vápnité zlepence, štrkopiesky a pieskovce, v ktorých sa nachádzajú tenké vrstvy ílov (94) a šošovky machovkovo-serpulových vápencov a piesčitých vápencov s oolitmi (93). Uvedené sedimenty obsahujú autochtónnu sarmatskú faunu (mäkkýše, dierkavce a ostrakódy) aj redeponované bádenské fosílie (schránky mäkkýšov a ováľané úlomky litotamnií).

94 zlepence/štrky, pieskovce/piesky a íly

Hronskomalianske vrstvy reprezentované hrubozrnnými pieskovcami vystupujú na povrch na brehu Hrona v blízkosti mosta pri obci Kamenín. Zistili sa v nich schránky bivalvií *Ervilia pusilla* Phil., *E. podolica* Eichw., *Tapes gregaria dissita* Eichw., *Lymnocardium obsoletum* Eichw. a *Modiola volhynica* Eichw. (Seneš, 1949). V íloch tvoriacich medzivrstvu v pieskovcoch pri Malej nad Hronom sa zistila bohatá fauna gastropódov reprezentovaná zástupcami rodu *Rissoa* (*R. pseudosarmatica* Friedb., *R. angulata* Eichw.), *Hydrobia* (*H. stagnalis* Bast., *H. immutata* Frauenf.) atď. Okrem gastropódov a bivalvií sa v týchto sedimentoch našli aj foraminifery *Elphidium reginum* Orb., *E. crispum* L. a *E. aculeatum* Orb. (Seneš, 1953).

Východne od obce Kamenný Most vo výmoli (Őrdőngős) sú *hronskomalianske vrstvy* reprezentované štrkopieskami, v ktorých sa vyskytujú vrstvy zlepencov. Obliaky v nich tvoria nasledujúce horniny: žilný kremeň (37,3 %), lydit a čierny kremenec s grafitom (28,2 %), rohovec (12,5 %), epimetamorfované chloritické kremence a arkózové pieskovce s chloritom (9,5 %), vápence pravdepodobne jurského veku (4 %), kremitý porfýr (perm) (2,2 %), porfyroid paleozoického veku (0,7 %), kryštalické bridlice (0,7 %) a kaolinizovaný aplit (0,4 %) (Marková, 1960, 1963). Zlepence *hronskomalianskych vrstiev* sa zistili aj v širšom okolí obce Kamenín (obr. 3.2.2.18).



Obr. 3.2.2.18. Drobnozrnný zlepenec *hronskomalianskych vrstiev* z územia pri obci Kamenín (foto L. Martinský).

Do *hronskomalianskych vrstiev* sme zaradili štrky, tvorené prevažne dobre zaoblenými obliakmi kremeňov a kremencov, ktoré sa nachádzajú na vrchole Belianskych kopcov východne od obce Ľubá a reprezentujú rozvetrané zlepence uvedených vrstiev.

Sedimenty *hronskomalianskych vrstiev* sa zistili vo vrte SŠ-17 (3,0 – 48,9 m) sv. od obce Malá nad Hronom v blízkosti kóty Kamence. Sú zložené zo zelenosivých a svetlosivých jemno- až strednozrnných pieskovcov/pieskov striedajúcich sa s bielosivými kremennými zlepencami/štrkmi. Veľkosť obliakov v zlepencoch (štrkoch) bola od 0,5 do 6 cm (Seneš, 1960). V sedimentoch uvedeného vrtu v štrkopieskoch (3,5 – 3,6 m), pieskoch (14 m) a piesčitých vápencoch sa našli foraminifery *Elphidium reginum* (Orb.), *E. aculeatum* a iné (Lehotayová, 1960).

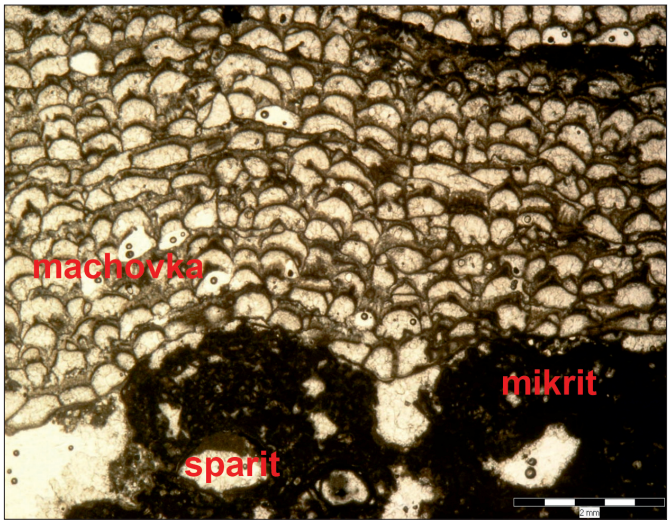
Hronskomalianske vrstvy reprezentované svetlosivým a žltohnedým jemnozrnným pieskom a svetlosivým pieskovcom sa našli vo vrte SŠ-16 (9,2 – 20,0 m) pri Bajtave (Seneš, 1960; Marková, 1960).

93 machovkovo-serpulové vápence a piesčité vápence

V pieskovcoch *hronskomalianskych vrstiev* sa ojedinele vyskytujú šošovky piesčitých a machovkovo-serpulových vápencov (obr. 3.2.2.19; obr. 3.2.2.20). Na povrchu sa ich výskyty zistili južne od obce Pavlová, v obci



Obr. 3.2.2.19. Machovkovo-serpulový vápenec *hronsko-malianskych vrstiev* z lokality južne od obce Pavlová (foto L. Martinský).



Obr. 3.2.2.20. Machovky vo výbruse z machovkovo-serpulových vápencov (obr. 3.2.2.19) z lokality južne od obce Pavlová (foto D. Laurinc).

Sikenička a západne od obce Salka. Vo vápencoch vyskytujúcich sa južne od obce Pavlová boli identifikované machovky *Schizoporella dunkeri* (Reuss, 1848) (K. Zágoršek, ústna informácia). Piesčité vápence sa našli aj v sedimentárnej výplni želiezovskej priehlbiny vo vrte SŠ-16 (19,8 – 20,0 m) a piesčité vápence s oolitmi vo vrte SŠ-17 v hĺbke 48,6 – 48,7 m (Marková, 1960, 1963).

Vrábeľské súvrstvie

Sedimenty *vrábeľského súvrstvia* sa nachádzajú na povrchu v oblasti južnej časti Ipeľskej pahorkatiny (Zalabský chrbát). Boli dosiahnuté hlbokými naftovými a geotermálnymi vrtmi v oblasti komjatickej (FGDŽ-1) a želiezovskej priehlbiny (Komárno-8, Modrany-1, Modrany-2, Nová Vieska-1).

92 íly, piesky/pieskovce a štrky

Sedimenty *vrábeľského súvrstvia* sú na študovanom území väčšinou zakryté mladšími neogénnymi usadeninami a len ojedinele vystupujú na povrch. Na povrchu sa zistili na území medzi obcami Ľubá a Kamenný Most na severných svahoch Belianskych kopcov. Reprezentujú ich íly s vrstvami pieskov a pieskovcov. Pieskovce *vrábeľského súvrstvia* vystupujúce na povrch v rokline ssv. od obce Ľubá sú svetlosivej a sivozelenej farby. Zistili sa v nich schránky lastúrnikov rodu *Ervilia*. Tvoria ich slabo opracované a veľmi dobre vytriedené klasty kremeňa a ojedinele živcov. Na zložení uvedených pieskovcov sa podieľajú aj lišty muskovitov a biotitov. Našli sa v nich aj schránky dierkavcov (Laurinc, 2021).

Severozápadne od obce Kamenný Most sú v záreze cesty odkryté sivobiele vápnité íly *vrábeľského súvrstvia* obsahujúce foraminifery *E. reginum* (Orb.) a *E. aculeatum* (Orb.) spodnosarmatského veku (Vašíček in Matějka, 1949b). V ich blízkosti v umelých odkryvoch-ryhách (R-24, R-36) sa zistili sivozelené a svetlosivé vápnité íly obsahujúce charakteristické spoločenstvá dierkavcov spodnosarmatského veku. Boli identifikované druhy *Elphidium reginum* Orb., E. crispum (L.), *E. macellum* Ficht. et Moll., *Articulina* sp. a ostrakódy druhu *Cytheridea muelleri* Münster (Prokšová, 1958b).

Sedimenty *vrábeľského súvrstvia* sa zistili vo vrte Š-19 (6,4 – 75,5 m) (Gašparik, 1959) západne od obce Belá v areáli Máriinho dvora. Reprezentujú ich tmavosivé íly s vrstvami zelenkavých pieskov a pieskovcov (Seneš, 1960), v ktorých sa našli schránky ulitníkov rodu *Pirenella* a *Hydrobia* (Gašparik, 1959). Uvedené sedimenty ležia transgresívne na tmavosivých bádenských íloch (Prokšová, 1960).

Na báze *vrábeľského súvrstvia* sa vo vrte Komárno-8 (524 – 534 m) nachádzajú svetlosivé hrubozrnné štrky prechádzajúce do sivých vápnitých pieskov s výskytom štrkov a tenkých vrstiev zelenkavých piesčitých ílov. Tieto sedimenty transgredujú na horniny predneogénneho podložia, ktoré reprezentujú kremenné pieskovce a kremence, pravdepodobne mezozoického veku (Lunga, 1963; Biela, 1978). Panvové fácie *vrábeľské-*

ho súvrstvia sú reprezentované prevažne ílmi, v ktorých sa nachádzajú vrstvy pieskov/pieskovcov, ojedinele drobnozrnných štrkov.

Sedimenty *vrábeľského súvrstvia* sa zistili v nadloží vrchnobádenských ílov vo vrte SŠ-37 (1,2 – 87,0 m) pri obci Pavlová. Tvoria ich zelenosivé, žltosivé a sivé piesčité íly, v ktorých sú vrstvy pieskov a pieskovcov (Seneš, 1961). Obsahovali mikrofaunu (dierkavce, ostrakódy) spodnosarmatského veku biozóny Elphidium reginum. Z foraminifer boli zastúpené druhy *Elphidium reginum*, *E. fichtelianum*, *Ammonia* ex. gr. *beccarii* a *Cibicides lobalutus* a z ostrakódov *Cytheridea hungarica*, *Aurila mehesii* a iné (Brestenská, 1971).

Sarmatské sedimenty *vrábeľského súvrstvia* sa zistili aj v naftových vrtoch Sv-65, -66, -67, -68) v širšom okolí obce Ľubá (Čermák, 1971).

Sedimenty sarmatského veku sa zistili v hlbokom štruktúrnom vrte Modrany 1 (1 000 – 1 098 m) (Biela, 1978; Kováč et al., 2018c). Reprezentujú ich zelenosivé vápnité íly s tenkými vrstvami drobnozrnných zlepencov.

Vrchnosarmatské sedimenty biozóny Protelphidium granosum sa vyskytli v geotermálnom vrte FGDŽ-1 (2 334,0 – 2 505,5 m) v Dvoroch nad Žitavou (Franko et al., 1982). Tvoria ich tmavosivé silty s vrstvami pieskovcov s hrúbkou 2 a 4 m. Silty sú vápnité, obsah $CaCO_3$ sa pohybuje v rozmedzí od 8,01 do 20,08 %. Hodnoty zrnitosti *Md* sa pohybujú od 0,009 až do 0,035, *So* od 2,359 až do 3,312.

Vrchný miocén

Panón

Sedimenty vrchnomiocénneho veku Dunajskej panvy boli rozčlenené do viacerých litostratigrafických jednotiek. Spodno- a strednopanónske usadeniny boli začlenené do *nemčinianskeho* a *ivanského súvrstvia*, vrchnopanónske sedimenty do *beladického* a *volkovského súvrstvia* (Kováč et al., 2011; Priechodská in Harčár et al., 1988; Sztanó et al., 2016; Vass, 2002).

Nové výskumy vrchnomiocénnych sedimentov (datovanie $^{10}Be/^{9}Be$) poukázali na heterochrónny vek uvedených litostratigrafických jednotiek (Šujan et al., 2016).

Nemčinianske súvrstvie: zlepence, štrky, piesky (len v litostratigrafickej tabuľke)

Nemčinianske súvrstvie leží transgresívne a diskordantne na predneogénnom podloží – paleozoických (devónskych) vápencoch [vrt Zelený Háj-1 (ZH-1]; Biely a Kullmanová, 1979), mezozoických karbonátoch (v okolí obce Iža) a na sedimentoch *vrábeľského súvrstvia* v oblasti želiezovskej priehlbiny (vrty M-1, M-2, NV-1, D-1).

Vo vrte ZH-1 (1 594,0 – 1 608,0 m) sedimenty *nemčinianskeho súvrstvia* tvorí zelenosivý drobnozrnný polymiktný zlepenec a olivovozelený jemno- a strednozrnný pieskovec. Obliaky v zlepencoch sú dobre opracované a tvoria ich rôzne sfarbené kremene (biely, bielosivý, čierny), tmavosivé vápence a dolomity. Matrix v zlepencoch je karbonátový. V pieskovcoch sa zistili úlomky schránok mäkkýšov (Tanistrák, 1971).

Sedimenty *nemčinianskeho súvrstvia* reprezentované zlepencami a pieskovcami sa zistili vo vrte Dubník 1 (D-1) v hĺbkovom intervale 1 160 – 1 242 m (Gaža, 1968). Obliaky v zlepencoch pochádzajú zo spodnotriasových hornín Vnútorných Západných Karpát a zo strednomiocénnych vulkanických hornín (Kováč et al., 2018c).

Vo vrte Komárno 1 (408 – 424 m) boli usadeniny *nemčinianskeho súvrstvia* reprezentované hrubo- a drobnozrnnými štrkmi s obliakmi s priemerom do 3 cm prechádzajúcimi do pieskov (Lunga, 1963). Sedimenty uvedeného súvrstvia sa zistili aj vo vrte Dubník 1 (1 155 – 1 200 m) v nadloží sedimentov *vrábeľského súvrstvia*. Reprezentujú ich sivé zlepence s dobre opracovanými obliakmi prevažne kremencov s priemerom až do 7 cm, väčšinou 2 – 3 cm (Gaža, 1968).

Sedimenty *nemčinianskeho súvrstvia* sa zistili aj v naftových vrtoch: Sv-65 (107 – 112 m) – svetlosivý štrk a vápnitý pieskovec, Sv-66 (137 – 144 m) – hrubozrnný štrk a svetlosivý jemnozrnný vápnitý piesok, Sv-67 (147 – 160 m) – svetlosivý štrk s hojnými úlomkami mäkkýšov, Svodín-68 (165 – 169 m) – svetlosivý štrk (Čermák, 1971).

Sedimenty *nemčinianskeho súvrstvia* sa vytvorili v prostredí Gilbertovej delty (Sztanó et al., 2016; Šujan et al., 2016).

Ivanské súvrstvie: íly, piesky (len v reze a litostratigrafickej tabuľke)

Ivanské súvrstvie na mapovanom území nevystupuje na povrch. Nachádza sa v sedimentárnej výplni Dunajskej panvy. Reprezentuje usadeniny kaspibrakického jazera (Kázmér, 1990), ktoré boli transportované riekami z vyzdvihujúceho sa alpsko-karpatského orogénu. V rámci *ivanského súvrstvia* boli vyčlenené plytkovodné a hlbokovodné jazerné sedimenty, usadeniny šelfového svahu a turbidity (Sztanó et al., 2016; Šujan et al., 2016).

V nadloží klastických sedimentov *nemčinianskeho súvrstvia* sa vo východnej časti Dunajskej panvy nachádzajú sedimenty *ivanského súvrstvia* tvorené zelenosivými vápnitými ílmi/ílovcami a prachovcami s tenkými vrstvami svetlosivých jemno- až strednozrnných vápnitých pieskovcov. Zistili sa vo vrtoch Modrany-1 a -2 a Zelený Háj-1 (Gaža, 1969; Lunga, 1969; Tanistrák, 1971). Tieto sedimenty reprezentujú usadeniny hlbokého jazera. Sú ekvivalentom *endrődského súvrstvia* v maďarskej časti Dunajskej panvy. Usadzovali sa pred 11,6 až 9,5 mil. r. (Sztanó et al., 2016).

Hlbokovodné, prevažne pelitické sedimenty *ivanského súvrstvia* smerom do nadložia prechádzajú do svetlosivých a svetlozelenkavosivých vápnitých pieskov/pieskovcov a zelenosivých sľudnatých drobových pieskovcov, v ktorých sa nachádzajú vrstvy svetlozelenosivých a zelenosivých vápnitých ílov. V íloch sa vo vrte Zelený Háj-1 (1 205 – 1 208 m) našla chudobná fauna lastúrnikov *(Paradacna abichi)* a mikrofauna zastúpená druhom *Silicoplacentina majzoni* (Tanistrák, 1971). Obdobné sedimenty sa vyskytli aj vo vrte FGDŽ-1 (1 473 – 1 702 m) v Dvoroch nad Žitavou. Reprezentujú ich sivé jemnozrnné piesky/pieskovce, ktoré dosahujú hrúbku až 20 m. Medzi nimi sa vyskytujú vrstvy sivých a tmavosivých ílov hrubé 3 až 4 m (Franko et al., 1982). V uvedených vrstvových sledoch sú dominantne zastúpené piesky a pieskovce. Tieto sedimenty reprezentujú usadeniny turbiditných prúdov, ktoré sa usadzovali v Dunajskej panve v časovom intervale 9,2 – 10,0 mil. r. a sú analógom *szolnockého súvrstvia* nachádzajúceho sa v maďarskej časti Dunajskej panvy (Sztanó et al., 2016; Šujan et al., 2016).

Terminálnu časť *ivanského súvrstvia* tvoria zelenosivé vápnité íly/ílovce, v ktorých sú tenké vrstvy pieskov. Zistila sa v nich fauna lastúrnikov reprezentovaná druhmi *Congeria balatonica*, *C*. aff. *zsigmondy*i, *C*. aff. *banatica*, *Paradacna abichi* a *Lymnocardium conjungens* (Tanistrák, 1971). Tieto sedimenty sa usadili na okraji šelfu. Sú analógom *súvrstvia Algyő* z maďarskej časti Dunajskej panvy. Usadzovali sa v časovom rozmedzí 10,0 – 9,0 mil. r. (Sztanó et al., 2016).

Na študovanom území sa sedimenty vrchnej časti *ivanského súvrstvia* našli vo vrtoch Zelený Háj-1 (950 – 1 150 m) a Modrany-2 (750 – 925 m).

Beladické súvrstvie: íly, piesky a lignity *(vrchný panón)* (len v reze a litostratigrafickej tabuľke)

Sedimenty *beladického súvrstvia* sa v oblasti juhovýchodnej časti Dunajskej panvy nachádzajú v nadloží usadenín *ivanského súvrstvia*. Väčšinou sú zakryté usadeninami kvartérneho veku. Na povrchu sa vyskytli len v nárazovom brehu rieky Hron v priestore medzi obcami Čata a Kamenín (kartograficky nezobraziteľné; obr. 3.2.2.21). Reprezentujú ich piesky, svetlosivozelené, hrdzavo škvrnité silty, sivozelené íly, uhoľné íly a tenké vrstvy lignitov.

Sedimenty *beladického súvstvia* sa zistili vo vrte Š-31 (21,6 – 140,0 m) v obci Šarkan. Reprezentujú ich tmavosivé íly, v ktorých boli tenké vrstvy svetlosivých ílovitých pieskov a lignitov. Z fauny sa v nich našli úlomky kongérií a ostrakódy rodu *Cyprideis* a *Candona.* Sedimenty *beladického súvrvia* s podobným litologickým rázom ako vo vrte Š-31 sa zistili aj vo vrte Š-32 (33,8 – 125,4 m) v Gbelciach (Brodňan a Nemsilová, 1960).

V sedimentoch *beladického súvrstvia* sa našli spoločenstvá palynomorf, v ktorých sú vo veľkom množstve zastúpené ihličnaté dreviny rodu *Pinus*. Z bylinných foriem boli prítomní zástupcovia čeľade Nympheaceae a Graminae. Z listnatých drevín sa vyskytovali zástupcovia rodov *Alnus* a *Quercus* (Planderová, 1966a). Vo vrte SŠ-11 Kamenínska pustatina sa v sedimentoch beladického súvrstvia našli sporomorfy drevín mierneho pásma (*Alnus*, *Betula*, *Corylus, Fagus*, *Abies* a *Picea*) s ojedinelým výskytom teplomilných prvkov (*Engelhardtia*, *Liquidambar* a *Podocarpus*). Hojné zastúpenie v spoločenstvách mali peľové zrná z čeľade Taxodiaceae a rodu *Taxodium* a *Alnus*. Uvedené rody tvorili hlavnú zložku močiarnych porastov a podmienili vznik lignitových vrstiev (Snopková, 1961).



Obr. 3.2.2.21. Východ sedimentov *beladického súvrstvia* v nárazovom brehu rieky Hron južne od obce Bíňa (foto K. Fordinál).

Sedimenty *beladického súvrstvia* reprezentujú usadeniny delty (deltovej roviny) ústiacej do Panónskeho jazera (Sztanó et al., 2016).

Volkovské súvrstvie

Sedimenty *volkovského súvrstvia* sú reprezentované prevažne rôzne sfarbenými ílmi, ktoré sa striedajú s vrstvami pieskov a pieskovcov. Ojedinele sa v nich našli štrky, prípadne zlepence a piesky/pieskovce. V usadeninách súvrstvia sa vyskytujú aj vrstvy alebo šošovky sladkovodných vápencov (89) a ojedinele tenké vrstvy lignitov.

Sedimenty *volkovského súvrstvia* sa usadili v prostredí nív meandrujúcich a anastomujúcich riek (Šujan et al., 2020). Pieskovce reprezentujú výplne kanálov, tenké vrstvy pieskov, prachu a ílov. Sedimentovali na záplavových územiach. Hrdzavo škvrnité íly s karbonátovými konkréciami sa interpretujú ako paleopôdy. Tenké lignitové slojčeky sa vytvorili v lužných jazierkach a močiaroch v priebehu vlhkejšieho obdobia (Böhme at al., 2011; Sztanó et al., 2016).

89 hlavinské vrstvy: sladkovodné vápence

Sedimenty *hlavinských vrstiev* tvorené sladkovodnými vápencami sa nachádzajú v usadeninách *volkovského súvrstvia* tvorených ílmi a pieskami/pieskovcami. Na povrchu sa našli južne od obce Pribeta, severne od obce Modrany, na severných svahoch Chrbta, južne od obce Strekov v časti Chrasť a sz. od obce Bátorove Kosihy v časti Štrkové.

Vápence *hlavinských vrstiev* sú bielosivej a svetložltosivej farby. Z fosílnych zvyškov sa v nich zistili len sladkovodné riasy. Klastická prímes vo vápencoch bola ojedinelá. Tvorili ju neopracované zrnká kremeňov a drobné lišty muskovitov (Laurinc, 2021).

Vrstvy sladkovodných vápencov sa zistili vrtmi aj v sedimentárnej výplni želiezovskej depresie. Boli identifikované v hydrogeologickom vrte VS (28,2 – 29,6 m; 43,8 – 48,9 m; 69,0 – 73,0 m) v Bajči, kde vrstva vápencov dosahuje hrúbku ca 5 m (Medek, 1963). Vrstvy sladkovodných vápencov boli aj vo vrtoch HVV-14 (25 – 28 m, 94 – 96 m) v obci Bátorove Kosihy (predtým Vojnice) (Droppa et al., 1978) a HVP-7 (50,0 – 51,5 m) v Patinciach (Nemethyová et al., 1987).

88 štrky a íly

Sedimenty *volkovského súvrstvia* sú lokálne zložené zo štrkov, zlepencov a pieskov/pieskovcov. Táto litofácia sa zistila vo vrte S-1 (11,3 – 49,4 m) v Hurbanove-Zelenom Háji (Paulov, 1960). V tomto vrte boli tieto hruboklastické sedimenty (štrky, piesky) stmelené karbonátmi. Obdobne sa hruboklastické usadeniny zistili vo vrtoch Iz-120 (6,0 – 27,0 m) a Iz-121 (1,0 – 21,0 m) sz. od obce Šrobárová na svahoch kopca Starý vrch (Lunga, 1965) a Iz-369 (42 – 65 m) západne od obce Modrany (Lunga, 1964). Červenohnedé štrky striedajúce sa so sivými a modrosivými ílmi sa našli vo vrte Ma-1 (11,0 – 34,0 m) pri obci Šrobárová. Štrky boli hrubo- až drobnozrnné, obliaky v nich boli tvorené dokonale zaoblenými kremencami. Ich veľkosť bola až do 10 cm (Priechodská, 1966).

87 íly, piesky/pieskovce a lignity

Sedimenty *volkovského súvrstia* sú reprezentované rôzne sfarbenými (zelenosivými, svetlosivými, zelenkavomodrosivými), hrdzavo škvrnitými ílmi a jemno- až strednozrnnými pieskami, ojedinele pieskovcami. Lokálne sa v sedimentoch *volkovského súvrstvia* nachádzajú tenké vrstvy lignitov. V uvedených sedimentoch sa v obci Dulovce našiel úlomok silicifikovaného dreva (obr. 3.2.2.22). Uvedené sedimenty zriedkavo obsahujú schránky sladkovodných ostrakódov druhu *Candoniella marcida* a *C. schubinae* (Brestenská, 1966). V zelenosivých íloch s medzivrstvami pieskov v tehelni v Gbelciach sa našli schránky gastropódov *Viviparus neumayri* Brus., *Melanopsis praemorsa* L., *M. sturii* Fuchs, *Planorbis cornu* Brong., bivalvií *Unio wetzleri* Dunk., *Unio* aff. *atavus* Partsch, *Pisidium priscum* Eichw. a i. (Horusitzky, 1898b) a ostrakódy rodu *Candona* a *Cypris* (Vašíček in Matějka, 1949b).



Obr. 3.2.2.22. Silicifikované drevo z *volkovského súvrstvia*, lokalita Dulovce (foto L. Martinský).

86 piesky/pieskovce *(vrchný panón)*

Piesky a pieskovce *volkovského súvrstvia* vystupujú na povrch v okolí obce Semerovo (obr. 3.2.2.23) a v priestore medzi obcami Pribeta a Dulovce. Vyznačujú sa žltohnedou, sivožltou, sivou a sivozelenou farbou. Pieskovce sú v prevažnej miere jemno- až strednozrnné. Tvoria ich väčšinou ostrohranné, dobre vytriedené klasty kremeňa, v menšej miere sľudy (muskovit, biotit). Ojedinele sú v nich zastúpené aj klasty živcov (Laurinc, 2021).



Obr. 3.2.2.23. Odkryv v pieskovcoch a pieskoch *volkovského súvrstvia*, lokalita Semerovo (foto K. Fordinál).

Pliocén

Kolárovské súvrstvie: štrky, piesky a íly (len v litostratigrafickej tabuľke)

Sedimenty *kolárovského súvrstvia* sú tvorené vrstvami piesčitého štrku, ktoré sa striedajú s vrstvami piesčitých ílov. V súvrství prevládajú štrky nad ílmi. Piesčité štrky dosahujú hrúbku 5 – 34 m a vrstvy piesčitých ílov majú hrúbku v rozmedzí 5 – 25 m. Sedimenty *kolárovského súvrsvia* sa v regióne zistili len vo vrte FGDŽ-1 v Dvoroch nad Žitavou v hĺbke 10 – 159 m (Franko et al., 1982).

3.2.3. KVARTÉR

Pleistocén

Spodný (starší) pleistocén

Staršia časť

Fluviálne sedimenty

84 **reziduálne zahlinené štrky vyššej úrovne *plošinových terás*** *(biber)*

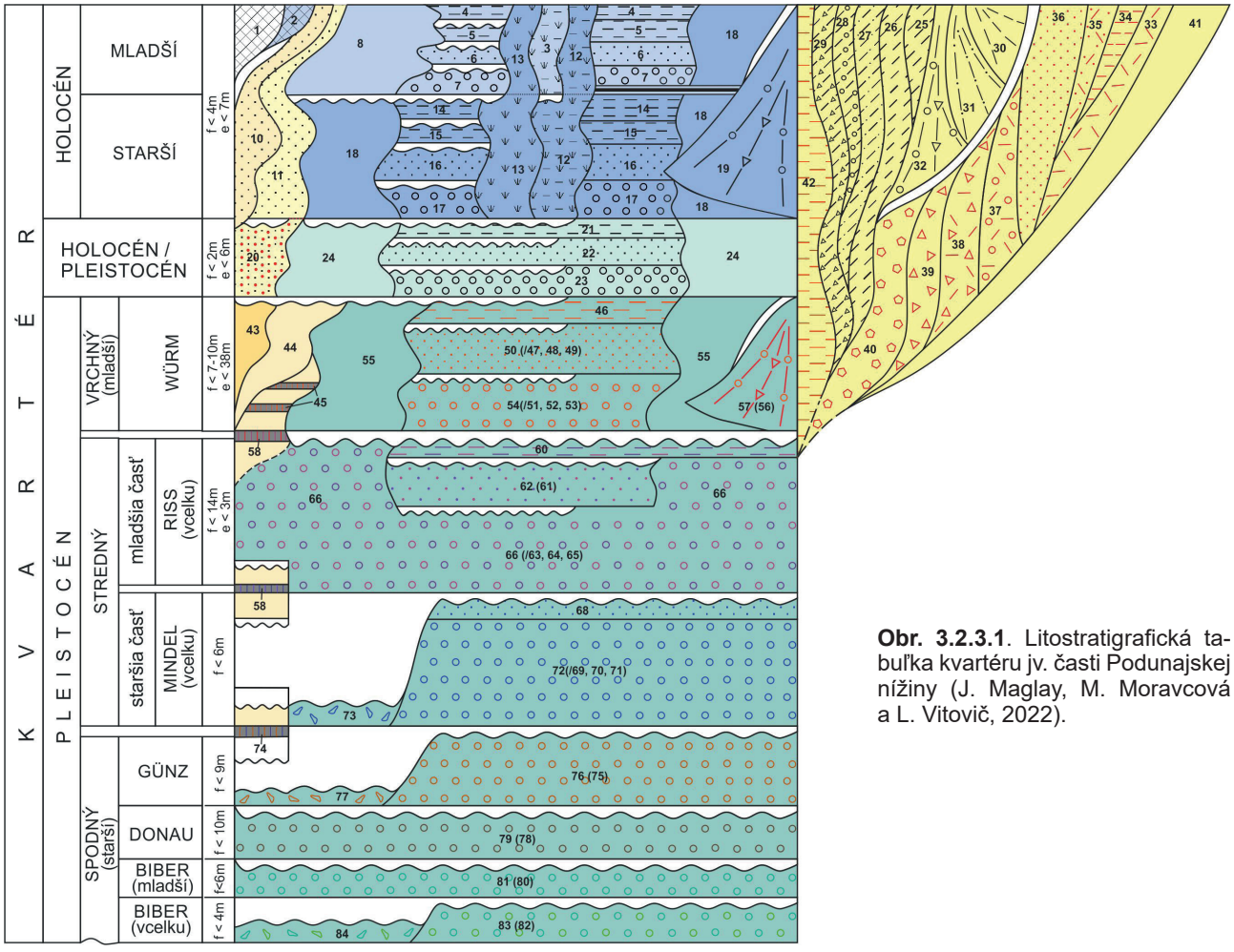
83 **piesčité štrky až štrky vyššej úrovne *plošinových terás*** *(biber)*

82 **piesčité štrky až štrky vyššej úrovne *plošinových terás*** *(biber)*, **s pokryvom spraší** *(riss? – würm)*

Tieto fluviálne, miestami podľa náznakov až fluviálno-limnické(?) sedimenty predstavujú najstaršiu kvartérnu akumuláciu nielen na skúmanom území, ale pravdepodobne aj na celom území Západných Karpát. Ich stratigrafickým ekvivalentom môžu byť len najspodnejšie fluviálne až fluviálno-limnické siltovito-piesčito-štrkovité akumulácie v rámci kvartérnej výplne najviac poklesnutej centrálnej časti gabčíkovskej priehlbiny (gabčíkovskej depresie), v rámci Podunajskej roviny neformálne označované ako *spodné súvrstvie*, resp. *spodný komplex dunajskej štrkovej formácie* (Janáček, 1967).

Na skúmanom území tieto sedimenty tvoria vyššiu z 2 vyčlenených úrovní, resp. stupňov najstarších plošinových terás a zároveň morfologicky najvyššiu terasovú plošinu v terasovom systéme Hrona v rámci Hronskej sprašovej tabule, Dunaja v terasovom systéme jeho ľavobrežia a pravdepodobne aj (paleo?)Žitavy v rozsahu Strekovských terás (Harčár, 1967; Harčár a Schmidt, 1985).

Z výsledkov uvedených starších prác doplnených o najnovšie výsledky Šujana a Rybára (2014), Šujana (2021b), ako aj o vlastné výsledky výskumu možno spresniť rozsah plošného výskytu a stratigrafické postavenie sedimentov tejto terasovej úrovne.



Obr. 3.2.3.1. Litostratigrafická tabuľka kvartéru jv. časti Podunajskej nížiny (J. Maglay, M. Moravcová a L. Vitovič, 2022).

Mladší holocén – antropogénne sedimenty: 1 – významné alochtónne navážky, násypy, skládky a haldy *(recent)*; **2** – rekultivované navážky a skládky, významné autochtónne násypy hrádzí, vodných kanálov a upravených riečnych korýt *(subrecent – recent)*; **fluviálne až fluviálno-organogénne sedimenty: 3** – hnilokalové humózne hliny a piesčité hliny v *mŕtvych ramenách* a ich reliktoch; **fluviálne sedimenty** *nižšieho nivného stupňa*: **4** – ílovité hliny až íly v reliktoch mŕtvych ramien a iných zníženinách reliéfu; 5 – hliny až jemnopiesčité hliny *povodňovej fácie* a *fácie mŕtvych ramien*; **6** – jemnozrnné hlinité piesky *povodňovej fácie* a *fácie prikorytových valov*; **7** – resedimentované piesčité štrky *korytovej fácie* a *dnovej akumulácie* v nánosových častiach meandrov a *fácie slepých* a *mŕtvych ramien*; **8** – litofaciálne nečlenené hliny, piesčité hliny, hlinité piesky, sporadicky **štrky**.

Mladší holocén / starší holocén: 9 – humózne piesčité hliny fosílneho pôdneho komplexu vo fluviálnych sedimentoch nivného krytu *(preboreál – atlantik)*.

Holocén vcelku – eolické sedimenty: 10 – vápnité hliny až jemnozrnné piesky – piesčité spraše; **fluviálno-eolické až eolické sedimenty: 11** – jemnozrnné piesky s krátkym eolickým transportom; **fluviálne až fluviálno-organogénne sedimenty: 12** – hnilokalové humózne piesčité hliny v *mŕtvych ramenách*, reliktoch *mŕtvych ramien* a iných zníženinách reliéfu; **organogénne sedimenty: 13** – humózne rašelinové hliny a slatinné humolity; **fluviálne sedimenty: 14** – ílovité hliny až íly v reliktoch *mŕtvych ramien* a iných zníženinách reliéfu; **15** – hliny až jemnopiesčité hliny *povodňovej fácie* a *fácie mŕtvych ramien*; **16** – jemnozrnné hlinité piesky *povodňovej fácie* a strednozrnné piesky *fácie agradačných valov*; **17** – resedimentované piesčité štrky *korytovej fácie*, *dnovej akumulácie* a *fácie agradačných valov*; **18** – litofaciálne nečlenené hliny, piesčité hliny, hlinité piesky, sporadicky štrky; **proluviálne sedimenty: 19** – hliny, piesky, piesčité hliny až hlinité štrky, lokálne s úlomkami hornín v *nivných náplavových vejároch*.

Holocén / pleistocén – eolické sedimenty: 20 – jemnozrnné piesky dún s krátkym eolickým transportom *(neskorý würm – holocén)*; **fluviálne sedimenty: 21** – ílovité až jemnopiesčité hliny (silty) na povrchu *dnovej akumulácie* a *nízkych terás (neskorý würm – holocén)*; **22** – piesky (sporadicky drobné štrky) agradačných valov (*neskorý würm – holocén*); **23** – hlinité piesky so štrkmi až piesčité štrky dnovej akumulácie v *agradačných valoch* a umelých odkryvoch štrkovní *(neskorý würm – holocén)*; **24** – litofaciálne nečlenené hliny, piesčité hliny, hlinité piesky (sporadicky štrky) *(neskorý würm – holocén)*; **deluviálno-fluviálne sedimenty: 25** – splachové (ronové) ílovité hliny až íly; **26** – splachové (ronové) hliny; **27** – splachové (ronové) hliny, piesčité hliny až hlinité piesky; **28** – splachové (ronové) piesčité hliny; **29** – splachové (ronové) piesčité hliny s úlomkami hornín; **deluviálno-proluviálne sedimenty: 30** – piesčité hliny až hliny v *dejekčných kužeľoch*; **31** – hlinité piesky v *dejekčných kužeľoch;* **32** – piesčité hliny s úlomkami hornín v *dejekčných kužeľoch*; **deluviálne sedimenty: 33** – hliny, ojedinele piesčité hliny; **34** – ílovité hliny až piesky; **35** – piesčité hliny až hlinité piesky s ojedinelými úlomkami hornín; **36** – piesky, lokálne s prímesou siltu; **37** – resedimentované hlinité až piesčito-hlinité štrky, ojedinele s úlomkami hornín; **38** – hlinito-kamenité, piesčito-kamenité až balvanovité svahoviny a sutiny; **39** – piesčito-kamenité až kamenité svahoviny a sutiny; **40** – piesčito-kamenité až balvanovito-blokovité svahoviny a sutiny; **41** – litofaciálne nečlenené hlinité, hlinito-piesčité až hlinito-kamenité svahoviny a sutiny; **eluviálno-deluviálne zvetraniny: 42** – hrubozrnné piesky, sekundárne spevnené.

Pleistocén – vrchný (mladší) pleistocén – **eolicko-deluviálne sedimenty: 43** – nevápnité sprašové hliny *(neskorý würm)*; **eolické sedimenty: 44** – vápnité hliny (spraše) *(würm)*; **eolicko-eluviálne sedimenty: 45** – vápnité hliny (spraše) s obsahom fosílnych pôdnych komplexov *(würm)*; **fluviálne sedimenty: 46** – ílovité až jemnopiesčité hliny (silty) vo vrchnej úrovni *dnovej akumulácie* a na povrchu *nízkych terás (würm)*; **50** – piesky (sporadicky drobné štrky) *dnovej akumulácie* v *nízkych terasách* a *agradačných valoch (würm),* (na nízkych terasách s pokryvom sprašových hlín: **47**, spraší: **48** a eolických pieskov: **49** *neskorého würmu* až *holocénu)*; **54** – štrky a piesčité štrky *dnovej akumulácie* v *nízkych terasách, agradačných valoch* a umelých odkryvoch *(würm),* (na *nízkych terasách* **s pokryvom sprašových hlín: 51**, spraší: **52** a eolických pieskov: **53** *neskorého würmu* až *holocénu)*; **55** – litofaciálne nečlenené piesčité silty, piesky a piesčité štrky *dnovej akumulácie* v *nízkych terasách (würm)*; **proluviálne sedimenty: 57** – piesčité štrky, piesky a piesčité hliny s úlomkami hornín v *nízkych náplavových vejároch (würm),* s pokryvom spraší: **56** *(neskorý würm)*.

Vrchný (mladší) pleistocén / stredný pleistocén: 58 – hliny fosílneho pôdneho komplexu *ém;* **fluviálne sedimenty: 59** – ílovité silty až íly na povrchu stredných terás s pokryvom spraší *(ém)*.

Stredný pleistocén (mladšia časť) – **fluviálne sedimenty: 60** – ílovité až jemnopiesčité hliny (silty) na povrchu bližšie nečlenených *stredných terás (riss vcelku)*; **62** – piesky (sporadicky drobné štrky) bližšie nečlenených *stredných terás (riss vcelku),* (s pokryvom eolických pieskov: **61** *neskorého würmu* až *holocénu)*; **66** – piesčité štrky bližšie nečlenených *stredných terás (riss vcelku)*, (s pokryvom sprašových hlín: **63**, spraší: **64** a eolických pieskov: **65** *neskorého würmu* až *holocénu)*.

Stredný pleistocén (mladšia časť / staršia časť): 67 – hliny fosílneho pôdneho komplexu *(holstein).*

Stredný pleistocén (staršia časť) – **fluviálne sedimenty: 68** – piesky (sporadicky drobné štrky) bližšie nečlenených *vrchných terás (mindel vcelku)*; **72** – piesčité štrky bližšie nečlenených *vrchných terás (mindel vcelku),* (s pokryvom sprašových hlín: **69**, spraší: **70** a eolických pieskov: **71** *neskorého würmu* až *holocénu)*; **73** – reziduálne štrky bližšie nečlenených *vrchných terás (mindel vcelku)*.

Stredný pleistocén / spodný (starší) pleistocén: 74 – hliny fosílneho pôdneho komplexu *(kromer)*.

Spodný (starší) pleistocén (mladšia časť) – **fluviálne sedimenty: 76** – piesčité štrky až štrky nižšej úrovne *vysokých terás (günz),* (s pokryvom spraší: **75** *rissu?* a *würmu)*; **77** – reziduálne zahlinené štrky nižšej úrovne *vysokých terás (günz).*

Spodný (starší) pleistocén (staršia časť) – fluviálne sedimenty: 79 – piesčité štrky až štrky vyššej úrovne vysokých terás (*donau*) (s pokryvom spraší: **78** *rissu?* a *würmu*); **81** – piesčité štrky až štrky nižšej úrovne plošinových terás *(biber – donau)* (s pokryvom spraší: **80** *rissu?* a *würmu*); **83** – piesčité štrky až štrky vyššej úrovne plošinových terás *(biber)* (s pokryvom spraší: **82** *rissu*? a *würmu*); **84** – reziduálne zahlinené štrky vyššej úrovne plošinových terás *(biber)*.

←

Piesčité štrky vyššieho stupňa plošinových terás sa v smere zo Z objavujú spočiatku na menších plochách pozdĺž sv. okraja Strekova, prevažne pokrytých sprašami, kde tvoria nápadné plošiny vo svahoch Bešianskej pahorkatiny. Tieto zarovnané časti svahov sú pozostatkom pôvodne ucelenej terasovej plošiny prebiehajúcej a rozširujúcej sa ďalej na východ v smere na Svodín. V tejto časti sa označujú termínom Strekovské terasy. V rámci Hronskej tabule tvoria tieto sedimenty jej najzápadnejší lem pod hrubými pokryvmi spraší (kolónka 82) vo Veľkých Ludinciach. Po kratšom prerušení sa objavujú v s. časti Svodína a prechodom cez obec sa v dôsledku retrográdnej erózie Svodínskeho potoka členia na 2 samostatné vetvy.

Prvá vetva pokračuje od Svodína na JV, kde táto akumulácia pod pokryvom spraší hrubým až 27 m nadobúda najväčšie plošné rozmery. Podobne ako mladší stupeň plošinovej terasy (kolónka 80) sa stáča k strmším ľavostranným svahom doliny Paríža. Tam sú štrky erodované a stávajú sa súčasťou delúvií pokrytých sprašami alebo tu spraše priamo nasadajú na ílovito-piesčité podložie *volkovského súvrstvia* (kolónka 87).

Druhá vetva sa stáča okolo Svodína v smere na Strekov, kde je táto pôvodne ucelená terasová plošina bočnými ľavostrannými dolinami v rámci doliny Paríža rozdelená na viaceré samostatné segmenty a celkovo značne plošne limitovaná (pozri geologickú mapu).

Synchrónne sedimenty *plošinovej terasy* so zodpovedajúcou morfologickou úrovňou sa nachádzajú vo forme pásma viacpočetných výstupov eróznych zvyškov piesčitých štrkov a pieskov v priestore na JZ od Novej Viesky v miestnej časti Pod vrchom na s. úboči Chrbta. Na jednom z výstupov sa nachádza biostratigraficky a litostratigraficky, ako aj sedimentologicky významná lokalita Nová Vieska-pieskovňa s nálezmi fosílnej fauny veľkých stavovcov (fototab. III – VII), podrobnejšie opísaná v samostatnej kapitole *Významné lokality* v tejto práci. Metódou kozmogénnych nuklidov pomocou autigénneho pomeru $^{10}Be/^{9}Be$ bol stratigraficky doložený vek sedimentov v rozmedzí 2,2 až 1,4 mil. r., keď bola pravdepodobne uložená podstatná časť súvrstvia. Zo závalkov ílov obsiahnutých v ňom bol však touto metódou stanovený vek v rozpätí 2,0 až 2,6 mil. r. V dôsledku toho sa táto lokalita konvenčne označuje ako „báza kvartéru“ na Slovensku (Vlačiky et al., 2017).

Sedimenty pieskov a piesčitých štrkov zodpovedajúce tomuto veku dosahujú hrúbku do 4 m, pričom nasadajú na jemno- až strednozrnné laminované fluviálne piesky *volkovského súvrstvia* vrchnopanónskeho veku (kolónka 86).

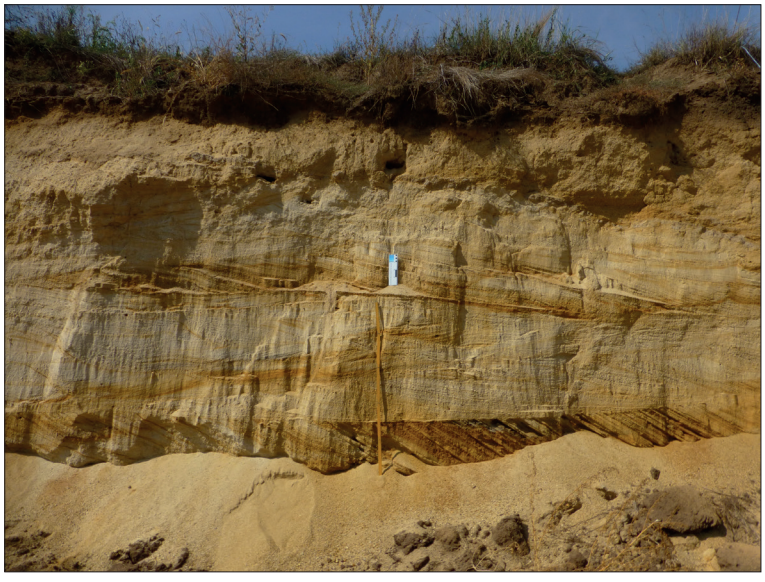
Stratigrafické ekvivalenty plošinovej terasy sa nachádzajú aj v smere na V na pravobreží doliny Paríža na s. svahoch Belianskych kopcov v Šarkane a Ľubej (vrt PN-6). Dokazuje to prítomnosť pôvodného rozsahu sedimentov tejto terasy Hrona (Šujan, 2021b).

K tejto sedimentácii je možné stratigraficky pričleniť aj štrky na zodpovedajúcej výškovej úrovni ich bázy nachádzajúce sa na dvoch lokalitách paralelných medzidolinových chrbtov na JZ od Modrian v lokalitách Kamenný vrch a Kamenica.

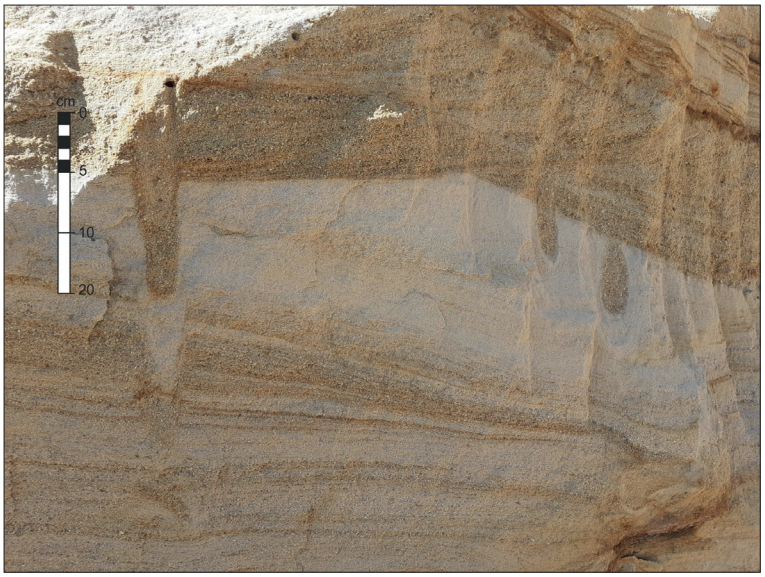
Posledný z výskytov vo forme rezíduí bol identifikovaný na sz. svahoch Burdy v Kamenici nad Hronom nad Bajtavským potokom.

Charakter fluviálnych sedimentov najstaršej plošinovej terasy sa na jednotlivých lokalitách líši v dôsledku neúplného vývoja, resp. postgenetickej erózie, no najmä nedostatkom relevantných údajov z miest výskytu pokrytých sprašou.

Z pieskovne v Novej Vieske (obr. 3.2.3.2) sa opisujú sedimenty tvorené hlavne hrubozrnnými, často dobre opracovanými pieskami s vrstvami a šošovkami zle vytriedeného štrku. Je zaujímavé, že obliaky štrkov sú zle opracované, subangulárne, ale nachádzajú sa aj suboválne. Ojedinele sa vyskytujú aj stredno- až hrubozrnné štrky (∅ 0,4 – 3 cm – 10 – 20 cm). Petrograficky prevažujú kremene, menej kremence, červené rohovce a slabo metamorfované bridlice. Časté



Obr. 3.2.3.2. Fluviálne sedimenty divočiacich tokov v zárezе starej pieskovne na lokalite Nová Vieska (foto K. Fordinál).



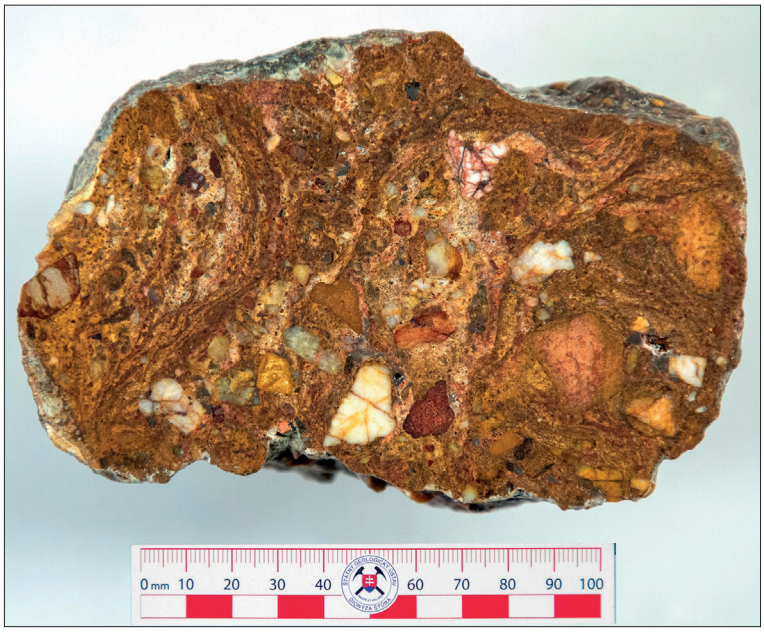
Obr. 3.2.3.3. Fluviálne sedimenty divočiacich tokov v záreze starej pieskovne na lokalite Nová Vieska s výskytom ichnofosílií (foto K. Fordinál).

sú aj intraklasty ílov, pieskov a prachu, ktoré dosahujú hrúbku niekoľko centimetrov. Zriedkavo sa v nich zistili ichnofosílie (obr. 3.2.3.3). Sedimentárne fácie pieskov a štrkov predstavujú výplne fluviálnych korýt. Na základe celkového charakteru sedimentov sa usudzuje na sedimentáciu v prostredí divočiacej rieky, podľa charakteru materiálu pravdepodobne paleo-Žitavy a paleo-Hrona (Vlačiky et al., 2008; 2011).

Na lokalitách prirodzených odkryvov v Strekove úplne prevládajú žilné kremene a spodnotriasové kremence, zvyšok tvoria rohovce. Ojedinele sa pri Strekove našli spevnené klastické sedimenty s ílovitým matrixom, impregnované a cementované fázami FeOOH (obr. 3.2.3.4). Obohatenie železom sa viaže na štádiá pokojnej sedimentácie bahna, na ktorom bolo železo precipitované pravdepodobne za účasti evaporizácie a vysychania (Demko et al., 2021).

Na lokalitách v Šarkane a Ľubej je situácia v horninovom zastúpení takmer rovnaká. Dominujú žilné kremene, kremence a kremité pieskovce, ale nachádza sa aj veľa rohovcov. Vyskytujú sa aj vulkanické horniny, hlavne andezity.

Na lokalitách pri Modranoch je sediment petrograficky bohatší. Prevahu majú žilné kremene a spodnotriasové kremence spolu s kremitými pieskovcami, nasledujú zvetrané metamorfity a zvetrané až rozpadavé granity.



Obr. 3.2.3.4. Zlepenec s ílovitým matrixom, impregnovaný a cementovaný FeOOH, lokalita Strekov (foto L. Martinský).

Parametre vyššej *plošinovej terasy* Hrona (paleo-Žitavy?) a Dunaja v rámci Hronskej tabule získané z vrtnej databázy sú takéto: báza terasy sa nachádza 53,0 – 55 m nad bázou *dnovej akumulácie* tokov a hrúbka pokryvu spraší dosahuje hodnoty medzi 18,0 – 33,0 m.

81 **piesčité štrky až štrky nižšej úrovne *plošinových terás*** *(biber – donau)*

80 **piesčité štrky až štrky nižšej úrovne *plošinových terás*** *(biber – donau)* **s pokryvom spraší** *(riss? – würm)*

Uvedené sedimenty tvoria o niečo mladšiu, nižšiu z 2 úrovní, resp. stupňov najstarších *plošinových terás* celého terasového systému Hrona v regióne. Tento podstupeň bol na základe novších údajov z vrtnej databázy identifikovaný len pod hrubým pokryvom spraší v rámci tzv. Strekovských terás (Harčár a Schmidt, 1985). Piesčité štrky tohto nižšieho stupňa plošinových terás zaberajú v rámci sprašovej Hronskej tabule aj priľahlých svahov Bešianskej pahorkatiny pokrytých sprašami na území len menšiu, ale ucelenú plochu.

Na základe zistených morfometrických údajov o výške eróznej bázy týchto piesčito-štrkovitých akumulácií sa nižšia z 2 úrovní *plošinovej terasy* začína v tylovej časti celého terasového systému Hrona od j. okraja Far-

nej cez územie na V od Veľkých Ludiniec. Odtiaľ pokračuje popri mladšom terasovom stupni *vysokej terasy* (kolónka 78) do priestoru na V od Svodína. V tomto priestore, podobne ako pri uvedenej mladšej terase, sa výskyty jej sedimentov vplyvom následnej erózie potoka Paríž končia. Na erodovanom okraji strmších j. svahov doliny Paríža a jej ľavostranných úvalinovitých dolín sa štrky stali buď súčasťou delúvií pod sprašovým pokryvom svahov, alebo tu spraše ležia priamo na neogénnom ílovito-piesčitom podloží *volkovského súvrstvia* (kolónka 87).

Na základe analógie z vyššej úrovne plošinových terás a z obliakov štrkov z deluviálnych hlín na svahoch je možné usúdiť, že v petrografickom zložení terasového materiálu dominujú žilné kremene, kremence a kremité pieskovce, ale nachádza sa tu aj veľa rohovcov. Vyskytujú sa aj vulkanické horniny, hlavne andezity.

Parametre nižšej *plošinovej terasy* Hrona v rámci Hronskej sprašovej tabule získané z vrtnej databázy sú takéto: báza terasy sa nachádza 44 – 48 m nad bázou *dnovej akumulácie* Hrona a hrúbka pokryvu spraší dosahuje hodnoty medzi 10 – 35 m.

79 piesčité štrky až štrky vyššej úrovne *vysokých terás* *(donau)*

78 piesčité štrky až štrky vyššej úrovne *vysokých terás* *(donau)* **s pokryvom spraší** *(riss? – würm)*

Fluviálne piesčité štrky vyššieho stupňa vysokých terás na území regiónu zaberajú v rámci Hronskej tabule najväčšiu plochu. Vrtmi identifikované pod hrubými sprašovými sériami (kolónka 78) prichádzajú na územie regiónu z priestoru medzi Farnou a Nýrovcami, kde dosahujú šírku až 7 km. Smerom na J cez obce Kuraľany a Keť sa táto terasa mierne zužuje a pokračuje v smere na Bruty až takmer k doline Paríža. Tam sa piesčité štrky terasy pod sprašami strácajú v dôsledku ich postgenetickej erózie. Spraše v tomto úseku ležia priamo na neogénnom ílovito-piesčitom podloží *volkovského súvrstvia* (kolónka 87).

Metódou kozmogénnych nuklidov pomocou odlišnosti autigénneho pomeru $^{26}Al/^{10}Be$ z vrtu PN-3 (Bruty) bol stratigraficky doložený vek štrkovitých sedimentov terasy v rozmedzí 1,6 až 1,8 mil. r., keď bola pravdepodobne uložená podstatná časť súvrstvia (Šujan, 2021b).

O pôvodne ucelenej ploche tejto terasy, primárne rozšírenej až k s. svahom Belianskych kopcov, svedčí fakt, že na pravobreží doliny potoka Paríž sa aj napriek jeho erózii zachovali erózne zvyšky vekovo zodpovedajúcich štrkov vyššej úrovne *vysokej terasy* od obce Šarkan v smere na V cez Ľubú až po v. okraj Belianskych kopcov. Na ich v. úboči sa nachádza posledný výskyt korelatívnych sedimentov tejto úrovne v priestore na Z od Kamenného Mosta.

Z južnej úboče Belianskych kopcov sú známe 2 lokality v morfologicky vyššej odkrytej terasovej úrovni (kolónka 79) kopca Dubník (200 m n. m.) na J od Belej.

Na ľavobreží Hrona sa táto vysoká terasa zachovala pod sprašovým pokryvom v Kamenici nad Hronom.

V štrkoch vyššej úrovne *vysokých terás* Hrona sú zastúpené kremence, kremité pieskovce a žilný kremeň (< 80 %) a nasledujú pyroxénické a amfibolicko-pyroxénické andezity, rohovce a kremité a vápnité zvetrané pieskovce (< 20 %).

Na južnej úboči Belianskych kopcov dominujú kremence a žilné kremene, kremité pieskovce a rohovce, nasledujú rozvetrané granity, granodiority a metamorfity, ako aj exotické horniny. V menšej miere sú prítomné rozvetrané pieskovce.

Parametre vyššej úrovne *vysokej terasy* Hrona v rámci Hronskej tabule získané z vrtnej databázy sú takéto: báza terasy sa nachádza 27 – 31 m (37 m v j. časti) nad bázou *dnovej akumulácie* a hrúbka pokryvu spraší dosahuje hodnoty medzi 8,0 – 19,0 m.

Mladšia časť

77 reziduálne zahlinené štrky nižšej úrovne *vysokých terás* *(günz)*

76 piesčité štrky až štrky nižšej úrovne *vysokých terás* *(günz)*

75 piesčité štrky až štrky nižšej úrovne *vysokých terás* *(günz)* **s pokryvom spraší** *(riss? – würm)*

Fluviálne sedimenty mladšej časti spodného pleistocénu predstavujú najmladšiu fluviálnu akumuláciu tohto obdobia. Vystupujú vo forme tzv. *vysokých terás*. Morfopozične ide o nižšiu z dvoch úrovní, resp. stupňov týchto terás. Na miestach bez pokryvu spraší sú terasy postgeneticky erodované a často sa nachádzajú v podobe rezíduí (kolónka 77), sedimenty je však možné skúmať priamo. Na miestach s pokryvom spraší sa zachovali na rozsiahlych plochách, ale ich presné plošné vymedzenie a odčlenenie jednotlivých úrovní v dô-

sledku relatívne riedkeho pokrytia vrtmi je problematické. Stratigrafické zaradenie je založené často len na morfometrických údajoch a porovnávaní úrovní výskytu so známymi lokalitami, pri ktorých je možné sedimenty datovať novšími exaktnými numerickými metódami.

Fluviálne piesčité štrky nižšieho stupňa *vysokých terás* majú na skúmanom území v porovnaní so staršími terasovými sedimentmi pomerne malé plošné rozšírenie. V západnej časti Hronskej pahorkatiny na rozhraní Bešianskej pahorkatiny a Chrbta sa zo SZ na JV v smere na Strekov tiahne pásmo roztrúsených eróznych zvyškov štrkov v rôznej forme zachovania. Ide o pôvodne ucelenú, postgeneticky erodovanú úroveň nachádzajúcu sa pozične nad úrovňou *vrchných terás* (kolónka 72) tiahnucich sa na toto územie od synchrónnych lokalít od Dvorov nad Žitavou. V najvyššej časti sedla pri Strekove sa tieto sedimenty z oboch strán spájajú a popri železničnej trati Nové Zámky – Štúrovo a hlavnej ceste vypĺňajú jeho dno. Na J od Strekova dosahujú najväčšie plošné rozmery. V smere na JV na Novú Viesku sa sedimenty nevyskytujú.

Vyhodnotením údajov z vrtnej preskúmanosti sa zistilo, že korelatívne štrkopiesčité sedimenty sa nachádzajú na oveľa väčšej ploche pod sprašovým pokryvom Hronskej tabule. Sedimenty nižšieho stupňa *vysokej terasy* Hrona sa tiahnu bezprostredne západne popri sedimentoch vrchnej terasy (kolónka 70) od úrovne Pohronského Ruskova na J, prerušené nivou Ketského potoka. Ďalej na J sa terasa postupne zužuje vplyvom postgenetickej laterálnej erózie Hrona po Bíňu a končí sa v nive Blatnianskeho potoka.

Z morfometrických údajov o bázach štrkov tejto terasovej úrovne a z presného numerického datovania štrkov metódou kozmogénnych nuklidov pomocou autigénneho pomeru $^{26}Al/^{10}Be$ z vrtu PN-5 realizovaného v rámci projektu na lokalite na Z od obce Bíňa bol doložený vek terasy v rozmedzí 0,8 – 1,2 mil. r. (Šujan, 2021b).

V smere na J pozdĺž toku Hrona sa vekovo zodpovedajúce štrkové sedimenty zachovali na malých plochách vo svahu Belianskych kopcov nad ústím nivy Paríža do nivy Hrona.

Z južnej strany Belianskych kopcov sú známe ojedinelé výskyty štrkov tejto terasovej úrovne Dunaja na j. svahu kopca Dubník (200 m n. m.).

Na ľavobreží Hrona sa vyskytuje jediná, ale pomerne rozsiahla akumulácia korelatívnych sedimentov vysokej terasy pod hrubým pokryvom spraší, kde bola zachytená vrtmi v tesnom spojení s mladšími štrkmi vrchnej terasy (kolónka 70). Štrky terasy tvoriace väčší záliv zasahujú do Ipeľskej pahorkatiny a zo Z a J sú ohraničené dolinou Bajtavského potoka.

V piesčitých štrkoch nižšej úrovne vysokých terás z okolia Strekova majú prevahu kremence a žilné kremene, pridružujú sa aj kremité pieskovce a rohovce. V menšej miere sú prítomné granity, granodiority a metamorfity. V štrkoch sa zistili aj obliaky rôznych druhov andezitov a bazaltov. Materiál pripomína žitavskú provenienciu.

Schmidt a Halouzka (1970) a Vlačiky et al. (2008) z bývalej pieskovne na J od Strekova uvádzajú, že pod tenkou vrstvou pôdy sa vyskytuje vrstva komplexu fluviálnych pieskov a drobných štrkov hrubá do 2 m, ktorá leží diskordantne na fosilifernej vrstve limonitizovaných červenohnedých piesčitých štrkov (hrúbka max. 15 – 20 cm) s ojedinelými väčšími obliakmi a zvyškami fosílnej fauny. Aj táto vrstva leží diskordantne na vrstve fluviálnych pieskov neogénneho veku hrubej asi 3 m. Piesčito-štrkovité fluviálne sedimenty sú tu usporiadané do zložitého systému korýt a štrkovitých až piesčitých barov, čo poukazuje na usadzovanie v prostredí divočiacej rieky. Slabšie opracovanie obliakov poukazuje na pomerne krátky transport, aj keď prevaha piesčitého materiálu naznačuje distálnejšiu časť divočiaceho riečneho systému.

V korelatívnych sedimentoch južnej úboče Belianskych kopcov dominujú kremence a žilné kremene, kremité pieskovce a rohovce, nasledujú navetrané granity, granodiority a metamorfity, ako aj exotické horniny. V menšej miere sú prítomné zvetrané vápence a rozvetrané pieskovce neogénu.

V štrkoch nižšej úrovne *vysokých terás* Hrona sú zastúpené kremence, kremité pieskovce a žilný kremeň (< 80 %) a nasledujú pyroxénické a amfibolicko-pyroxénické andezity, rohovce a kremité a vápnité pieskovce (< 20 %).

Morfometrické údaje z nižšieho stupňa *vysokej terasy* Hrona v rámci Hronskej tabule získané z vrtnej databázy sú takéto: báza terasy sa nachádza 12 – 17 m nad bázou *dnovej akumulácie* a hrúbka pokryvu spraší dosahuje hodnoty medzi 6,0 – 8,0 m.

Pri Strekove a na okrajoch Belianskych kopcov sú tieto hodnoty väčšie. Báza odkrytých korelatívnych štrkov vystupuje v relatívnej výške až 16 m nad strednou hladinou Dunaja a pri Strekove až 20 m.

Spodný (starší) pleistocén/stredný pleistocén

74 hliny fosílneho pôdneho komplexu *(kromer)* (len v geologickom reze)

Ide o horizont starších ako strednopleistocénnych fosílnych pôd, na ktorý upozorňujú niektoré údaje z vrtnej databázy z oblasti Hronskej tabule a priľahlej pahorkatinnej časti. Ide najmä o vrty realizované v sprašových komplexoch pokrývajúcich plošinové *vysoké* a *vrchné terasy* Hrona (kolónky 82, 80, 78, 75). Vzhľadom na skutočnosť, že uvedené pôdy, podobne ako mladšie pôdy (kolónka 67), nikde v regióne nevystupujú na povrch, je ich opis formálny a určený na základe analógie s okolitými územiami pahorkatín Podunajskej nížiny (Vaškovský, 1970c; Halouzka, 1968).

Pravdepodobne ide o rubifikované fosílne pôdy (prachovité a ílovité hliny) s vysokým stupňom mikroagregácie. Základná hmota je nevápnitá, resp. veľmi slabo vápnitá, s nízkym obsahom humusu. Vo vrchných častiach v preplavených pôdach sa obsah humusu mierne zvyšuje. Obdobný horizont z Nitrianskej pahorkatiny (mimo mapovaného územia; Pristaš et al., 2000) je zložený z drobných, jemne laminovaných vrstvičiek sivej, okrovej až okrovožltej farby. Pôdny komplex na Hronskej tabuli dosahuje hrúbku okolo 2 – 3 m. Pôdy sú pokryté mladšími sprašami, konzervujúcimi ich zmeny vplyvom následných postgenetických pôdotvorných procesov.

Stredný pleistocén

Staršia časť

Fluviálne sedimenty

73 reziduálne štrky bližšie nečlenených *vrchných terás* *(mindel vcelku)*

72 piesčité štrky bližšie nečlenených *vrchných terás* *(mindel vcelku)*

71 piesčité štrky bližšie nečlenených *vrchných terás* *(mindel vcelku)* **s pokryvom eolických pieskov** *(neskorý würm/holocén)*

70 piesčité štrky bližšie nečlenených *vrchných terás* *(mindel vcelku)* **s pokryvom spraší** *(würm)*

69 piesčité štrky bližšie nečlenených *vrchných terás* *(mindel vcelku)* **s pokryvom sprašových hlín** *(würm)*

Fluviálne sedimenty staršej časti stredného pleistocénu vystupujú vo forme tzv. *vrchných terás*. Na území Západných Karpát sa tieto terasy vyskytujú v dvoch morfologických úrovniach (podstupňoch). Na študovanom území však v dôsledku extrémne veľkého pokrytia týchto terás sprašovými sériami, sprašovými hlinami a eolickými pieskami, ako aj relatívne riedkeho pokrytia územia dostatočne hlbokými vrtmi nebolo možné spoľahlivo odčleniť jednotlivé úrovne.

Fluviálne piesčité štrky *vrchných terás* majú na tomto území pomerne hojné rozšírenie. V rámci z. okraja Hronskej pahorkatiny, presnejšie jej mierne zvlneného rovinatého územia, sa tieto sedimenty vyskytujú v 3 izolovaných zvyškoch pahorkov na úpätí z. svahov Bešianskej pahorkatiny na JV od Dvorov nad Žitavou. Od uvedených lokalít sa v smere na J v úseku cez Pribetu a Novú Trstenú po j. okraj Hurbanova nevyskytujú žiadne korelatívne terasové sedimenty. Naopak, synchrónne sedimenty sa nachádzajú vo väčšom počte v smere na V až JV od týchto lokalít vo forme ďalších izolovaných eróznych zvyškov až rezíduí popri železničnej trati Nové Zámky – Štúrovo v smere na Strekov. Najrozšírenejšie sú vo vrcholovej časti Strekovskej brázdy medzi Bešianskou pahorkatinou a Chrbtom v početných reziduálnych zvyškoch pozdĺžnych pahorkov (kolónka 73) po železničnú stanicu Strekov.

Synchrónne piesčité štrky sa v rámci z. časti Hronskej pahorkatiny opäť objavujú až na pozdĺžnom medziúvalinovom chrbte sz.-jv. smeru na JV od Hurbanova pri ceste do Svätého Petra, kde sú pokryté sprašovými hlinami (kolónka 69). Po prerušení výskytov sa štrky vrchnej terasy opäť objavujú až od jv. okraja Svätého Petra. V izolovaných odkrytých výstupoch aj s pokryvom eolických pieskov (kolónka 71) prechádzajú južnou úbočou Chrbta a v smere na Šrobárovú sú prerušené náplavmi dejekčných kužeľov (kolónka 30).

Zodpovedajúca akumulácia sa po dlhšom prerušení opäť objavuje v odkrytej podobe (kolónka 72) vo forme erózneho zvyšku pahorku Pekelný vrch na úpätí svahov pahorkatiny v Modranoch. Po ďalšom prerušení spôsobenom eróziou sa štrkové sedimenty objavujú na úpätí pahorkatiny na hranici s rovinatou tabuľou Búčskych terás na V od Bátorových Kosíh v časti Vojnická cesta. Tu sú štrky pokryté vrstvami spraší hrubými do 6 m (kolónka 70).

Od úvaliny smerujúcej do osady Pereš zaberajú celý úsek Búčskych terás až po okraj alúvia Dunaja. Celistvosť *vrchnej terasy* je v smere na V prerušovaná nivou Mužlianskeho potoka a úvalinami smerujúci-

mi z Belianskych kopcov k nive Dunaja. Štrky terasy sú všade pokryté návejmi spraší a lokálne eolickými pieskami tvoriacimi drobné vyvýšeniny. Takáto terasa pokračuje na V až po alúvium Hrona.

Vyhodnotením údajov z vrtov sa zistilo, že pod Hronskou tabuľou pokrytou sprašami sa *vrchná terasa* Hrona vyskytuje v užšom pásme prebiehajúcom zo S na J paralelne popri mladších, *stredných* (kolónka 64) aj starších *vysokých terasách* (kolónka 75) až po j. okraj obce Čata. Tam je prerušená neskoršou laterálnou eróziou Hrona vo forme rozsiahleho meandra so sedimentmi nízkej terasy (kolónka 52). V Bíni ide terasa až po okraj nivy Hrona. Vytvára výraznú morfologickú hranu a pokračuje v úzkom pruhu neskôr popri mladšej terase (kolónka 64) až po ústie nivy Paríža do Hrona.

V samotnej doline Paríža na jeho pravobreží je odkrytých niekoľko eróznych zvyškov *vrchnej terasy* Hrona, ale potok Paríž má aj vlastné terasy, odkryté v 3 eróznych zvyškoch.

Z morfometrických údajov o báze štrkov terasovej úrovne ľavobrežia Dunaja a z presného numerického datovania štrkov tejto akumulácie metódou kozmogénnych nuklidov pomocou autigénneho pomeru $^{26}Al/^{10}Be$ z vrtu PN-7 realizovaného na lokalite na JZ od Novej Mužly bol doložený vek terasy v rozmedzí 0,5 – 0,55 mil. r. (Šujan, 2021b).

Na ľavobreží Hrona sa vekovo zodpovedajúce sedimenty vyskytujú pod hrubým pokryvom spraší v rozsiahlejšom zálive v priestore medzi Malou nad Hronom a miestnou časťou Remanencia, odkiaľ sa výskyty súvekých štrkov tiahnu v úzkom prerušovanom pruhu smerom na Kamenicu nad Hronom.

V doline Ipľa sú prvé výskyty terasových štrkov staršej časti stredného pleistocénu identifikované na JZ od Pastoviec (kolónka 70) pri vyústení potoka Čaradskej doliny do nivy Ipľa. Ďalších 6 izolovaných výskytov od reziduálnych až po väčšie bolo identifikovaných v pásme úpätia a svahov pahorkatiny v oblúku na SZ, Z až JZ od Malých Kosíh. Výpočet lokalít sa končí výskytom na svahu pahorkatiny v zosuvnom území na JZ od Salky.

Piesčité štrky *vrchných terás* územia Hurbanovských terás a Búčskych terás predstavujúcich žitavskú a dunajskú provenienciu sú polymiktné. Prevahu majú žilné kremene a kremence spolu s kremitými pieskovcami (40 – 60 %). Nasledujú granity, granodiority, granitové pegmatity, granitové aplity a metamorfity (20 – 30 %). Zvyšok tvoria rohovce, arkózy, droby, kremité a vápnité pieskovce, žilné kalcity, rôzne druhy vápencov a dolomitov a pieskovce neogénu (10 – 20 %). Vo v. časti terasy medzi Obidom a Štúrovom sa v štrkoch zistili aj obliaky rôznych druhov andezitov, bazaltov a bazanitov.

V štrkoch *vrchných terás* Hrona sú zastúpené kremence, kremité pieskovce a žilný kremeň (< 6 %) a nasledujú pyroxénické a amfibolicko-pyroxénické andezity, rohovce a kremité a vápnité pieskovce (< 20 – 35 %). Zvyšok tvoria bazalty, bazanity a bazaltové andezity (< 5 – 10 %).

V štrkoch *vrchných terás* Ipľa dominujú kremence, žilný kremeň a porfýr (< 50 %), nasledujú rozličné druhy andezitov, napr. pyroxénický, amfibolicko-pyroxénický a augiticko-pyroxénický andezit (< 40 %). Zvyšok tvoria pieskovce, zlepence a bazalty.

Morfometrické údaje zo spojenej *vrchnej terasy* Žitavy a Dunaja v rámci Hurbanovských terás a Búčskych terás zistené z vrtnej databázy sú takéto: báza terasy Žitavy (Nitry) sa nachádza asi 18 m nad bázou *dnovej akumulácie* a báza terasy Dunaja 7 – 10 m nad bázou jeho *dnovej akumulácie* v rozsahu aluviálnej nivy. Relatívna výška povrchu odkrytej terasy sa pohybuje medzi 10 – 15 m nad strednou hladinou toku. Veľkoplošné pokryvy spraší, eolických pieskov a sprašových hlín (kolónky 70, 71, 11, 69) dosahujú hodnoty od 7 do 16 m v prípade spraší, od 2,6 do 10 m pri pieskových pokryvoch a od 1 m (Žitava) do 2 m pri pokryvoch sprašových hlín. Relatívna výška povrchu terasy tvoreného sprašovou hlinou je 25,5 m a sprašou 21 m (Dunaj) nad strednou hladinou toku.

Parametre *vrchnej terasy* Hrona v rámci Hronskej tabule získané z vrtnej databázy sú takéto: báza terasy sa nachádza 8 – 12 m nad bázou *dnovej akumulácie* a hrúbka pokryvu spraší dosahuje hodnoty medzi 3 – 9,5 m.

Báza *vrchnej terasy* Ipľa sa nachádza 8 – 11 m nad úrovňou bázy *dnovej akumulácie*. Relatívna výška povrchu odkrytej terasy sa pohybuje medzi 8 – 14 m nad strednou hladinou toku a sprašový pokryv dosahuje hodnoty medzi 4 – 8 m.

Povrch *stredných terás* tvorený sprašami a sprašovými hlinami je prevažne plochý, ale s častými úvalinami a úvalinovitými dolinami prechádzajúcimi naprieč terasami, je pozdĺžne paralelne zvlnený až segmentovaný na menšie časti. V miestach s pokryvom piesčitých spraší (kolónka 10), ale najmä eolických pieskov (kolónky 65, 11), je povrch terás výrazne zvlnený.

V dôsledku mohutného pokryvu spraší hrubého do 8 – 12 m a miestami sprašových hlín aj eolických pieskov pokrývajúcich piesčité štrky *stredných terás* nie sú detailne známe tylové hranice ich rozšírenia.

Na geologickej mape je preto vyznačený len ich pravdepodobný tylový rozsah opierajúci sa o vrtné údaje. Naopak, ohraničenie terás oproti nivám je výrazné a vyznačuje sa zväčša ostrým prechodom nadložných vrchnopleistocénnych spraší do nivných fluviálnych sedimentov v podobe eróznej hrany, ktorú je možné sledovať pozdĺž relevantných úsekov Búčskych terás a Hronskej tabule (pozri geologickú mapu).

68 piesky (sporadicky drobné štrky) bližšie nečlenených *vrchných terás* *(mindel vcelku)*

Finálnu sedimentáciu staršej časti stredného pleistocénu predstavujú fluviálne terasové piesky. Ide o zvlášť vyčlenenú frakčnú kategóriu v rámci piesčitých štrkov *vrchných terás* (kolónka 72), s ktorými sú tieto sedimenty úzko geneticky späté. Prítomnosť takýchto fluviálnych pieskov je síce lokálne doložená z vrtov pod pokryvmi spraší Búčskych terás a Hronskej tabule, no v odkrytej forme bola identifikovaná len na jedinej lokalite v doline Ipľa pred jeho vstupom do Vyšehradskej brány na V od obce Leľa.

Fluviálne piesky tu vystupujú priamo na povrch pod tenkým pôdnym pokryvom alebo v starých ťažobných jamách a na miestach s archeologickým výskumom prebiehajúcim v minulosti. Nachádzajú sa v morfologickej pozícii nad výskytom mladších fluviálnych pieskov *strednej terasy* (kolónka 62). Tvoria pokryv epiklastických vulkanických pieskovcov hrubý do 4 m (kolónka 117).

Piesky sú pomerne ostrohranné, kremenné a kremencové, s obsahom živcov. Sú prevažne hrubozrnné (∅ 0,6 – 2,0 mm), s obsahom zón drobných štrkov (∅ 4,0 – 8,0 mm) a tmavých vulkanických hornín (rôzne druhy andezitov). Obsah karbonátov je nízky, rovnako aj obsah sľúd (2 – 3 %). Farba pieskov je sivohnedá, hrdzavohnedá, tmavosivá až čierna.

Staršia časť/mladšia časť

67 hliny fosílneho pôdneho komplexu *(holstein)* (len v geologickom reze)

Z údajov vrtnej preskúmanosti je zrejmé, že niektoré vrty v oblasti Hronskej tabule zasiahli v sprašových komplexoch pokrývajúcich *vysoké* a *vrchné terasy* Hrona (kolónky 78, 75, 70) horizont starších ako vrchnopleistocénnych fosílnych pôd. Vzhľadom na skutočnosť, že uvedené pôdy nikde na území nevystupujú na povrch, je ich opis približný a určený na základe analógie s okolitými územiami pahorkatín Podunajskej nížiny (Vaškovský, 1970a; Halouzka, 1968).

Ide pravdepodobne o fosílne pôdy tvorené komplexom hnedočervených, silno zvetraných rubifikovaných fosílnych pôd, typologicky zaraďovaných k hnedozemiam až parahnedozemiam. Predstavujú zložitý, vplyvom klimatických oscilácií nejednotný útvar vystupujúci ako zdvojená pôda. Spodnú časť tvoria interglaciálne hnedé, často preplavené pôdy a nadložie tvoria humózne pôdy. Ich intenzívna rubifikácia je výsledkom striedania klimatických teplých suchých a teplých vlhkých období. Pôdny komplex na Hronskej tabuli dosahuje hrúbku okolo 1,2 m. Pôdy sú pokryté mladšími sprašami, konzervujúcimi ich zmeny vplyvom následných postgenetických pôdotvorných procesov. Na tabuli majú pravdepodobne širší plošný rozsah. V súčasnosti tieto fosílne pôdy nikde nevystupujú na povrch.

Mladšia časť

Fluviálne sedimenty

66 piesčité štrky bližšie nečlenených *stredných terás* *(riss vcelku)*

65 piesčité štrky bližšie nečlenených *stredných terás* *(riss vcelku)* **s pokryvom eolických pieskov** *(neskorý würm/holocén)*

64 piesčité štrky bližšie nečlenených *stredných terás* *(riss vcelku)* **s pokryvom spraší** *(neskorý würm)*

63 piesčité štrky bližšie nečlenených *stredných terás* *(riss vcelku)* **s pokryvom sprašových hlín** *(würm)*

Fluviálne sedimenty mladšej časti stredného pleistocénu vystupujú vo forme tzv. *stredných terás*. V rámci Západných Karpát sa tieto terasy vyskytujú v dvoch morfologických úrovniach, no na tomto území morfologické údaje a extrémne veľké pokrytie sedimentov terás eolickými pieskami a sprašovými sériami neumožňujú spoľahlivo tieto stupne odčleniť. *Stredné terasy* z hľadiska geologického vývoja a poznania územia predstavujú aj významný geomorfologický fenomén, a to nielen na študovanom území, ale aj v laterálnom dosahu všetkých väčších tokov Západných Karpát a Panónskej panvy. Formy týchto akumulácií sa v minulosti označovali rôznymi termínmi: napr. *žilinská terasa* (Mazúr, 1963), *vážska terasa*, *vážska pseudoterasa* (Lukniš, 1946; Ložek a Tyráček, 1960; Šajgalík, 1967), *stredná terasa* (Harčár in Harčár et al., 1988), ale hlavne *sídelná tera-*

sa, resp. hlavná terasa (Vaškovský, 1977), pretože na hrane tejto terasy v pozícii nad aluviálnou nivou tokov vznikol v minulosti celý rad vidieckych sídiel a miest.

Na skúmanom území sa tento fenomén prejavuje v menšej miere, resp. len na určitých úsekoch, pretože výrazný stupeň (hrana terasy) sa tvorí často medzi *nízkou terasou* s pokryvom spraší alebo eolických pieskov a nivou (kolónky 52, 53).

Fluviálne piesčité štrky *stredných terás* majú pomerne hojné rozšírenie. V rámci Hronskej pahorkatiny, presnejšie mierne zvlneného rovinatého územia označovaného ako Hurbanovské terasy, sa terasové sedimenty začínajú objavovať na V a JV od Dvorov nad Žitavou. Tam sa postupne rozširujú a v rozsiahlom oblúku lemujúcom tylový okraj mladšej *nízkej terasy* (kolónka 54) zasahujú po miestnu časť Turecký kanál. Odtiaľ sa stáčajú k nive Žitavy na JZ a pri hlavnej železničnej trati sa vyklinujú. V celom uvedenom úseku sú štrky pokryté návejmi eolických pieskov a spraší (kolónky 65, 64), ako aj deluviálno-fluviálnymi splachmi (kolónky 26, 27). Po vyklinení uvedenej terasy sa prítomnosť piesčitých štrkov v smere na J a JV pod pokryvmi eolických pieskov a spraší nezistila ani z vrtnej databázy. Ako najspoľahlivejšie vysvetlenie tejto skutočnosti sa javí fakt, že v tomto úseku neboli staršie ako vrchnopleistocénne terasy vyvinuté, resp. sedimenty starších terás boli postsedimentačne erodované a odnesené. Pritom je potrebné poznamenať, že na už spomínanom úseku na V od Dvorov nad Žitavou sa okrem štrkov *nízkej* a *strednej terasy* vyskytujú aj staršie terasové uloženiny, prípadne ich rezíduá (kolónka 72).

Sedimenty *strednej terasy* sa opäť vyskytujú až od Hurbanova-Bohatej. Terasa tu pod pokryvom eolických pieskov, spraší, ako aj sprašových hlín (kolónky 65, 64, 63), a dokonca aj s priamymi výstupmi štrkov na povrch, vytvára úzky oblúk za tylovou časťou nízkej terasy (kolónka 54). Popri tejto terase sa stáča na JV, kde vo viac ako 2 km šírke medzi Chotínom a Svätým Petrom pokračuje pokrytá eolickými pieskami a deluviálno-fluviálnymi splachmi v smere na Marcelovú. V Marcelovej a odtiaľ na JV je výrazne pokrytá eolickými pieskami, pričom v miestnej pieskovni sú odkryté aj jej piesčité štrky. Od Marcelovej ďalej k hlavnému toku Dunaja a v smere na V po nivu Modrianskeho potoka zaberá terasa väčšinu plochy Búčskych terás. Jej šírka od svahov Chrbta po tok Dunaja je 6 km. Je pokrytá hlavne eolickými pieskami a piesčitými sprašami (kolónky 65, 11, 10), no na S od Radvane nad Dunajom v miestnej časti Domáňovské aj sprašovými hlinami (63). Jej rozsiahla plocha je v tomto úseku prerušovaná nivami Šrobárovského potoka a Modrianskeho potoka, ako aj viacerými úvalinami s výplňou deluviálno-fluviálnych hlín a pieskov (kolónky 26, 27).

Približne od nivy Modrianskeho potoka, resp. od obce Moča na V a SV k Bátorovým Kosihám a Búču a ďalej po úroveň úvalín pri osade Pereš je *stredná terasa* pokrytá prevažne sprašami (kolónka 64). V mieste uvedených úvalín smeru SZ – JV sa terasa vyklinuje v prospech *vrchnej terasy* pokrytej sprašami (kolónka 70).

Synchrónna strednopleistocénna akumulácia sa objavuje pod sprašovým a čiastočne na malých plochách aj piesčitým pokryvom v obci Obid. Odtiaľ pokračuje na V po bývalé papierne v Štúrove, kde sa končí výrazným oblúkom v tvare meandra pokrytého sprašami. Od tohto miesta na V a SV pokračuje staršia *vrchná terasa* Hrona pokrytá sprašami (kolónka 72).

Z vrtnej databázy a na základe morfometrických údajov o báze štrkopiesčitých sedimentov *stredných terás* regiónu je možné potvrdiť prítomnosť synchrónnej akumulácie pod hrubým pokryvom sprašových sérií na území časti Hronskej tabule zobrazenej na mape. Nízka terasa Hrona na toto územie prichádza zo S a v šírke okolo 1 km paralelne s mladšou *nízkou terasou* (kolónka 52) a staršou *vrchnou terasou* (kolónka 70) prebieha popri Hronovciach na J. Tam sa postupne zužuje a vyklinuje sa na úrovni nivy potoka Nýrica. Následne sa opäť objavuje v mieste vyústenia Blatnianskeho potoka do nivy Hrona na S od Kamenína a pokračuje po ústie nivy Paríža. Opäť sa objavuje pod sprašovým pokryvom na malej ploche na úpätí v. úboče Belianskych kopcov v miestnej časti Pod vinicami na J od Kamenného Mosta.

Na ľavobreží Hrona sú výskyty piesčitých štrkov *strednej terasy* v dôsledku laterálnej erózie toku zachované len sporadicky. Prvý z nich bol zaznamenaný v Zalabe v časti Hradný vrch. Pod tenšou vrstvou spraší tam vystupujú piesčité štrky, segmentované úvalinami na niekoľko samostatných častí. Ďalší výskyt sa zistil vrtmi pod hrubou vrstvou spraší medzi Malou nad Hronom a miestnou časťou Remanencia. Od tohto miesta na J bolo zaznamenaných niekoľko lokálnych povrchových výstupov v tenkých pruhoch po Kamenicu nad Hronom.

V doline Ipľa sú synchrónne sedimenty *strednej terasy* zachované pod sprašovým pokryvom na pravobreží od Ipeľského Sokolca po Sokolský majer. Ďalšie výskyty sa nachádzajú na S od Pastoviec, priamo v obci a na JZ od obce pri vyústení Čaradskej doliny do nivy Ipľa. Po kratšom prerušení vo výraznom nárazovom brehu Ipľa sa zachovala rozsiahla a morfologicky výrazná *stredná terasa* na V od Malých Kosíh. Táto terasa pokrytá sprašami sa tiahne úpätím svahov pahorkatiny ponad mladšiu *nízku terasu* (kolónka 54) až na úroveň j. okraja obce Salka. Posledný výskyt sa nachádza na V od obce Leľa, kde piesčité štrky tejto terasy vystupujú v prirodzenom odkryve nárazového brehu pod jej fluviálnymi pieskami (kolónka 62).

Akumulácie *stredných terás* sú tvorené zriedkavo selektívne navetranými, smerom na povrch zahlinenými strednozrnnými (∅ 2 – 4 cm), menej drobnozrnnými (∅ 1 – 2 cm) a len zriedka hrubozrnnými (∅ 6 – 8 cm) suboválnymi až oválnymi sivými piesčitými štrkmi s polohami stredno- až hrubozrnných vytriedených pieskov sivej a hrdzavej farby. Ojedinele sa v štrkoch nachádzajú obliaky s ∅ 15 – 18 cm, najmä v sedimentoch Hrona na ľavobreží a v sedimentoch Dunaja pri Obide. Smerom na povrch pribúdajú žltosivé drobnozrnné štrky (∅ < 1 cm) s obsahom piesčitej zložky až 45 %. Na styku s nadložnými spraš ami dominujú (kolónka 62) sivé a oranžovo-žlté strednozrnné, v prípade Dunaja, Váhu a Žitavy aj sľudnaté piesky.

Petrografické zloženie štrkov spojených *stredných terás* Žitavy a Dunaja v rámci územia Hurbanovských terás a Búčskych terás je polymiktné (Horniš, 1993). Prevahu majú žilné kremene, spodnotriasové kremence a kremité pieskovce (34 – 57 %). Nasledujú granity, granodiority, granitové pegmatity, granitové aplity a metamorfity (11 – 27 %). Zvyšok tvoria rohovce, arkózy, droby, kremité a vápnité pieskovce, žilné kalcity, rôzne druhy vápencov (aj rádiolá riové) a dolomitov, ako aj pieskovce neogénu (3 – 15 %). V štrkovisku v pieskovni v Marcelovej sa našli obliaky hľuznatých vápencov z pohoria Gerecse v Maďarsku, paleogénnych vápencov s numulitmi (fototab. XIV, obr. 4) a medzi Obidom a Štúrovom aj rôzne druhy andezitov a obliak bazaltu, uvoľnený zo staršej akumulácie vrchnej terasy (kolónka 72) ako redepozit.

V petrografickom zložení štrkov *stredných terás* Hrona sú približne na polovicu zastúpené kremence, kremité pieskovce a žilný kremeň (< 50 %), ale takmer rovnaké zastúpenie majú pyroxénické a amfibolicko-pyroxénické andezity, rohovce a kremité a vápnité pieskovce (< 40 – 45 %). Zvyšok tvoria bazalty, bazanity a bazaltové andezity (< 5 – 10 %).

Fluviálne štrky Ipľa majú podobné petrografické zastúpenie ako hronské štrky, ale pomerné zastúpenie hornín sa mení. Dominujú rôzne druhy andezitov, napr. pyroxénický, amfibolicko-pyroxénický a augiticko-pyroxénický andezit (< 50 %). Nasledujú kremence, žilný kremeň a porfýr (< 40 %). Zvyšok tvoria pieskovce, zlepence a bazalty.

Morfometrické údaje spojenej *strednej terasy* Žitavy (Nitry) a Dunaja v rámci Hurbanovských terás a Búčskych terás zistené z vrtnej databázy sú takéto: Báza terasy sa nachádza 5,0 m (Žitava) a 5 – 12 m (Dunaj) nad bázou *dnovej akumulácie* v rozsahu aluviálnej nivy. Relatívna výška povrchu odkrytej *strednej terasy* sa pohybuje medzi 9,0 – 10,0 m nad strednou hladinou toku. Veľkoplošné pokryvy spraší, eolických pieskov a sprašových hlín (kolónky 64, 65, 11, 63) dosahujú hodnoty od 7 m (Žitava – Nitra) do 18 m (Dunaj), v prípade spraší od 8,2 m (Žitava – Nitra) do 13 m (Dunaj), pri pieskových pokryvoch a pokryvoch sprašových hlín od 4 m (Žitava) do 9 m (Dunaj). Relatívna výška povrchu terasy Dunaja pokrytého sprašou nad strednou hladinou toku je 23 – 24 m.

Parametre *strednej terasy* Hrona v rámci Hronskej tabule získané z vrtnej databázy sú takéto: Báza terasy sa nachádza 6,0 – 7 m nad bázou *dnovej akumulácie*. Relatívna výška povrchu odkrytej terasy sa pohybuje medzi 2,0 – 3,0 m nad strednou hladinou toku a hrúbka pokryvu spraší dosahuje hodnoty medzi 4,0 – 8 m.

Báza *strednej terasy* Ipľa sa nachádza 6 – 8 m nad úrovňou bázy jeho *dnovej akumulácie*. Relatívna výška povrchu odkrytej terasy sa pohybuje medzi 2 – 3 m nad strednou hladinou toku a sprašový pokryv dosahuje hodnoty medzi 2 – 10 m.

Povrch *stredných terás* tvorený sprašami a sprašovými hlinami je prevažne plochý, ale častými úvalinami a úvalinovitými dolinami prechádzajúcimi naprieč terasami je pozdĺžne paralelne zvlnený až segmentovaný na menšie časti. V miestach s pokryvom piesčitých spraší (kolónka 10), ale najmä eolických pieskov (kolónky 65, 11) je povrch terás výrazne zvlnený.

V dôsledku mohutného pokryvu spraší hrubého do 8 – 12 m, miestami sprašových hlín a eolických pieskov pokrývajúcich piesčité štrky *stredných terás* nie sú detailne známe tylové hranice ich rozšírenia. Na geologickej mape je preto vyznačený len ich pravdepodobný tylový rozsah opierajúci sa o vrtné údaje. Naopak, ohraničenie terás oproti nivám je výrazné. Vyznačuje sa zväčša ostrým prechodom nadložných vrchnopleistocénnych spraší do nivných fluviálnych sedimentov v podobe eróznej hrany, ktorú je možné sledovať pozdĺž relevantných úsekov Búčskych terás a Hronskej tabule (pozri geologickú mapu).

62 piesky (sporadicky drobné štrky) bližšie nečlenených *stredných terás* *(riss vcelku)*

61 piesky (sporadicky drobné štrky) bližšie nečlenených *stredných terás* *(riss vcelku)* **s pokryvom eolických pieskov** *(neskorý würm/holocén)*

Fluviálne piesky mladšej časti stredného pleistocénu tvoria zvlášť vyčlenenú frakčnú kategóriu, resp. fáciu v rámci piesčitých štrkov *stredných terás* (kolónka 66), s ktorými sú úzko geneticky späté. Aj keď je prítomnosť

takýchto fluviálnych pieskov terás doložená z vrtov pod pokryvmi eolických pieskov (kolónky 61, 11), je vysoko pravdepodobné, že synchrónne piesky sa nachádzajú aj pod sprašovými pokryvmi Búčskych terás a Hronskej tabule.

Povrchové výstupy pieskov boli doložené zo spoločnej *strednej terasy* Dunaja a Žitavy, kde sa začínajú objavovať na JV od Hurbanova medzi miestnymi časťami Horný Leginč a Dolný Leginč a pokračujú v smere na Chotín. Na S od Chotína piesky tejto terasy dosahujú najväčšie plošné rozmery so šírkou 3 km a dĺžkou vyše 5 km. V smere na Marcelovú sa terasa v piesčitom vývoji vyklinuje. Celá uvedená plocha výskytu predstavuje deflačnú zónu (zdroj) eolických piesčitých formácií (kolónky 20, 11).

Výskyt synchrónnej piesčitej sedimentácie na štrkoch *strednej terasy* sa zistil v doline Ipľa na jeho pravobreží pri vstupe do Vyšehradskej brány. Na V od obce Leľa tu fluviálne piesky vystupujú v prirodzenom odkryve nárazového brehu toku na okraji terasovej hrany. Tvoria pokryv piesčitých štrkov hrubý 3 m (kolónka 66).

V *strednej terase* Žitavy a Dunaja v rámci Búčskych terás ide o zvrstvené, málo až stredne opracované, jemno- až strednozrnné (∅ 0,2 – 0,45 mm), zväčša vápnité a sľudnaté (3 – 4 %) fluviálne piesky s vrstvami hrubozrnnej piesčitej frakcie (∅ 0,5 – 1,8 mm), ojedinele na báze s výskytom drobných štrkov (∅ 0,4 – 1,2 cm). Farba pieskov je svetlosivá až žltosivá. Jemnejšie frakcie pieskov boli vo vrchných častiach v podmienkach suchšej klímy čiastočne eolicky redeponované na krátku vzdialenosť.

Pri Ipeľskej proveniencii sú piesky málo opracované, nevápnité, málo sľudnaté (1 – 2 %) a prevažne hrubozrnné (∅ 0,6 – 2,0 mm), s obsahom zón drobných štrkov tmavých vulkanických hornín (rôzne druhy andezitov) s pozvoľným prechodom do podložných piesčitých štrkov. Farba pieskov je sivohnedá, hrdzavohnedá, tmavosivá až čierna.

Petrograficky v zrnách všetkých riečnych proveniencií prevláda kremeň (< 60 – 70 %). V prípade Dunaja a Žitavy nasledujú úlomky kremencov, silicitov, kryštalických bridlíc a živcov (< 30 %). V pieskoch Ipľa nasledujú hlavne úlomky kremencov a živcov.

Z vlastných pozorovaní a vrtnej databázy a sond vyplýva, že hrúbka akumulácie fluviálnych pieskov sa v rámci *stredných terás* najčastejšie pohybuje v rozmedzí 1 – 4 m.

60 ílovité až jemnopiesčité hliny (silty) na povrchu bližšie nečlenených *stredných terás* *(riss vcelku)*

Ide prevažne o prachovité drobnovrstvovité sedimenty so striedavou, ale malou prímesou ílu a, naopak, s častou striedavou prímesou jemnozrnného piesku. Vzhľadom na pozíciu sedimentov v rámci fluviálneho súvrstvia možno potvrdiť, že sa ukladali vo finálnych štádiách strednopleistocénnej fluviálnej sedimentácie sálskeho glaciálu ako *povodňová fácia* na piesčité štrky *stredných terás* (kolónka 66) bezprostredne pred interglaciálom ém, reprezentovaným fluviálnymi sedimentmi v podloží sprašových komplexov vrchného pleistocénu (kolónka 59).

Povrchové výstupy strednopleistocénnych fluviálnych jemnopiesčitých siltov boli identifikované mimo vegetačného obdobia, a najmä počas jesennej orby na plošinách povrchu terás, najmä v deflačných zníženinách s tenšou pôdnou pokrývkou, vzniknutých medzi vyvýšeninami pokryvných eolických pieskov (kolónka 65) a spraší, prípadne sprašových hlín (kolónky 64, 63). V týchto miestach boli silty orbou vynášané na povrch spod recentného pôdneho pokryvu.

Na základe vrtnej databázy a výnosov vlastných, ručne vŕtaných sond sa zistilo, že uvedené sedimenty sa vyskytujú v rámci plošne rozsiahlejších deflačných zón povrchu spojenej *strednej terasy* Dunaja a čiastočne Žitavy v smere od Chotína na V a SV. Výskyty tvoria viaceré pozdĺžne plochy s rozmermi až 1 x 5 km, oddelené eolickými pieskami (kolónky 65, 11) a fluviálnymi pieskami (kolónka 62). Najviac sú vyvinuté na *strednej terase* v priestore Chotín – Marcelová približne po cestu do Modrian. Od Marcelovej na JV sa tiahne už len úzky pás siltov pri okraji terasy v smere na Virt v dĺžke približne 2 km. Okrem týchto výskytov ďalšie výstupy neboli doložené.

Z uvedených údajov a odkryvu na S od Marcelovej vyplýva, že sediment je tvorený stredno- až hrubozrnným, slabo vápnitým svetlosivým a sivohnedým siltom (∅ 0,02 – 0,05 mm) vo vrstvičkách s prechodom do jemnopiesčitého siltu (∅ 0,05 – 0,2 mm) striedajúceho sa so sivozelenými ílovými preplástkami. V puklinách sa vyskytujú hnedé, miestami až červenohnedé a sivozelené až škvrnité hrdzavohnedé záteky.

Podľa vrtnej databázy, ako aj vlastných pozorovaní formou sondovania tieto sedimenty dosahujú hrúbku 2,5 – 3 m.

Stredný pleistocén/vrchný (mladší) pleistocén

59 fluviálne sedimenty: ílovité silty až íly *(ém)* **na povrchu *stredných terás s pokryvom spraší*** (len v geologickom reze)

Z vrtnej preskúmanosti vyplýva, že v nadloží strednopleistocénnych fluviálnych piesčitých štrkov *stredných terás* s pokryvom spraší (kolónka 64) sa lokálne vyskytujú ílovité jemnopiesčité, prevažne nevápnité (v dunajskej proveniencii vápnité) povodňové hliny až íly sivej až sivozelenej farby s hnedými až škvrnitými hrdzavohnedými zátekmi. Na báze sú hliny viac jemnopiesčité a v dunajských sedimentoch sa na báze môžu nachádzať aj karbonátové kalkréty poukazujúce na ustálenosť hladiny podzemnej vody v čase vývoja sedimentu. Hrúbka tejto pravdepodobne prechodnej povodňovej fácie varíruje od 0,5 do 1,5 m, no väčšinou pod sprašovým pokryvom v dôsledku postgenetickej erózie a nástupu vrchnopleistocénneho erózno-akumulačného vývoja úplne absentuje.

Sedimenty svojím zložením pripomínajú opísanú odkrytú fluviálnu akumuláciu povrchu štrkov *stredných terás* (kolónka 60).

Na základe morfometrickej pozície sedimentu je možné konštatovať, že vrstva povodňových hlín je markerom rozhrania medzi fluviálnou sedimentáciou stredného (s. s.) a vrchného pleistocénu.

Z paleoklimatologického hľadiska ide teda o sediment zodpovedajúci primárne fluviálnej akumulácii ešte v interglaciálnych podmienkach teplejšieho a suchšieho klimatického obdobia a za podmienok zníženého a pomalého prietoku s častými inundáciami do priestoru lokálnych znížení. Ílovité sedimenty s týmto stratigrafickým zaradením nikde nevystupujú na povrch.

58 hliny fosílneho pôdneho komplexu *(ém)* (len v geologickom reze)

Sedimentárny záznam posledného interglaciálneho obdobia na skúmanom území na základe vlastných výskumov a vyhodnotenia odobratých vzoriek nie je spoľahlivo potvrdený. V tomto smere sa mu najviac približuje klimatický záznam vo forme vrchnej zóny fosílneho pôdneho komplexu na sprašovej lokalite Semerovo alebo záznam vo forme fosílneho pôdneho komplexu a jeho redepozitov, zachyteného vrtmi PN-1 a PN-2 vo Svodíne (Moravcová et al., 2022). Na základe analógie s inými lokalitami pahorkatín Podunajskej nížiny a údajov zo starších i novších prác predpokladáme, že v sprašových komplexoch je takýto záznam prítomný. Všeobecne sa takýto pôdny komplex vyskytuje buď s erodovaným povrchom, alebo s preplaveným alochtónnym podložím, čo sťažuje jeho stratigrafické umiestnenie. Podľa indícií zo Semerova bázu komplexu tvoria ilimerizované alebo ešte mierne rubifikované parahnedozeme, prípadne už aj černozeme s tenkou medzivrstvou splachov zo spraší. Vrchnejšia časť pôdneho černozemného horizontu nachádzajúca sa nad spomínanou medzivrstvou je zvyčajne hrubšia a predstavuje dlhšiu, teplejšiu klimatickú epizódu vývoja pôd. Túto hrubšiu vrstvu môže tvoriť aj tmavšia hnedozem až parahnedozem. Organominerálne zlúčeniny tu sfarbujú pôdu do červenohneda až tmavohneda (škvrnitá pôda).

V hlavnej mase je sediment pôd ílovito-hlinitý, s prizmatickou štruktúrou a obsahom drobných zrniek kremeňa veľkých 1 mm. Vápnitý íl svetlosivej až bielej, prípadne ružovej farby inkrustuje steny puklín. Najspodnejšia, bazálna časť je prevápnená. Komplex so sprašovou vložkou (resp. vložkami) dosahuje hrúbku 1,2 m. Pôdy sa často vyklinujú, ich vrchná časť býva erodovaná a vyznačuje sa ostrým prechodom do nadložných vrchnopleistocénnych spraší (kolónka 44). V niektorých prípadoch je možné tento pôdny komplex identifikovať len na základe iluviálneho prevápneného horizontu s konkréciami $CaCO_3$.

Vrchný (mladší) pleistocén

Proluviálne sedimenty

57 piesky a piesčité hliny s drobnými štrkmi v *nízkych náplavových kužeľoch* *(würm)*

56 piesky a piesčité hliny s drobnými štrkmi v *nízkych náplavových kužeľoch* *(würm)* **s pokryvom spraší** *(neskorý würm)*

Proluviálne akumulácie *nízkych náplavových vejárov* majú na tomto území len veľmi malé početné a nízke objemové zastúpenie. Počas výskumu sa zistili len 2 lokality s ich výskytom.

Prvá z lokalít sa nachádza na Hronskej pahorkatine v mieste vyústenia ľavostrannej úvalinovitej doliny do nivy Paríža medzi Strekovom a osadou Arad pri Novej Vieske. Ide o zhruba 500 m dlhé a v distálnej zóne 400 m široké teleso prevažne ľavostrannej vetvy náplavového vejára pokrytého vrstvou spraší (kolónka 56)

hrubou asi 2 m. Z recentných náplavov občasných prívalových vôd v suchom koryte je možné sedimenty vejára charakterizovať ako piesčité hliny až zahlinené hrubozrnné piesky, lokálne viac ílovité, s vložkami piesčitého, slabo opracovaného drobnozrnného štrku (červeno-ružový kremeň a kremenec) a úlomkov vápnitých pieskovcov neogénu. Sedimenty vejára dosahujú najväčšiu hrúbku v jeho centrálnej osovej zóne, a to 13 m.

Druhú lokalitu predstavuje o niečo rozlohou menší, ale strmší náplavový vejár v mieste vyústenia úvalinovitej doliny z Ipeľskej pahorkatiny do nivy Hrona pri vínnych pivniciach medzi Pavlovcami a Malou nad Hronom. Vejár sa vyvinul a zachoval v oboch vetvách predelených korytom občasného toku. Jeho dĺžka a šírka sú približne rovnaké (350 x 300 m). Materiál vejára vystupuje na povrch spod pôdneho pokryvu (kolónka 57), len miestami sú na povrchu zachované tenké pokryvy netypických eróznych zvyškov spraší. Z výstupov je zrejmé, že náplav pozostáva z chaoticky uložených, zrnitostne ani petrograficky nevytriedených polohrubých a hrubých (∅ 2 – 5 cm) angulárnych, semiangulárnych až suboválnych úlomkov a štrkov (kremence, kremeň), ako aj z neopracovaných aj opracovaných klastov strednozrnných až hrubozrnných zahlinených vápnitých pieskovcov. Vrstvy chaoticky uloženého materiálu sú v ostrom kontraste s vložkami piesčito-ílovitých vrstiev vytvárajúcich celistvé intraformačné zóny, prípadne šošovky. V mieste prechodu svahov pahorkatiny do alúvia Hrona je hrúbka sedimentov vejára odhadovaná na 15 m.

Oba uvedené vrchnopleistocénne vejáre úplne nahrádzajú prípadné staršie akumulácie, ktoré boli erodované. Súčasné vejáre sú postgeneticky mierne terasované, delené vlastnými tokmi na vetvy, prípadne v postglaciáli a holocéne tiež laterálne erodované. V distálnych zónach sa proluviálny materiál prstovite spája so syngenetickým fluviálnym materiálom *dnovej akumulácie* tokov (kolónky 54, 50).

Fluviálne sedimenty

55 litofaciálne nečlenené piesčité silty, piesky a piesčité štrky *dnovej akumulácie* v *nízkych terasách* *(würm)*

Ide o zvlášť vyčlenené sedimenty vrchnopleistocénnych fluviálnych náplavov, pri ktorých nebolo možné z popisov vrtných jadier databázy vrtov spoľahlivo určiť ich faciálne zaradenie a prevládajúcu zrnitostnú frakciu v hĺbkovom intervale 0 – 2 m. Najčastejšou príčinou sa javilo pomerne časté striedanie zrnitostných frakcií vo vertikálnom smere. V takýchto prípadoch išlo buď o vzájomnú kombináciu viacnásobne sa opakujúcich a pozične meniacich sa vrstiev jemnopiesčitých siltov a pieskov s prechodom do piesčitých štrkov až štrkovitých pieskov, alebo o približne rovnaké pomerné zastúpenie vrstiev siltov, pieskov a štrkov, prípadne aj ílov v danej lokalite.

Na skúmanom území uvedené sedimenty vystupujú na povrchu pod tenkým pôdnym pokryvom v rámci fluviálnych vrstiev *nízkej terasy* Žitavy v Hurbanove (kolónka 54). Ďalšie výskyty bližšie nečlenených terasových akumulácií sa nachádzajú v miestach ukončenia synchrónnych náplavov fluviálnych štrkov (kolónka 54) *nízkej terasy* pri Chotíne a odtiaľ na V na malých, do 2 m vyvýšených plochách po Marcelovú-Krátke Kesy.

Väčšie plochy bližšie nešpecifikovaných zrnitostných frakcií *nízkych terás* Dunaja vystupujú na vyvýšenine alúvia v okolí osady Veľký Harčáš, ale rozsiahle plochy boli zaznamenané na SV od Moče po chotár Horný úhor. Z ostatných synchrónnych akumulácií možno spomenúť vyvýšené plochy *nízkej terasy* v Štúrove a na pravobreží Hrona niekoľko izolovaných zvyškov *nízkej terasy* pri vyústení potoka Paríž (pozri geologickú mapu).

Jednotlivé frakcie sú podrobnejšie opísané v nasledujúcich častiach.

54 štrky a piesčité štrky *dnovej akumulácie* v *nízkych terasách*, *agradačných valoch* a umelých odkryvoch *(würm)*

53 piesčité štrky *dnovej akumulácie* v *nízkych terasách* *(würm)* **s pokryvom eolických pieskov** *(neskorý würm/holocén)*

52 piesčité štrky *dnovej akumulácie* v *nízkych terasách* *(würm)* **s pokryvom spraší** *(neskorý würm)*

51 piesčité štrky *dnovej akumulácie v nízkych terasách* *(würm)* **s pokryvom sprašových hlín** *(neskorý würm)*

Vrchnopleistocénne uloženiny piesčitých štrkov reprezentujú samostatný, najmladší glaciálny cyklus fluviálnej sedimentácie. Spolu so súvekými fluviálnymi pieskami (kolónka 50) tvoria celkovo najväčší objem hmoty kvartérnej akumulácie v regióne. Ich plošný rozsah takmer všade, okrem dien dolín menších potokov a úvalín, je totožný s povrchovým rozsahom aluviálnych nív Dunaja, Váhu, Nitry, Žitavy, Hrona a Ipľa, ako aj prevažne nižších úsekov nív Branovského potoka, Modrianskeho potoka, Vojnického potoka, Mužlianskeho potoka, Ket-

ského potoka, Malianskeho potoka, Blatnianskeho potoka, Svodínskeho potoka, Čaradského potoka a Bajtavského potoka, a hlavne potoka Paríž. Všade na uvedených miestach sa tieto sedimenty označujú termínom *dnová akumulácia*. Jej hrúbka je pri jednotlivých tokoch rôzna. Podľa vrtnej databázy sa v alúviu Váhu pri jej okraji na styku s Nitrianskou tabuľou pohybuje v hodnotách 5 – 6 m, v spojených nivách Nitry a Žitavy narastá zo S na J zo 4 – 5 m na 5 – 7 m, v alúviu Dunaja na úseku Komárno – Štúrovo sa pohybuje v hodnotách 6 – 10 m, v alúviu Hrona 4 – 6 m a v alúviu Ipľa 3 – 5 m. Je však potrebné poznamenať, že piesčité štrky dnovej akumulácie sú miestami pokryté vrstvami siltov (kolónka 46), fluviálnymi akumuláciami prechodného obdobia pleistocénno-holocénneho veku (kolónky 23, 22, 21, 24) a takmer všade holocénnym nivným pokryvom hlín, pieskov, siltov až ílov (kolónky 18 až 12), spod ktorého vystupujú len v miestach umelých odkryvov štrkovní.

Okrem rozsahu aluviálnych nív uvedených tokov sa vekovo zodpovedajúce sedimenty piesčitých štrkov vyskytujú aj po okrajoch týchto nív. Vystupujú vo forme *nízkych terás*, a to buď odkrytých (kolónka 54), alebo terás s pokryvom spraší, sprašových hlín a eolických pieskov (kolónky 52, 51, 53). Úroveň povrchu štrkov *nízkych terás* reprezentuje pôvodnú úroveň povrchu sedimentov *dnovej akumulácie* z obdobia pred eróziou v neskorom glaciáli až holocéne. Výška úrovne bázy *dnovej akumulácie* v nivách je takmer zhodná (rozdiel max. do 1 m) s úrovňou bázy štrkov *nízkej terasy* mimo rozsahu nív. Úroveň jej odkrytého povrchu sa na skúmanom území všeobecne pohybuje vo výške 2 – 4 m nad povrchom nivy, v severnejších úsekoch je táto hodnota vyššia (3 – 6 m). Hrúbka akumulácie piesčitých štrkov v *nízkych terasách* hlavných tokov sa pohybuje medzi 6 – 14 m.

V miestach, kde na územie zasahuje v. okraj Podunajskej roviny reprezentovaný zodpovedajúcim okrajom *gabčíkovskej depresie*, sa hrúbka dnovej akumulácie Dunaja a Váhu v úseku medzi Novými Zámkami a Nesvadmi zväčšuje zo 6 m na 10 – 18 m a medzi Martovcami a Komárnom zo 6 m na 8 – 10 m. V oblasti okraja uvedenej depresie sa dnová akumulácia označuje termínom vrchná časť *stredného súvrstvia,* resp. *stredného komplexu dunajskej štrkovej série* (Janáček, 1967, 1969; Vaškovský a Vaškovská, 1977).

Výstupy *dnovej akumulácie* štrkov (kolónka 54) spod holocénneho nivného pokryvu (kolónky 18 až 12) sa zistili v aktívnych aj bývalých štrkovniach, dnes slúžiacich ako rekreačné vodné plochy a rybolovné revíry. V nive Váhu a v spojených nivách Nitry a Žitavy, dovedna označovaných ako Novozámocké pláňavy, sa takéto štrkovne nachádzajú na J od Nových Zámkov v lokalitách Aňalské záhrady a na v. okraji Nesvád, vo v. časti Nových Zámkov, na SZ od Dvorov nad Žitavou, pri ŽST Dvory nad Žitavou, v nive Žitavy (štrkovňa Ragoňa), pri osade Vlkanovo, v Bajči, Bohatej pri Hurbanove, Hurbanove (2 lokality) a Chotíne (2 lokality). V alúviu Dunaja sú to štrkovne v Kravanoch nad Dunajom (2 lokality), v Štúrove na ľavom brehu Dunaja (záliv pri nemocnici) a v Chľabe (2 lokality). V alúviu Hrona sú staršie štrkovne v Pohronskom Ruskove, Kamennom Moste (rekreačný areál) a v miestnej časti Luhy pri Náne. Z alúvia Ipľa je najznámejšia aktívna štrkovňa na J od Pastoviec v lokalite Pri opátskom jazere.

Synchrónne fluviálne sedimenty vrchného pleistocénu vystupujú v rámci skúmaného územia na povrch hlavne vo forme *nízkych terás*. Prvá z takýchto terás sa nachádza na sz. okraji územia. Tvorí najjužnejšie zakončenie terasového pásma Nitrianskej tabule tiahnuceho sa od Šoporne, resp. Komjatíc (mimo skúmaného územia) až po Nové Zámky, kde sa končí. Ide o spojenú *nízku terasu* ľavobrežia Váhu a pravobrežia Nitry. Relatívna výška povrchu odkrytej terasy (kolónka 54) sa pohybuje od 2 do 6 m nad strednou hladinou Váhu a Nitry (Pristaš et al., 2000b). Tieto hodnoty sú umocnené o pokryv spraší najmladšieho štadiálu posledného glaciálu hrubý 1 – 3 m (kolónka 52), resp. miestami je pokrytá návejmi eolických pieskov v hrúbke 2 – 6 m (kolónky 53, 11). Povrch terasy je preto v dôsledku postgenetickej eolickej deflačnej a akumulačnej činnosti mierne zvlnený.

Ďalšia, morfologicky výrazná *nízka terasa* sa zachovala na ľavobreží Žitavy v priestore Hronskej pahorkatiny označovanom ako Hurbanovské terasy. Uloženiny piesčitých štrkov tejto terasy sa tiahnu zo S na J od Dolného Ohaja a Bešeňova (mimo skúmaného územia) v rôznej nepravidelnej šírke a s lokálnymi prerušeniami výskytu. Na mapovanom území sa objavujú v Dvoroch nad Žitavou, kde od okraja terasy na hranici s nivou Žitavy po jej tylovú zónu s prechodom do nižšej strednej terasy (kolónky 65, 64) dosahujú šírku až do 2 km. Od Dvorov nad Žitavou sa terasa postupne zužuje a na J od osady Vlkanovo sa úplne vyklinuje. Na celom uvedenom úseku sú piesčité štrky pokryté návejmi eolických pieskov hrubými do 4 – 5 m a v menšej miere spraší (kolónky 53, 52). Terasa, opäť s pokryvom eolických pieskov a spraší, pokračuje od Bajča na J na krátku vzdialenosť v šírke do 2 km a vzápätí sa zužuje len na šírku 100 m. Od Hurbanova-Bohatej sa opäť rozširuje na zhruba 1,5 km a v tejto šírke prebieha Hurbanovom v smere na J približne po miestnu časť Chotárny pozemok. Na uvedenom úseku sú piesčité štrky pokryté len plytšími návejmi eolických pieskov hrubými do 3 m, lokálne aj spraší, no v jv. časti mesta a tylových zónach pribúdajú plochy s pokryvom sprašových hlín v hrúbke do 4 m.

Veľké rozdiely v šírke akumulácie *nízkej terasy* sú v tomto úseku spôsobené výraznejšou laterálnou eróziou Žitavy v smere na V. Prejavilo sa to najprv tvorbou rozsiahlejších oblúkovitých zárezov do neogénneho podložia (kolónky 86, 87), prípadne aj starších terás, a následnou laterálnou eróziou vlastných náplavov aj neogénneho podložia.

Od miestnej časti Chotárny pozemok sa piesčité štrky v *nízkej terase* postupne vytrácajú v prospech siltov a pieskov (kolónky 46, 55, 50). V smere na Chotín a v samotnom Chotíne prebiehajú už len jej torzá v podobe paralelných valov piesčitej *dnovej akumulácie*, ktoré sa tiež postupne vyklinujú (pozri geologickú mapu).

Z vrtnej databázy možno potvrdiť, že relatívna výška povrchu štrkov odkrytej *nízkej terasy* Žitavy (kolónka 54) sa pohybuje od 1 do 4 m nad strednou hladinou toku, pričom väčšina jej povrchu je pokrytá pokryvom eolických pieskov hrubým 1 – 5 m, pokryvom spraší najmladšieho štadiálu hrubým 2 – 4 m (kolónka 52) a pokryvom sprašových hlín hrubým do 5 m (kolónka 51). Aj povrch tejto terasy je v dôsledku postgenetickej eolickej deflačnej a akumulačnej činnosti mierne zvlnený.

Súčasným výskumom sa zistilo, že dnová akumulácia Žitavy po stočení na JV v úseku okolo Chotína po Marcelovú-Krátke Kesy vystupuje aj v rámci nivy vo forme vyvýšených ostrovčekovitých, neskoršou eróziou vyseparovaných pozdĺžnych telies *nízkej terasy* formou *agradačných valov* (kolónka 50) viac od jej súčasného okraja. Tým jej šírka nadobúda rozmer až 3 km.

Súveké piesčité štrky sa po prerušení ľavobrežnej *nízkej terasy* objavujú na ľavobreží Dunaja v rámci územia ďalšej časti Hronskej pahorkatiny, označovanej ako Búčske terasy. Pod pokryvom eolických pieskov (kolónky 53, 11) a piesčitých deluviálno-fluviálnych splachov (kolónka 27) sa vyskytujú približne od obce Virt cez Radvaň nad Dunajom, kde v miestnej časti Žitava vystupujú v umelo odkrytej hrane terasy. Vo v. časti obce pokračujú vo forme štrkového *agradačného valu* bezprostredne pri toku Dunaja. V druhej vetve pokračujú pod pokryvom spraší (kolónka 52) po kratšom prerušení nivou Modrianskeho potoka až takmer po ústie Vojnického potoka do nivy Dunaja v Búči. V ďalšom úseku smerom na V sa synchrónne fluviálne štrky vyskytujú až v Štúrove.

Parametre *nízkej terasy* Dunaja v rámci Búčskych terás zistené z vrtnej databázy sú takéto: Báza terasy sa nachádza 0,5 – 1 m nad bázou *dnovej akumulácie* hlbokej v priemere 7,5 m. Relatívna výška povrchu odkrytej terasy je v rozmedzí 2 – 4 m nad strednou hladinou toku, pokryv eolických pieskov, resp. spraší dosahuje hodnoty do 5 m. V miestach rozrušenej terasy (Moča a okolie) je povrch nízkej terasy znížený na 1 – 2 m nad úrovňou povrchu nivy.

V rámci Hronskej tabule boli vrchnopleistocénne terasové štrky Hrona v dôsledku ich pokrytia vrstvami spraší hrubými do 8 m identifikované len na základe údajov z vrtnej databázy. Pravostranná nízka terasa Hrona prichádza na územie zo S v smere od Želiezoviec (mimo študovaného územia) a cez Hronovce pokračuje až na j. okraj Pohronského Ruskova, kde sa stráca v dôsledku neskoršej laterálnej erózie rieky. Po prerušení sa objavuje len v menšom oblúku pri Bíni. V následnom úseku v smere na J sa *nízka terasa* s pokryvom spraší objavuje od ústia Paríža do nivy Hrona a pokračuje cez Kamenný Most v smere na Štúrovo približne po úroveň Nány. Od tohto miesta a v samotnom Štúrove sa *nízka terasa* vyskytuje len v odkrytej podobe (kolónka 54) vo forme mnohých izolovaných zvyškov vyvýšených plôch pôvodne uceleného stupňa terasy. Výskyty piesčitých štrkov *nízkych terás* z ľavobrežia Hrona nie sú zistené.

Parametre *nízkej terasy* Hrona v rámci Hronskej tabule získané z vrtnej databázy sú takéto: Báza terasy sa nachádza 1 m nad bázou *dnovej akumulácie* hlbokej v priemere 7 m. Relatívna výška povrchu odkrytej terasy sa pohybuje medzi 3 – 4 m nad strednou hladinou toku, pokryv spraší dosahuje hodnoty do 4 m. V miestach segmentovanej *nízkej terasy* od Nány po tok Dunaja v Štúrove sa jej odkrytý povrch pohybuje v rozmedzí 2 – 3 m nad úrovňou povrchu nív Hrona a Dunaja.

V rámci doliny Ipľa na okraji Ipeľskej pahorkatiny sa piesčité štrky *nízkej terasy* zistili na J od Pastoviec v miestnej časti Stratený hon a po kratšom prerušení v Malých Kosihách popri nižšej strednej terase (kolónka 64) v smere na Salku. Všetky uvedené výskyty štrkov tejto terasy sú pokryté vrstvou spraší hrubou asi 2 m (kolónka 52). Báza *nízkej terasy* Ipľa je na úrovni bázy *dnovej akumulácie* hlbokej v priemere 4 m, resp. do 0,5 m nad ňou. Relatívna výška povrchu odkrytej terasy sa pohybuje medzi 2 – 3 m nad strednou hladinou toku.

Na základe skutočností zistených relevantným výskumom sa *nízke terasy* všetkých uvedených tokov v regióne vyznačujú polycyklickým vývojom fluviálnych piesčitých štrkov s vložkami preplavených ílov a pieskov neogénneho podložia, ako aj siltov preplavených starších sprašových sérií a sprašových hlín. V akumuláciách terás všeobecne prevažujú dobre opracované, suboválne až oválne zvodnené piesčité štrky až štrkovité piesky (kolónka 54). V rámci nich prevažujú strednozrnné piesčité štrky (∅ 3 – 5 cm). Vrstvy hrubozrnných

piesčitých štrkov (∅ 6 – 8 cm) sa vyskytujú hlavne na báze terás a v dnovej akumulácii. Štrkovité piesky s obsahom drobných obliakov štrkov (∅ 0,5 – 2,0 cm) tvoria tenšie vrstvy v celom profile, no všeobecne viac pri povrchu akumulácie terás a úplne dominujú v jej tylovej zóne na styku so strednopleistocénnymi terasami (kolónky 66, 72) pahorkatín, ako aj v miestach s pokryvom spraší a eolických pieskov (kolónky 52, 53).

Podľa Horniša (1993) petrografické zloženie vrchnopleistocénnych štrkov Váhu a Nitry a od Dvorov nad Žitavou na J je polymiktné. Prevahu majú spodnotriasové kremence, žilné kremene a kremité pieskovce (35 – 50 %). Nasledujú granity, granodiority, granitové pegmatity, granitové aplity, metamorfity (ruly a svory) a paleovulkanity (10 – 30 %). Hojné sú aj žilné kalcity, rohovce, arkózy, droby, rôzne druhy vápencov (organodetritické, sivé pelagické, hľuznaté sakokómové, rádiolóriové, piesčité, krinoidové, steinalmské, gutensteinské, wettersteinské) a dolomitov, permské pieskovce a pieskovce neogénu (do 5 %). V štrkoch nízkej terasy Žitavy sa navyše objavujú pyroxénické a amfibolicko-pyroxénické andezity. Petrografická skladba štrkov zodpovedá vážskej, nitrianskej a žitavskej proveniencii.

V petrografickom zložení štrkov *nízkej terasy* a *dnovej akumulácie* Hrona sú dominantne zastúpené kremence, kremité pieskovca a žilný kremeň (< 45 %), ale takmer rovnaké zastúpenie majú pyroxénické a amfibolicko-pyroxénické andezity, rohovce a kremité a vápnité pieskovce (< 40 %). Zvyšok tvoria bazalty, bazanity a bazaltové andezity, ojedinele vápence (< 10 – 15 %).

Fluviálne štrky Ipľa majú podobné petrografické zastúpenie ako hronské štrky, no percentuálne zastúpenie hornín sa mení. Dominujú rôzne druhy andezitov, napr. pyroxénický, amfibolicko-pyroxénický a augiticko-pyroxénický andezit (< 60 %). Nasledujú kremence, žilný kremeň a porfýr (< 35 %). Zvyšok tvoria pieskovce, zlepence a bazalty.

V petrografickom zložení štrkov Dunaja podľa Horniša (1987) prevládajú nezvetrané čerstvé kremence, kremité pieskovce a žilný kremeň (34 – 50 %). Nasledujú čerstvé granitoidy, kryštalické bridlice, vápence a pieskovce (10 – 30 %). Menej sú zastúpené žilné kalcity, rohovce a hľuznaté, sakokómové a rádiolóriové vápence. Zriedkavejšie sa vyskytujú vápnité pieskovce a rozličné druhy andezitov v pomernom zastúpení 3 – 10 %.

50 **piesky (sporadicky drobné štrky) *dnovej akumulácie* v *agradačných valoch*** *(würm)*

49 **piesky (sporadicky drobné štrky) *dnovej akumulácie* v *nízkych terasách* a v *agradačných valoch*** *(würm)* **s pokryvom eolických pieskov** *(neskorý würm/holocén)*

48 **piesky (sporadicky drobné štrky) *dnovej akumulácie* v *nízkych terasách*** *(würm)* **s pokryvom spraší** *(neskorý würm/holocén)*

47 **piesky (sporadicky drobné štrky) *dnovej akumulácie* v *nízkych terasách*** *(würm)* **s pokryvom sprašových hlín** *(neskorý würm/holocén)*

Fluviálne piesky tvoria ďalšiu, zvlášť vyčlenenú frakčnú kategóriu, resp. fáciu vrchnopleistocénnych sedimentov deponovaných v sedimentačnom priestore všetkých hlavných tokov regiónu (Váh, Nitra, Žitava, Hron, Ipeľ). Tieto sedimenty sú úzko geneticky späté so štrkopiesčitými sedimentmi *dnovej akumulácie* a v rámci nív vystupujú vo formách *agradačných valov* a po okrajoch nív vo formách *nízkych terás*.

V rozsahu alúvií ide o systémy korytových a opustených prikorytových valov uvedených tokov, ktoré boli neskôr v dôsledku ich vlastnej laterálnej erózie rozčlenené na sled viac-menej izolovaných, morfologicky vyvýšených piesčitých telies pozdĺžnych priamych, oblúkovitých a kľukatých tvarov, ako aj rozsiahlejších izolovaných ostrovov. Medzivalové priestory bývajú vyplnené piesčitými štrkmi a pieskami holocénu (kolónky 17, 16), prípadne súvekými siltovými fluviálnymi akumuláciami (kolónka 46). V rámci nízkych terás okrem eolických pieskov (kolónka 20) aj fluviálne piesky prispievajú k zvlneniu povrchu terás alebo tvoria zníženiny obnažené defláciou. Na Novozámockých pláňavách a na pravobreží Ipľa sú piesčité nízke terasy často pokryté eolickými pieskami (kolónka 49), sprašami (kolónka 48) alebo sprašovými hlinami (kolónka 47).

Pozdĺžne paralelné telesá *agradačných valov* sa na územie tiahnu v nive Váhu spolu s holocénnymi fluviálnymi pieskami (kolónka 16) a mladými eolickými presypmi (kolónka 11) od Palárikova (mimo mapovaného územia) po Nové Zámky. Ich výstupy v tomto smere, okrem jedného bezprostredne na J od Nových Zámkov, sa tu končia. Vo väčšej miere sa piesky *agradačných valov* vyskytujú v spoločnej nive Nitry a Žitavy medzi Novými Zámkami a Dvormi nad Žitavou spolu so súvekými fluviálnymi siltmi (kolónka 46).

Tieto piesčité formácie sa objavujú už len v rámci okraja *nízkej terasy* v Bajči a po kratšom prerušení v rámci tej istej terasy na veľkých plochách v Hurbanove. Tam tvoria zdroj materiálu eolických formácií dún

a presypov, ktoré ich zároveň prekrývajú (kolónka 49). V týchto miestach sú piesčité terasy pokryté aj sprašovými hlinami (kolónka 47).

Na J a JV od Hurbanova sa piesčitá *nízka terasa* postupne zužuje v prospech *nižšej strednej terasy* (kolónka 66) až do úzkeho pruhu s občasnými pokryvmi holocénnych eolických presypov (kolónka 11). Rozšírené a dlhé paralelne prebiehajúce pásma fluviálnych pieskov sa opäť objavujú na S a SZ od Chotína a prebiehajú samotnou obcou až po miestnu časť Marcelovej-Krátkych Kesov.

V alúviu Dunaja zaznamenávame piesčité agradačné valy veľkých plošných rozmerov. Začínajú sa objavovať na V od Komárna od osady Veľký Harčáš (val vysoký 4 m) a po kratšom prerušení pokračujú severne od štátnej cesty v smere na Ižu. V obci Iža nadobúdajú na rozmeroch a tiahnu sa ďalej veľkým oblúkom po Patince. Po dlhšom prerušení sa v smere na V objavujú popri toku Dunaja v Radvani nad Dunajom a v jej rekreačnej chatovej osade, odkiaľ pokračujú do Moče a k osade Bystrička. Ďalej na V sa tiahnu vo forme rozrušeného okraja *nízkej piesčitej terasy* a morfologicky výraznými valmi v rámci rozsiahleho ostrova súvekej *nízkej terasy* pokračujú v smere na Búč. V priestore od Kravian nad Dunajom na V tvoria základ centrálneho piesčitého ostrova Čenkovskej pustatiny (Chránený areál Čenkovská lesostep), na ktorom sa vyvinuli rozsiahle piesčité eolické formácie (kolónka 11). V smere na V sa rozsiahle plochy pieskov postupne zužujú, až sa vyklinujú v nive Dunaja na JZ od Mužly.

Synchrónne piesčité akumulácie v alúviu Ipľa boli zaznamenané v centrálnom *agradačnom vale* v aktívnej štrkovni a v jej okolí medzi Pastovcami a Malými Kosihami, ako aj v *nízkej piesčitej terase* pokrytej sprašami na pravobreží Ipľa v Malých Kosihách. Výrazná piesčitá nízka terasa sa zachovala na pravobreží Ipľa vo veľkom oblúku na Z od Salky.

Piesky nízkej terasy s pokryvom spraší vystupujú aj na ľavobreží potoka Paríž medzi Strekovom a Gbelcami a výpočet uzatvára výskyt piesčitého valu v nive Hrona v Náne.

Litologicky ide o zvrstvené až drobnorytmicky zvrstvené, málo opracované, jemno- až strednozrnné (∅ 0,2 – 0,45 mm), okrem dunajských zväčša nevápnité fluviálne piesky s vrstvami hrubozrnnej piesčitej frakcie (∅ 0,5 – 1,8 mm), ojedinele na bázach niektorých vrstiev aj s výskytom drobných štrkov (∅ 0,4 – 1,2 cm). Pri dunajskej proveniencii sú piesky menej sľudnaté (1 – 2 %), ale vápnité. Pri vážskej proveniencii je to 3 – 4 %. Jemnejšie frakcie pieskov boli vo vrchných častiach v podmienkach suchšej klímy čiastočne eolicky redeponované na krátku vzdialenosť.

Petrograficky v zrnách všetkých riečnych proveniencií prevláda kremeň (< 60 %). Nasledujú úlomky kremencov, silicitov, kryštalických bridlíc a živcov (< 30 %). V ťažkej frakcii minerálov prevláda granát a amfibol, opakové minerály a minerály zoisitovo-epidotovej skupiny a v severovýchodnej až východnej časti územia aj chlority (Demko et al., 2022). Farba pieskov sa obdobne ako pri štrkoch pohybuje od hrdzavohnedej cez hrdzavosivú s prechodmi do hnedožltej až sivej a svetlosivej.

Hrúbka vrstiev pieskov výplne je väčšinou malá (1 – 2 m), no v uvedenej zóne je okolo 10 m. Ďalšie parametre vrstvovitosti pieskov nie sú známe. Všetky tieto formy oproti zníženinám po paleokorytách a paleoramenách tokov v rámci *nízkej terasy* prevyšujú jej povrch zhruba o 1 – 3 m.

Z vlastných pozorovaní, vrtnej databázy a sond vyplýva, že hrúbka akumulácie fluviálnych pieskov sa v rámci *nízkych terás* najčastejšie pohybuje v rozmedzí 1 – 8 m, v rámci *agradačných valov dnovej akumulácie* je táto hrúbka v intervale 5 – 7 m.

46 ílovité až jemnopiesčité hliny (silty) vo vrchnej úrovni *dnovej akumulácie* a na povrchu nízkych terás *(würm)*

Tieto prevažne prachovité sedimenty sa ukladali vo finálnych štádiách vrchnopleistocénnej fluviálnej sedimentácie ako *povodňová fácia* na piesčité štrky *dnovej akumulácie*. Dnes vystupujú v rámci *dnovej akumulácie* na povrchu uvedených *nízkych terás* (kolónka 54). Tvoria bezprostredné piesčito-siltovité až ílovité podložie najmladších sprašových pokryvov (kolónka 52) alebo priamo v nivách vystupujú ako denudované erozívne zvyšky *nízkej terasy*, tzv. ostance tvoriace vyvýšené plošiny, laterálne vymedzené tokmi. Povrchové výstupy fluviálnych siltov boli okrem morfologického vymedzenia identifikované aj počas jesennej orby na exponovaných častiach okrajov plošín a pozdĺžnych hrebienkov, kde boli často orbou vynášané spod recentného pôdneho pokryvu alebo priamo na odkryvoch v blízkosti štrkovne Ragoňa.

Sedimenty sa objavujú na jv. okraji Nitrianskej tabule, kde vystupujú na okraji *nízkej terasy* Nitry spod jej sprašového pokryvu a vbiehajú do priestoru nivy v smere na Nové Zámky. Pásmo veľkoplošných a početných výstupov sa v sprievode piesčitých *agradačných valov* (kolónka 50) od Nových Zámkov tiahne naprieč spo-

jenou nivou Nitry a Žitavy na V a JV k Dvorom nad Žitavou a na J po úroveň železničnej trate Nové Zámky – Štúrovo. Ďalej v smere na J sa siltovité terasové výstupy v rámci Novozámockých pláňav v nivách nevyskytujú. Posledné výskyty boli zaznamenané jednak v rámci *nízkej terasy* Žitavy v Hurbanove, jednak v rámci *agradačného valu* a *ostanca dnovej akumulácie* Dunaja pri osade Veľký Harčáš na V od Komárna.

Sediment tvorí stredno- až hrubozrnný vápnitý až slabo vápnitý svetlosivý, sivožltý, sivohnedý až svetlookrovožltý silt (hlina – ∅ 0,02 – 0,05 mm), občas s prechodom do jemnopiesčitého siltu (∅ 0,05 – 0,2 mm) a s ílovitými zátekmi. V suchom stave silty morfologicky pripomínajú eolické spraše. Na odkryvoch je viditeľné drobné rytmické zvrstvenie. Obnažené sedimenty držia kolmosť stien.

Fluviálne silty obsahujú malakofaunu, ktorú z obdobnej pozície siltov deponovaných na piesčitých štrkoch a pieskoch *nízkej terasy* Váhu mimo skúmaného územia v Tvrdošovciach charakterizuje výrazným úbytkom suchozemských druhov a početným vzostupom vodných a prechodných druhov. Tie sú súčasťou studenej kollumelovej fauny terminálnej časti posledného glaciálu (würm).

Podľa vrtnej databázy, ako aj vlastných pozorovaní formou sondovania je hrúbka týchto sedimentov < 1,8 m.

45 eolicko-eluviálne sedimenty: vápnité hliny (spraše) s obsahom fosílnych pôdnych komplexov *(würm)* (len v geologickom reze)

44 eolické sedimenty: vápnité hliny (spraše) *(würm)*

Akumulácie vápnitých siltov najmladšieho klimaticko-sedimentárneho cyklu pleistocénu, označované termínom „spraše“ vrátane fosílnych pôdnych komplexov nachádzajúcich sa v nich (kolónka 45), tvoria hlavnú a zároveň najmladšiu povrchovú časť pokryvu sprašových komplexov. Na študovanom území majú po fluviálnych akumuláciách druhé najväčšie plošné, početné a objemové rozšírenie. Spraše okrem priľahlej časti Podunajskej roviny, Dolnonitrianskej nivy (rozumej spojené nivy Nitry a Žitavy), Hronskej nivy a Ipeľskej nivy, ako aj exponovaných častí pohoria Burda pokrývajú viac ako 70 % územia pahorkatín. Ležia na predkvartérnych sedimentárnych komplexoch neogénneho veku, na epiklastických vulkanických sedimentoch a na starších fluviálnych, proluviálnych a eolických sedimentoch kvartérneho veku. Vzhľadom na veľké množstvo výskytov a veľké plochy pokrytia územia sprašami (pozri geologickú mapu) je následný opis ich rozšírenia vzatý „en bloc“.

Na tomto území sa spraše objavujú už v jeho sz. časti v mieste zakončenia Nitrianskej tabule. Spolu s eolickými pieskami (kolónka 20) pokrývajú fluviálne akumulácie spojenej *nízkej terasy* Váhu a Nitry. Následne sa spraše v menšej miere objavujú na ľavom brehu Žitavy, teda na z. okraji Hronskej pahorkatiny, kde opäť spolu s eolickými pieskami lokálne pokrývajú jej fluviálne terasové štrkovo-piesčité a piesčité náplavy (kolónky 52, 48). Na tomto území, geomorfologicky označovanom ako Hurbanovské terasy, sa však prevažne vyskytujú piesčité eolické formácie dún a presypov (kolónky 20, 11) a spraše sú len zriedkavé. V smere na V do centrálnej časti Hronskej pahorkatiny sa situácia v pomere eolických pieskov a spraší generálne mení. Spraše v tomto smere nadobúdajú nielen na počte výskytov a veľkosti plôch, ale aj na hrúbke akumulácie. Od Branova, Pribety, Strekova, Modrian a Šrobárovej na V začínajú dominovať. Okrem výstupov neogénneho podložia, výskytov sprašových hlín (kolónka 43), deluviálnych (kolónky 33, 35) a deluviálno-fluviálnych sedimentov (kolónky 26, 27) pokrývajú takmer celé územie centrálnej časti pahorkatiny.

Najsúvislejšie a najrozsiahlejšie pokryvy spraší sa nachádzajú na časti Hronskej tabule zobrazenej na mape, vymedzenej zo S na J a zo Z na V obcami Farná – Hronovce, Veľké Ludince – Pohronský Ruskov – Čata, Svodín – Bruty – Bíňa a Strekov – Kamenín. Na tomto území spraše pokrývajú celý kvartérny systém riečnych terás Hrona (kolónky 82, 80, 78, 75, 70, 64, 52). K tomuto územiu, aj keď s menším počtom terás pokrytých sprašami, je možné zaradiť aj pásmo s. úboče Belianskych kopcov Gbelce – Šarkan – Ľubá a pásmo so sprašovým pokryvom pravobrežných terás Hrona v úseku Kamenný Most – Štúrovo.

Ďalšie rozsiahle plochy rozšírenia spraší sa nachádzajú v oblasti Búčskych terás Dunaja. Spraše tam pokrývajú jeho *vyššie* a *nižšie stredné terasy* (kolónky 70, 52), ako aj *nízke terasy* (52) v úseku približne od nivy Modrianskeho potoka cez Búč, Mužlu a Obid po Štúrovo.

Na zobrazenej časti Ipeľskej pahorkatiny sú výskyty spraší menej rozsiahle a často izolované. V severnej časti pahorkatiny zasahujúcej na študované územie sú v priestore medzi Šalovom a Ipeľským Sokolcom svahy pokryté sprašami budované epiklastickými vulkanickými pieskovcami, siltovcami a konglomerátmi neogénu (kolónky 95, 96, 97) a pravobrežné *nižšie stredné terasy* Ipľa (kolónka 64). Ďalej na J sa rozsiahlejšie plochy

spraší vyskytujú medzi Zalabou a Pastovcami, nad Sikeničkou a na pravobrežných *stredných* a *nízkych terasách* Ipľa (kolónky 64, 52) medzi Malými Kosihami a Salkou. Výraznejšie a hrubé sprašové pokryvy zaznamenávame v ľavostrannom zálive Hrona na vrchných (kolónka 75) a stredných terasách Hrona (kolónky 70, 64) v priestore medzi Malou nad Hronom (obr. 3.2.3.5), Bajtavou a Kamenicou nad Hronom. V pohorí Burda sú výskyty spraší prevažne na jeho j. úboči v priestore od Kováčova po Chľabu.



Obr. 3.2.3.5. Vrchnopleistocénne spraše s pochovanými pôdami v nadloží fluviálnych terasových štrkov rieky Hron, staré hlinisko v obci Malá nad Hronom (foto K. Fordinál).

Spraše majú okrem svojho stratigrafického významu aj reliéfotvorný význam, pretože ich súčasné akumulačné formy zakrývajú alebo zahladzujú disekciu iniciálneho štruktúrno-tektonického predkvartérneho a kvartérneho reliéfu. Prejavuje sa to napr. ich väčšou hrúbkou na záveterných svahoch a vo výplniach starých úvalín, rovnomerným pokryvom plôch povrchov strednopleistocénnych riečnych terás a náplavových kužeľov a väčšou hrúbkou na prechode starších terasových stupňov do mladších. Naopak, samotné úložné pomery spraší sú závislé od vplyvu pôvodného reliéfu, ako aj od pleistocénnych klimatických výkyvov, čím sa stávajú veľmi komplikovanými.

Na mierne zvlnenom až takmer rovnom reliéfe podložných riečnych terás sa vyvinuli sprašové komplexy. Sú uložené zväčša subhorizontálne, v hrúbke 6 – 25 m. Na svahoch a ostatných viac exponovaných častiach Hronskej pahorkatiny a Ipeľskej pahorkatiny majú akumulácie spraší zložitejší šupinovitý typ úložných pomerov s veľmi premenlivou hrúbkou sprašových sérií, a to 5 – 15 m, resp. v pohorí Burda 2 – 10 m.

Bázu sedimentov vrchnopleistocénneho sprašového komplexu tvorí slabo humózna a slabo vápnitá ílovitá až ílovito-piesčitá hlina svetlohnedej, hnedej až červenkastej, miestami hnedočervenej farby s obsahom preplavených zrniek kremeňa. Tá pravdepodobne prináleží ešte k vrchným zónam posledného interglaciálneho fosílneho pôdneho komplexu PK-III (kolónka 58). Jej hrúbka vrátane splachov na niektorých lokalitách, napr. Svodín (vrt PN-1, PN-2) a Farná (vrt PN-10), je 5 – 8 (10) m (Moravcová et al., 2022). Niekde býva nahradená humóznejšou hnedou (hnedozem) fosílnou pôdou, prípadne je táto pôda úplne erodovaná. Z vrtnej databázy je zrejmé, že na fluviálnych sedimentoch terás Dunaja bázu tvorí vápnitá až slabo vápnitá svetlosivá až sivohnedá prachovito-piesčitá hlina so sivými a hnedými ílovitými zátekmi (kolónky 46, 59), reprezentujúca povrchovú povodňovú fáciu (napr. vrt PN-7).

V nadloží fosílneho pôdneho komplexu, resp. na bazálnych sedimentoch sa nachádza prevažne len tenká vrstva (0,2 – 1 m) slabšie vyvinutých eolických až eolicko-deluviálnych sivožltých až okrovožltých periglaciálnych vápnitých netypických spraší s pupilovo-striatovou až tridensovo-pupilovou faunou chladného obdobia štadiálu W_1. Pretože začiatok posledného glaciálu sa prejavil pomerne intenzívnym pôsobením svahovej modelácie (soliflukcia, ron, tečenie), zachovanie spraší staršieho obdobia würmu vrátane fosílnych pôd je menej výrazné, prípadne sedimenty sú zachované len v podobe drobnovrstvovitých splachov alebo sa nezachovali vôbec.

V nadloží spraší štadiálu W_1 vystupuje fosílny pôdny komplex PK-II (brörup) interštadiálu W_1/W_2, ktorý je zachovaný najlepšie (kolónka 45). Jeho pôdy vystupujú na viacerých lokalitách a sú zachytené aj vrtmi radu PN (Moravcová et al., 2022). Komplex tvoria hnedé pôdy prejavujúce sa tmavohnedým humusovým horizontom s drobnohrudkovitou štruktúrou s výskytom pseudomycélií, so zvýšeným obsahom organických látok a prítomnosťou karbonátov, illitu a kaolinitu. Podľa uvedených indícií sa pôda vyvíjala v pomerne suchom a mierne teplom klimatickom období (Moravcová, 2022).

V nadloží fosílnej pôdy PK-II ležia spraše stredného štadiálu W_2. Tvoria väčšinou hlavnú masu sprašového pokryvu spodnopleistocénnych a starších, strednopleistocénnych terás (kolónky 78, 75, 70). Ich hrúbka sa pohybuje v rozmedzí (4 – 8 m). Na mladších, strednopleistocénnych terasách (kolónka 64) majú spraše

tohto štadiálu len menšiu hrúbku, 1,5 – 3 m. Na vrchnopleistocénnych *(nízkych)* terasách (kolónky 52, 48) a na exponovanejšom reliéfe pahorkatín sa takmer nevyskytujú.

Na báze stredného komplexu sa nachádzajú preplástky piesčito-siltovitých splachov, prípadne sú tieto splachy prítomné aj v hlavnej mase. Hlavnú masu zastupuje silt, lokálne piesčitý silt žltej a žltosivej farby s vysokým obsahom zŕn hrubého prachu (∅ 0,01 – 0,005 mm) tvoriaceho 39,1 – 75,5 % celkového obsahu hmoty. Poukazuje to na jej eolický pôvod. Obsah humusu je veľmi nízky. Karbonáty sa nachádzajú vo forme pseudomycélií, žiliek a drobných konkrécií. Mimo polôh splachov sú spraše nevrstvovité, no menej držia stĺpovitú odlučnosť. Zastúpenie malakofauny v sprašiach poukazuje na ich sedimentáciu v podmienkach sprašovej stepi s ojedinelým výskytom parkových lesov (Moravcová, 2022).

Nad uvedeným komplexom spraší štadiálu W_2 sa sporadicky zachovali fosílne iniciálne hnedozeme aj slabo karbonátové černozeme PK-I (stillfried B) interštadiálu W_2/W_3. Formovali sa v krátkom klimatickom výkyve. Na profiloch sú málo opticky výrazné a slabo sfarbené. Miestami vystupujú len ako iniciálne pôdy, prípadne ich indikujú vrstvy so zníženým obsahom $CaCO_3$, resp. naopak, so zvýšeným obsahom ako vrstva konkrécií v mieste iluviálneho horizontu. Na pôdotvorné procesy poukazuje aj zvýšený obsah Al_2O_3 a Fe_2O_3 a znížený obsah CaO a MgO. Pôdny horizont je slabo oglejený a má hrudkovitú štruktúru. Okrem pseudomycélií a rozptýlených karbonátov sa tu nachádzajú uhlíky a zvyšky malakofauny tvorenej pupilovo-tridensovou faunou spolu s prvkami vlhkejšej ariantovej fauny.

Začlenenie tohto fosílneho pôdneho horizontu do interštadiálu W_2/W_3 potvrdzuje aj rádiometrické datovanie metódou AMS, prípadne datovanie metódou OSL z analogických horizontov na lokalitách Bíňa, Bruty, Jurský Chlm a Obid (Moravcová et al., 2022).

V nadloží fosílnej pôdy PK-I sa nachádza finálny (vrchný) sprašový komplex najmladšieho štadiálu W_3 tvoriaci povrchovú stavbu všetkých uvedených území s výskytom spraší. Spraše tohto štadiálu sa vyznačujú kolísavou hrúbkou medzi 5 – 10 m na fluviálnych akumuláciách vrchných a stredných terás (kolónky 82 – 64) a medzi 1 – 3 (4) m na akumuláciách *nízkych terás* (kolónky 52, 48). Na záveterných svahoch pahorkatiny, na úpätných častiach svahov úvalín a na miestach vzájomného prechodu morfologicky vyšších terasových stupňov do nižších môže byť hrúbka najmladších spraší ojedinele aj do 15 m. Na svahoch Burdy ich hrúbka kolíše ešte výraznejšie a odhadom sa pohybuje v rozpätí 1 – 7 m.

V rámci rozsahu opísaných sedimentov vrchnopleistocénnych *nízkych terás* Váhu, Nitry, Žitavy, Hrona a Ipľa zaznamenávame len pokryv finálneho (vrchného) sprašového komplexu najmladšieho štadiálu W_3. Podložie spraší najmladšieho štadiálu je tu okrem fluviálnych piesčitých štrkov a pieskov tvorené sivým vápnitým piesčitým ílom a siltom (kolónka 46) výraznej sivohnedej, žltohnedej a hrdzavohnedej farby. Nad touto vrstvou sa lokálne nachádza hnedastá prachovito-ílovitá, slabo vápnitá až nevápnitá hlina, charakterizovaná ako iniciálna fosílna pôda najmladšieho interštadiálu würmu (PK-I).

Farba spraší v závislosti od obsahu voľného Fe a $CaCO_3$ sa všeobecne pohybuje od bielosivej cez svetložltú až po výrazne žltú. Podľa granulometrického zloženia väčšinou ide o piesčito-prachovité hliny s obsahom veľmi jemného piesku (15 – 30 %), hrubého prachu (35 – 50 %) a ílovitej frakcie (do 15 %). V niektorých horizontoch jemnopiesčitá frakcia prevyšuje siltovú frakciu, prípadne pri extrémne silnom navievaní sa vo vrchných zónach vyskytujú náveje vrstvovitých piesčitých spraší spodného holocénu (kolónka 10).

Spraše sa vyznačujú stredným až vysokým koeficientom mikroagregácie. Sú vápnité až veľmi vápnité, s obsahom $CaCO_3$ 11 – 25 % a sú slabo humózne. Karbonáty majú rôznu formu, buď sú rozptýlené, alebo sa koncentrujú vo forme pseudomycélií, ale najmä vo forme konkrécií (cicvárov), ktoré sa nachádzajú v spodných častiach pôdnych horizontov. Na študovanom území sa pri týchto sprašiach zaznamenala zmena v zrnitostnom zložení, pórovitosti a obsahu uhličitanov aj v horizontálnom smere. Spraše najmladšieho štadiálu würmu sú zväčša nevrstvovité, homogénne a na stenách odkryvov majú stĺpovitú odlučnosť.

Na báze sprašového pokryvu v oblasti Burdy vystupujú hlinito-kamenité deluviálne sedimenty alebo ich kombinácie s piesčito-hlinitými splachmi s úlomkami neovulkanitov. Na iných exponovaných miestach pahorkatín s intenzívnejšou eróziou vystupujú na povrch horizonty s množstvom vápnitých konkrécií.

Podrobnejší opis spraší na základe vyhodnotených a datovaných lokalít z územia regiónu podávajú aj s použitou literatúrou práce Moravcovej et al. (2022) a Moravcovej (2022).

43 eolicko-deluviálne sedimenty: nevápnité sprašové hliny *(neskorý würm)*

Sprašové hliny majú na študovanom území pomerne veľké plošné zastúpenie. Podobne ako spraše (kolónka 44), aj sprašové hliny sa v dôsledku primárneho navievania podieľajú na zahladzovaní foriem iniciálneho predkvartérneho reliéfu a často sa so sprašami alternujú.

Najzápadnejší výskyt sprašových hlín v regióne bol zaznamenaný v úzkom pásme od Hurbanova v smere na JV po Svätý Peter popri výstupoch *volkovského súvrstvia* neogénu v piesčitom a pieskovcovom vývoji

(kolónka 87). Od Svätého Petra sa pásmo rozpadá a útržkovité plochy sprašových hlín pokračujú v smere cez Mudroňovo do najvyšších častí Chrbta a končia sa nad Šrobárovou. V severnejšej časti pahorkatiny sa sprašové hliny začínajú objavovať v Pribete. Odtiaľ útržkovite pokračujú do miest s ich najväčším plošným a najpočetnejším rozšírením v najvyššej časti Bešianskej pahorkatiny v priestore ohraničenom obcami Pribeta, Jasová, Dubník (na V od obce) a Strekov. V časti Chrbát sa objavujú od doliny Vojnického potoka v smere na SV.

Sprašové hliny tvoria lokálne aj pokryvy fluviálnych terás pri Hurbanove a rovnako aj pokryvy terás Dunaja na S od Radvane nad Dunajom. V Belianskych kopcoch sa lokálne zachovali od Belej smerom na V až po ich okrajovú časť Pri obidskom chotári.

V Ipeľskej pahorkatine sa sprašové hliny vyskytujú len lokálne v s. časti, ináč všade tu prevažujú sprašové pokryvy.

Sprašové hliny majú vo všeobecnosti morfológiu aj habitus podobné sprašiam, ale ich genéza je odlišná. Z litológie a úložných pomerov vyplýva, že eolický prenos a akumulácia boli obdobné ako v prípade spraší (kolónka 44), ale postsedimentačné prostredie bolo odlišné, spravidla vlhkejšie. Nedošlo k tzv. „zosprašneniu“, teda k sekundárnemu stmeleniu zŕn prachu karbonátmi, ale k zahlineniu. Prevládali hlavne pedogenetické procesy sprevádzané odvápnením a zvýšením podielu ílovej hmoty, pričom $CaCO_3$ bol nahradený FeO_3. Ílovitá frakcia v sedimente prevláda nad frakciou hrubého prachu.

V sedimentoch absentuje typická stĺpovitá odlučnosť stien na odkryvoch a presadavosť, charakteristická pre sprašové komplexy. Štruktúra hlín je listovitá, hrudkovitá a hranolčekovitá. Majú malú pórovitosť. Hojne sa v nich vyskytujú drobné zhluky oxyhydroxidov Fe a Mn, ojedinele aj menšie konkrécie. Vyskytujú sa aj sivé povlaky, kliny a záteky, podmienené procesmi ilimerizácie. Z hľadiska výskytu fauny sú sterilné. V bazálnych častiach obsahujú vložky solifluovaných svahovín, teda íly, piesky a drobné úlomky pieskovcov podložia. Farba sedimentov je žltosivá, žltohnedá, hnedá až hrdzavosivá.

Hrúbka sprašových hlín je veľmi premenlivá. Na študovanom území boli zaznamenané hodnoty 2 – 5 m, no na pokryvoch terás a na záveterných úpätiach svahov môžu dosahovať hrúbku až 8 m.

Pleistocén/holocén

42 eluviálno-deluviálne zvetraniny: hrubozrnné piesky, sekundárne spevnené

Zvetraniny tvoria jeden z primárnych zdrojov sekundárneho horninového materiálu deluviálnych sedimentov. Na tomto území sa vplyvom intenzívneho pôsobenia subaerických (klimatických) a gravitačných procesov zvetraniny v pôvodnom stave zachovali len na štyroch plošne menších lokalitách. Prvé tri lokality predstavujú erózne zvyšky pôvodne zarovnaného povrchu Hronskej pahorkatiny na najvyšších častiach dnes mierne zvlnených medziúvalinových plochých chrbtov v podcelku Chrbát na Z od spojnice Mudroňovo – Šrobárová.

Na horninách *volkovského súvrstvia* neogénneho veku (87, 88), v týchto miestach tvorených štrkmi, ílmi a pieskami (pieskovcami), sa vyvinuli a zachovali zvetraniny pozostávajúce prevažne zo strednozrnných až hrubozrnných okrových, hrdzavých až červenohnedých sľudnatých pieskov, druhotne veľmi spevnených oxidačnými procesmi. Spevnené piesky miestami prechádzajú do hnedých, lokálne hrdzavých až bordových siltov a na povrchu do hlín pôdneho pokryvu. Smerom nadol sa v zvetraninách lokálne nachádzajú aj štrky a piesky spevnené do blokov zlepencov a pieskovcov.

Ďalšia lokalita zvetranín sa nachádza v sv. časti pohoria Burda na plochom chrbte v časti Pri troch studničkách nad Veľkou dolinou. Ide o ucelený výskyt pôvodných zvetranín z epiklastických vulkanických brekcií a konglomerátov a redeponovaných drobných pyroklastík (kolónky 112, 114). Pod vrstvou pôdy hrubou asi 20 cm sa nachádzajú svetlosivé, sivohnedé až hrdzavé ílovité piesky, občas s náznakmi rozvetraných úlomkov vulkanických pieskovcov a pemzy. Aj tu piesky miestami prechádzajú do lokálne hrdzavých až bordových siltov, ktoré na povrchu pripomínajú andosoly.

Hrúbka zvetranín je v dôsledku nerovnomerného vyvetrávania a rozdielnej denudácie nerovnomerná. Hranica medzi zvetraninou a podložnou pevnou horninou nebola na žiadnej lokalite doložená ani sondážou. Podľa odhadov presahuje v priemere 2 m.

Deluviálne sedimenty

41 litofaciálne nečlenené hlinité, hlinito-piesčité až hlinito-kamenité svahoviny a sutiny

Deluviálne sedimenty pozostávajú z veľkého množstva litologických subtypov a prechodných variet, charakterizovaných prevahou príslušnej, napr. balvanovitej, kamenitej, štrkovitej, piesčitej, siltovitej až ílovitej zrnitostnej frakcie (kolónky 40, 38 – 33), ktoré bolo možné navzájom odlíšiť a graficky odčleniť na geologickej mape. Na území sa vyskytujú aj gravitačné svahoviny a sutiny. Najmä v dôsledku častého striedania frakcií

a pre ich maloplošný výskyt nebolo možné v ich prípade stanoviť reprezentačný litofaciálny typ. Pri tomto subtype ide teda prevažne o zmes všetkých následne opísaných deluviálnych akumulácií.

Striktne vzaté, tieto bližšie nečlenené sedimenty sú vyvinuté a zachované v oddelených menších výskytoch hlavne na území Ipeľskej pahorkatiny a Burdy, často nezobraziteľných na mape. Ich výskyty sú viazané najmä na svahy v úzkych dolinách a výmoľoch, na dná a svahy kratších suchých dolín, resp. na závery dolín s občasným tokom. Na geologickej mape sú vyznačené len malé výskyty, ktorých hrúbka odhadom prevyšuje 2 m.

40 piesčito-kamenité až balvanovito-blokovité svahoviny a sutiny

39 piesčito-kamenité až kamenité svahoviny a sutiny

38 hlinito-kamenité, piesčito-kamenité až balvanovité svahoviny a sutiny

Všetky 3 uvedené subtypy deluviálnych sedimentov sú reprezentantom tzv. horského kvartéru pohoria Burda. V závislosti od zdrojového horninového materiálu, ich textúr a štruktúr a iných parametrov reliéfu sa môžu vzájomne prelínať. Ide prevažne o erózno-gravitačné sutiny vzniknuté rozvetrávaním podložných epiklastických vulkanických brekcií, konglomerátov rôznej hrúbky, vulkanických pieskovcov, pyroklastík rôznej hrúbky a amfibolicko-pyroxénických andezitov (kolónky 105, 120). Okrem uvedených hornín v pohorí zvetrávajú aj sedimentárne súvrstvia neogénu (kolónka 101, 102) a budínskeho paleogénu (kolónka 124), ktoré svojou plasticitou podporujú skalné rútenia na strmých svahoch orientovaných na J k prielomu Dunaja. Uvedené zvetrané horniny sa následne posúvajú v smere spádnice po svahu ronom, soliflukciou a inými gravitačnými pohybmi.

Pokryvy týchto sedimentov sa zachovali priebežne po obvode pohoria, prerušovane pozdĺž úpätí svahov. Často tvoria osypy (kolónka 39) až blokoviská (kolónka 40) pod výstupom skalných stien. Hlbšie v pohorí lemujú úpätia svahov dolín a miestami vypĺňajú aj dná dolín bez aktívneho toku a v smere prúdnice prechádzajú do deluviálno-fluviálnych uložení (kolónka 29).

Najrozšírenejšie v pohorí sú hlinito-kamenité delúviá (kolónka 38). Hliny a piesčité hliny tohto litogenetického typu obsahujú premenlivé množstvo úlomkov vulkanických hornín, ktoré miestami prevládajú. Hlinito-kamenité sedimenty sú vcelku tvorené sivými a sivohnedými piesčitými hlinami s premenlivým, no zväčša veľkým podielom ostrohranného aj zaobleného klastického materiálu vulkanických hornín uvoľnených z konglomerátov. V niektorých profiloch v Leli, Bajtave, Kamenici nad Hronom, Kováčove a Chľabe je možné sledovať dve nevýrazné súvrstvia. V spodnej časti sú sedimenty obyčajne viacej kamenité až blokovité, v nadloží viac hlinité a úlomkovité, s preplavenými vrstvami hlín a humóznych hlinitých pôdnych horizontov.

Hrúbka hlinito-kamenitých, piesčito-kamenitých až blokovitých svahovín je premenlivá a závisí od expozície svahov. Celkove prevláda hrúbka 2 – 5 m. Na mape sú vyznačené len svahoviny s hrúbkou odhadom presahujúcou 2 m.

37 resedimentované hlinité až piesčito-hlinité štrky, ojedinele s úlomkami hornín

Tieto sedimenty majú v regióne len malé zastúpenie, a to tak počtom výskytov, ako aj ich plošným rozsahom. Nachádzajú sa hlavne okolo výstupov neogénnych súvrství s obsahom štrkov a tiež ako lem starších fluviálnych terás. Najväčšie výskyty boli zaznamenané na svahoch v. zakončenia Belianskych kopcov v okolí kóty 251 Modrý vrch a na Ipeľskej pahorkatine na svahoch dolín medzi Zalabou a Malou nad Hronom. Na uvedených miestach ide o piesčito-hlinité štrky uvoľnené z *hronskomalianskych vrstiev zbrojníckeho súvrstvia* sarmatského veku (kolónka 94). Ďalšie menšie lokality výskytov sa zistili v horných úsekoch svahov na Hronskej pahorkatine na Z od obce Modrany na lokalitách Kamenica a Kamenný vrch, a hlavne na viacerých miestach po obvode výstupov piesčitých štrkov na Z a JZ od Novej Viesky. V týchto prípadoch ide o štrky, piesky a hliny pôvodných fluviálnych terasových sedimentov spodného pleistocénu, na krátku vzdialenosť resedimentované a rozvlečené na svahy (kolónky 79, 76, 83). Na exponovanejšom území medzi Svätým Petrom, Mudroňovom a Šrobárovou s výstupom vrchnomiocénneho volkovského súvrstvia, ktoré obsahuje aj vrstvy štrkov (kolónka 88), deluviálne štrky v ich okolí neboli zaznamenané.

V akumuláciách výrazne prevažujú strednozrnné (∅ 2 – 4 cm), dobre opracované obliaky. Hrubozrnná frakcia je len lokálna. Piesky sú stredno- až hrubozrnné (∅ 0,5 – 1,8 mm), v zónach premiešania s klastami granitoidov (Modrany, Nová Vieska) sú výrazne sľudnaté a celkovo veľmi zahlinené. Petrograficky v štrkoch dominujú (75 %) kremence a kremeň (pri Modranoch aj metamorfity a exotické alpské horniny), nasledujú rôzne kremenné pieskovce a granitoidy (zhruba 20 %). V Novej Vieske a na Ipeľskej pahorkatine sú prítomné aj vulkanity.

Zahlinené piesčité štrky obsahujú aj prímes úlomkov hornín. Sedimenty sa formovali pôsobením ronu, splachu a soliflukcie a sú poznačené tak litologickým zložením podložných hornín v úlomkoch, ako aj zložením

kvartérnych fluviálnych štrkov terás. Hliny na povrchu sú viac piesčité. Ich farba je žltosivá, hnedá až hrdzavohnedá. V nižších vrstvách prevažujú hrubozrnnejšie piesčité štrky. Vo farebných odtieňoch pieskov dominuje žltá a hrdzavožltá farba. Obliaky kremencov a kremeňa fluviálneho pôvodu sú dobre opracované, opracované granity sú viac zvetrané až rozpadavé a poskytujú materiál na hrubozrnnejší piesok. Hrúbka akumulácií sa pohybuje medzi 1,5 – 2 m.

36 piesky, lokálne s prímesou siltu

Výskyty uvedených deluviálnych sedimentov sa viažu na prítomnosť eolických piesčitých formácií (kolónky 20, 11). Väčšinou zaberajú úpätné časti plošne aj morfologicky väčších dún a presypov, ale vyskytujú sa aj na veľkých plochách pozdĺž pásiem presypov alebo ako eolické piesky rozvlečené po svahoch deluviálnymi procesmi.

Viazanosť týchto delúvií na eolické piesčité formácie sa prejavuje ich rozšírením najmä v z. časti Hronskej pahorkatiny. So sedimentmi sa stretávame v Dvoroch nad Žitavou a v ich okolí, pri osade Vlkanová a v Bajči. Veľké plošné rozšírenie smeru SZ – JV bolo zaznamenané od s. okraja Hurbanova po Svätý Peter a v tom istom smere od Hurbanova paralelne popri medzidolinovom nízkom chrbte s výstupmi neogénneho podložia. Veľké plochy deluviálnych siltovitých pieskov pokrývajú exponovanú časť pahorkatiny v priestore medzi Pribetou, Dulovcami a Mudroňovom.

Materiál týchto sedimentov je výrazne piesčitý (prevláda frakcia 0,1 – 0,25 mm), s premenlivým obsahom siltu a tiež drobných úlomkov pieskovcov. Lokálne sa našli aj úlomky sladkovodných vápencov neogénneho podložia a kalkrét uvoľnených z eolických pieskov. Farba deluviálnych pieskov je pri povrchu vplyvom splachov recentného pôdneho pokryvu sivohnedá, nižšie sa striedajú sivožlté a svetlosivé vrstvy piesku s premenlivým obsahom siltu. Sedimenty sú prevažne odvápnené, no ak pochádzajú z výstupov neogénnych pieskov a pieskovcov alebo je zjavná prímes siltu, sedimenty sú vápnité.

35 piesčité hliny až hlinité piesky s ojedinelými úlomkami hornín

Deluviálne hlinito-piesčité sedimenty sú podobne ako deluviálne piesky (kolónka 36) viazané na zdrojové oblasti s primárnym dostatkom piesčitej a hlinitej (siltovej) zložky. V rámci regiónu to zabezpečujú výstupy piesčitých, ílovitých, siltovitých a pieskovcových súvrství neogénneho veku (kolónky 87, 92, 100, 95, 122) a pieskové eolické formácie prevažne pleistocénno-holocénneho veku (kolónky 20, 11) spolu s pokryvmi spraší a sprašových hlín (kolónky 44, 43) v rámci relevantných častí Hronskej pahorkatiny a čiastočne Ipeľskej pahorkatiny. Tieto sedimenty predstavujú prechodné štádium a zároveň frakčnú zmes medzi deluviálnymi pieskami (kolónka 36), eolickými sprašami (sprašovými hlinami) a spravidla na svahoch nižšie položenými deluviálnymi hlinami (kolónka 33).

Sedimenty majú v regióne mnohopočetné a pomerne veľké plošné rozšírenie. Vyskytujú sa jednak na miernejších plochých svahoch, jednak na úpätiach svahov, na svahoch úvalín a dolín a miestami aj na samotných medzidolinových chrbtoch v rámci Hronskej pahorkatiny a Ipeľskej pahorkatiny. Z mnohých výskytov možno uviesť územia medzi Branovom a Dvormi nad Žitavou a následné veľké plochy od Dvorov nad Žitavou v smere na JV do priestoru Dvor Mikuláš a ďalej na Pribetu. Ďalšie veľké plochy piesčitých hlín sa nachádzajú v trojuholníku medzi Hurbanovom, Dulovcami a Svätým Petrom a v jeho okolí, najmä v smere na JV. Všetky uvedené výskyty sa viažu na eolické piesčité formácie, ktoré sú v z. a jz. časti pahorkatiny veľmi rozšírené.

Deluviálne piesčité hliny sú časté aj na styku (úpätí) svahov Hronskej pahorkatiny s Hurbanovskými terasami a Búčskymi terasami. V exponovanejších častiach Hronskej pahorkatiny (Bešianska pahorkatina, Chrbát) sa vyskytujú popri sprašových hlinách a sprašiach pod strmšími svahmi s výstupmi neogénneho podložia (87) od Semerova cez Jasovú po Dubník a v okolí Mudroňova. Väčšie plochy sa zistili v okolí Strekova s pokračovaním popod s. svahy Chrbta okolo Novej Viesky, v doline Paríža na s. svahoch Belianskych kopcov, ako aj na ich j. svahoch po Belú.

Z územia Ipeľskej pahorkatiny sú doložené menšie výskyty najmä z jej s. časti, kde sa tieto sedimenty vyvinuli najmä pod exponovanejšími úsekmi svahov s výstupmi neogénneho podložia, najmä pieskov a pieskovcov s vysokým obsahom vulkanického materiálu v zrnách. Piesčité hliny boli doložené z územia na S od Bieloviec, mnohonásobné výskyty na svahoch Čaradskej doliny, zo svahov doliny na V od Malých Ludiniec (časť Meďanský vrch), z exponovaných svahov na V od Zalaby a zo svahov Veľkej doliny.

Všeobecne ide o sivé, sivožlté až sivohnedé, prevažne odvápnené piesčité hliny až hlinité strednozrnné piesky s množstvom drobných úlomkov pieskovcov vrátane splachov recentného pôdneho pokryvu. V niektorých prípadoch, ak je obsah piesku v blízkosti výstupov neogénnych pieskov a pieskovcov v sedimente vyšší alebo je zjavná prímes spraší, sú sedimenty vápnité.

Celková hrúbka sedimentov sa pohybuje v rozmedzí 1 – 3 m, no na úpätiach svahov môže lokálne dosahovať až 5 m. Väčšina akumulácií stratigraficky prináleží do obdobia najmladšieho pleistocénu až spodného holocénu.

34 ílovité hliny až piesky

Uvedený genetický subtyp má na študovanom území len nepatrné zastúpenie a jeho výskyty sú len maloplošné. Boli identifikované v okolí Dvorov nad Žitavou v miestnej časti Nový diel vo svahu úvaliny na S od osady Dvor Mikuláš a na pravobrežnej úpätnej časti svahu v doline Paríža v Gbelciach.

Litofaciálne zloženie hlinito-ílovitých sedimentov je poznačené prítomnosťou neogénnych ílov a piesčitých ílov v podloží, prípadne v Dvoroch nad Žitavou aj ílovitými siltmi vrchnej časti *nízkej* a *strednej terasy* Žitavy. Sedimenty sú reprezentované prevažne rôznymi odvápnenými ílmi a siltovitými ílmi s jemnopiesčitou prímesou dovedna svetlosivej aj tmavosivej farby. Hrúbka sedimentov sa pohybuje v rozmedzí 1 – 3 m.

33 hliny, ojedinele piesčité hliny

Svahové hliny tvoria prechodný, prípadne následný genetický typ medzi sprašovými hlinami (kolónka 43) (pravdepodobne aj sprašami – kolónka 44) a ostatnými varietami deluviálnych sedimentov s obsahom hlín a ílov (kolónky 35, 38), prípadne deluviálno-fluviálnych hlinitých splachov (kolónka 26). Geneticky však priamo nadväzujú na sprašové hliny a predstavujú aj svahové redepozity spláchnutých spraší. Obdobne ako predchádzajúce sedimenty, aj svahové hliny majú ohraničené rozšírenie a špecifické postavenie. Na rozdiel od čiastočne vizuálne podobných deluviálno-fluviálnych splachových sedimentov (kolónka 26), viazaných hlavne na dná úvalín a suchých dolín, tento typ sedimentov sa vyskytuje väčšinou na mierne uklonených svahoch, v úpätných častiach exponovanejších svahov a čiastočne aj na povrchoch medziúvalinových chrbtov v rámci všetkých častí Hronskej pahorkatiny a Ipeľskej pahorkatiny zobrazených na mape (pozri geologickú mapu).

Výskyty svahových hlín sú v rámci pahorkatín časté a miestami aj veľkoplošné. Najväčšie plochy sú zaznamenané v miestach rozšírenia spraší a sprašových hlín.

Litofaciálne zloženie hlinitých sedimentov je poznačené okolitými výstupmi ílov, piesčitých ílov a čiastočne pieskov neogénu, resedimentovaných spraší a sprašových hlín, prípadne iných variet deluviálnych sedimentov. Sedimenty sú reprezentované prevažne rôznymi odvápnenými hlinami od silno humusových po prachovité a sporadicky jemnopiesčité, miestami s drobnými úlomkami hornín, prípadne so štrkmi. Ich farba má mnoho odtieňov od sivej cez sivožltú a žltohnedú až po svetlohnedú a hrdzavohnedú. Genéza svahových hlín je výsledkom kombinácie mnohých procesov. Spodnú, jemnopiesčitú hlinu tvoria produkty zvetrávania materskej horniny in situ a neskôr narušené soliflukciou. Stredná, hlinito-ílovitá časť má morfológiu i habitus podobné sprašovým hlinám. Z litologickej charakteristiky a úložných pomerov vyplýva, že primárne išlo o eolickú akumuláciu, ale postsedimentačné prostredie bolo vlhké. V hline badať znateľný pohyb hmôt po svahu, sprevádzaný intraformačnými splachmi.

Vrchná, humusovo-hlinitá časť je v dôsledku pôsobenia subrecentných pedogenetických procesov pretvorená na hnedozem. Hrúbka polygenetických svahových hlín je veľmi variabilná, najčastejšie sa pohybuje medzi 3 – 8 m.

Deluviálno-proluviálne sedimenty

32 piesčité hliny s úlomkami hornín v *dejekčných kužeľoch*

31 hlinité piesky v *dejekčných kužeľoch*

30 piesčité hliny až hliny v *dejekčných kužeľoch*

Deluviálno-proluviálne sedimenty predstavujú prechodný genetický typ tvoriaci kombináciu deluviálnych sedimentov redeponovaných na kratšiu vzdialenosť (svahovín a sutín – kolónky 33 – 38), ktoré boli deponované tak zo svahov, ako aj dnami úvalín epizodálnymi výplavmi do formy vejárov – dejekčných (výplavových) kužeľov. Väčšinou ide o strmšie, morfologicky výraznejšie výnosové kužele spravidla menších rozmerov, ale zistili sa aj menej strmé (plytšie) formy veľkých plošných rozmerov.

Materiál všetkých dejekčných kužeľov svojím charakterom predstavuje produkt sporadických aj cyklických, zväčša však nárazových prívalových vôd spôsobených náhlymi klimatickými udalosťami. Deluviálno-proluviálne sedimenty v závislosti od prevahy zrnitostnej zložky obsiahnutého materiálu tvoria viacero uvedených litologických derivátov. Náplň telies kužeľov závisí od charakteru deluviálneho materiálu svahov a materiálu deluviálno-fluviálnych splachov (kolónky 25 – 29) dnovej výplne výmoľov, úvalín a úvalinovitých dolín Hronskej pahorkatiny a Ipeľskej pahorkatiny, ako aj dolín a iných znížení reliéfu pohoria Burda, na ktoré tieto sedimenty geneticky nadväzujú.

Najpočetnejšie a najväčšie plošné zastúpenia majú kužele s obsahom hlinitého materiálu s rôznou prímesou piesku (kolónka 30). Takýto materiál prinášaný občasnými kalovými vodami obsahujú menšie dejekčné

kužele v miestach vyústenia úvalinovitých dolín a úvalín z Hurbanovských terás do nivy Žitavy (napr. na S od Bohatej) a Búčskych terás (napr. v Marcelovej a Virte) do nivy Dunaja. Pásmo plošne rozsiahlych a pomerne výrazných paralelných kužeľov sa vyvinulo v miestach vyústenia kratších úvalín a strmších úvalinovitých dolín vybiehajúcich zo strmého svahu Chrbta orientovaného na JZ a J a Belianskych kopcov na ploché územie Hurbanovských terás a Búčskych terás. Telesá tohto pásma sa nachádzajú medzi Svätým Petrom a Šrobárovou, po kratšom prerušení ďalšie rozsiahle medzi Modranmi a Bátorovými Kosihami a v poslednom úseku pokračujú rozsiahle telesá medzi Gbelcami a Štúrovom, vyúsťujúce na Búčske terasy Dunaja.

V rámci Hronskej pahorkatiny (časť Chrbát) sa mnohé kužele vyvinuli v závere doliny Vojnického potoka a v miestach spájania úvalín v časti Pribetský les. V doline potoka Paríž sú zaznamenané viaceré súveké kužele v miestach vyústenia kratších dolín na jeho *nízku terasu*. V doline Hrona na jeho pravobreží sa nachádzajú telesá kužeľov v miestach vyústenia úvalín z Belianskych kopcov na jeho riečne terasy. Na ľavobreží Hrona sú to telesá v miestach vyústenia dolín z Ipeľskej pahorkatiny v Zalabe, Sikeničke a Malej nad Hronom.

V doline Ipľa bol zaznamenaný najrozsiahlejší dejekčný kužeľ v regióne v Ipeľskom Sokolci. Teleso dlhé do 800 m vybieha z pomerne krátkej úvaliny v. okraja Ipeľskej pahorkatiny (Zalabský chrbát) priamo do nivy Ipľa. Ďalšie výskyty súvekých telies z doliny Ipľa sú známe z okraja pahorkatiny na S od Pastoviec, pri Malých Kosihách na JZ od Salky a v Leli. Zo svahov Burdy vybieha súveké teleso do nivy Dunaja v Chľabe.

V telesách uvedených kužeľov popri prevládajúcich zvrstvených hlinách je možné objaviť zóny splachnutých spraší bez prítomnosti pieskov striedajúce sa s piesčitými zónami, v ktorých sa nachádza materiál erodovaných sedimentov podložia spraší tvorený napr. neogénnymi pieskami a pieskami fluviálnych terás.

Druhé najpočetnejšie zastúpenie majú telesá dejekčných kužeľov s dominantným zastúpením piesku, menej piesčitých hlín a hlín (kolónka 31). Takéto telesá sa zachovali napr. v miestach vyústenia niektorých úvalín z Hurbanovských terás do nivy Žitavy (Dvory nad Žitavou) a v rámci samotnej pahorkatiny v miestach vyústenia kratších úvalín do hlavných úvalinovitých dolín ako napr. na SV od Duloviec, v Semerove, Jasovej alebo v Bátorových Kosihách, časti Drieňové.

Na južnom úpätí Burdy sa vyvinuli dejekčné kužele s prevahou hlinito-kamenitého až hlinito-piesčito-kamenitého, chaoticky uloženého materiálu, prinášaného občasnými prívalovými vodami (pozri geologickú mapu) z kratších suchých dolín v Kamenici nad Hronom a v Kováčove. Materiál uvedených kužeľov pochádza prevažne z deluviálnych hlinito-kamenitých sedimentov.

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 nivného krytu, do ktorého môže prstovite zasahovať najmä na okrajoch Hurbanovských terás a Búčskych terás. Hrúbka telies dejekčných kužeľov je rôzna. Na okrajoch nív a pri úpätí Burdy sa pohybuje v rozsahu 2 – 5 m, na okrajoch úvalín a v miestach vyústenia na terasy Hrona a Ipľa 1 – 7 m, v miestach vyústení z pahorkatiny na terasy Žitavy a Dunaja 5 – 15 m a v telese kužeľa v Ipeľskom Sokolci až do 20 m.

Deluviálno-fluviálne sedimenty

29 splachové (ronové) piesčité hliny s úlomkami hornín

28 splachové (ronové) piesčité hliny so štrkmi

27 splachové (ronové) hliny, piesčité hliny až hlinité piesky

26 splachové (ronové) hliny

25 splachové (ronové) ílovité hliny až íly

Rovnako ako pri deluviálno-proluviálnych akumuláciách (kolónky 32, 31, 30), aj v tomto prípade ide o prechodný genetický typ sedimentov. Deluviálno-fluviálne sedimenty v závislosti od dominujúcej zrnitostnej zložky tvoria celý rad jednotlivých litologických derivátov, ktoré boli na základe výsledkov terénneho mapovania rozdelené na 5 subtypov. Aj pri týchto sedimentoch ide o prechodnú fáciu medzi rôznymi podtypmi deluviálnych svahovín aj sutín (kolónky 33 – 41) a fluviálnymi nivnými sedimentmi holocénu (kolónky 18 – 12). Vyskytujú sa ako priame a bezprostredné pokračovanie fluviálnej nivnej výplne dien dolín (kolónka 18) smerom proti toku do úvalinovitých dolín, úvalín, resp. horných úsekov dolín bez stáleho aktívneho toku v rozsahu zobrazených častí Hronskej pahorkatiny a Ipeľskej pahorkatiny vrátane Hronskej tabule a miestami ako pozdĺžne lemy nív na okrajoch sprašových tabúľ. V pohorí Burda tvoria tieto sedimenty dnové výplne občas prietočných aj suchých dolín (pozri geologickú mapu). Pri vyústení úvalín a suchých dolín často prechádzajú do deluviálno-proluviálnych dejekčných kužeľov (kolónky 32, 31, 30).

Na úpätiach svahov pozdĺž úvalín a v dnách úvalín a úvalinovitých dolín hladko modelovaného reliéfu pahorkatín a ich tabuľových častí väčšinou ide o akumulácie jemných, plošne (ronom) spláchnutých zvetranín vyššie položeného pôdneho pokryvu, ale aj sedimentov jeho materského substrátu, ako sú kvartérne spraše, sprašové hliny, piesky a podložné neogénne íly, silty, piesky, štrky a pod exponovanejšími svahmi aj úlomky sedimentárnych hornín (ílovce, siltovce, pieskovce a organodetritické vápence). V pohorí Burda na ostrejšie modelovanom reliéfe sú popri jemnejšom materiáli v dnách suchých dolín aj dolín s občasným prietokom a v dnách žľabov spláchnuté aj svahové sedimenty premiestnené na krátku vzdialenosť. Obsahujú hrubší klastický horninový materiál ako napr. tufitické pieskovce, drobné aj hrubé pyroklastiká a úlomky andezitov, prípadne sedimenty starších kvartérnych akumulácií. Splachy na strmších svahoch pahorkatín a pohoria a na svahoch úvalín občas prechádzajú do výmoľovej erózie, čím sa narúšajú aj podložné súvrstvia neogénu a vulkanitov.

Z vyčlenených 5 subtypov deluviálno-fluviálnych sedimentov majú plošne najväčšie rozšírenie hlinité splachy (kolónka 26). Nachádzame ich priebežne na celom území pahorkatín, hlavne v ich tabuľových častiach a čiastočne aj na území Burdy (pozri geologickú mapu), teda hlavne na území s rozšírením spraší (kolónka 44), sprašových hlín (kolónka 43) a deluviálnych hlín (kolónky 33, d35). Zaberajú hlavne dná a úpätia svahov úvalín a úvalinovitých dolín. Tvoria často veľmi dlhé pozdĺžne pásy, ale aj väčšie plochy na styku úvalín a deflačných zníženín ako napr. na území Hurbanovských a Búčskych terás a na Hronskej tabuli. Materiál týchto splachov je prevažne hlinitý, s rôznou lokálnou prímesou ílu, piesku a štrku.

Splachy s prevahou ílu nad siltom, resp. hlinou (kolónka 25) sa nachádzajú lokálne v dnách úvalinovitých dolín najmä v miestach styku takýchto dolín alebo v miestach, kde dolinu prehrádza teleso výplavového (ronového) kužeľa (kolónky 30, 31), ako napr. v úvalinovitej doline prechádzajúcej cez Dulovce.

Splachy s prevahou piesku (kolónka 27) sú na tomto území plošne v poradí druhé najrozšírenejšie. Rovnako ako predchádzajúce hlinité splachy (kolónka 26), tvoria veľmi dlhé pozdĺžne pásy. Viažu sa hlavne na miesta s výrazným plošným rozšírením eolických pieskov (kolónky 20, 11), deluviálnych pieskov a piesčitých hlín (kolónky 36, 35) a pieskov neogénu (kolónka 87). Najväčšie zastúpenie majú v z. a j. časti Hronskej pahorkatiny, v úvalinách a medzidunových zníženinách na Hurbanovských terasách od Dvorov nad Žitavou po Šrobárovú, na Búčskych terasách medzi Chotínom a Marcelovou, na Bešianskej pahorkatine a Chrbte v rozsahu eolických pieskov, deluviálnych pieskov a pieskov neogénu v dnách úvalinovitých dolín sz.-jv. smeru medzi Pribetou, Dulovcami a Svätým Petrom.

Hlinité splachy s obsahom štrku (kolónka 28) sú veľmi zriedkavé. Nachádzajú sa lokálne v miestach úvalín prerezávajúcich riečne terasy s pokryvom spraší (kolónky 52, 64 – pozri geologickú mapu). Hlinité splachy s prímesou úlomkov hornín a hrubozrnného piesku sa zistili v dnách suchých alebo občas prietočných dolín Burdy.

Hrúbka deluviálno-fluviálnych splachov sa pohybuje medzi 1 – 5 m.

Fluviálne sedimenty

Riečne sedimenty prechodného obdobia pleistocén/holocén boli vyčlenené a zobrazené na geologickej mape na základe analógie zo susedného regiónu Podunajskej nížiny-Podunajskej roviny (Maglay et al., 2018). Tam vystupujú na povrch, resp. blízko povrchu v oblasti tzv. jadra Žitného ostrova a po okrajoch roviny v pozícii *nadnivných terasových „ostancov"* s povrchom nachádzajúcim sa nižšie nad úrovňou povrchu nivy ako opísané *nízke terasy* (kolónky 54, 50, 46). Takéto sedimenty v rámci Podunajskej roviny zasahujú aj na západný okraj študovaného územia v rozsahu spojených nív Váhu, Nitry a Žitavy (Novozámocké pláňavy). Boli identifikované aj v pokračujúcom úseku nivy Dunaja v smere na V a lokálne na malých plochách aj v nivách Hrona a Ipľa. Podrobnejší opis týchto sedimentov na základe rozdelenia z hľadiska frakcií prinášajú nasledujúce state.

24 litofaciálne nečlenené hliny, piesčité hliny, hlinité piesky (sporadicky štrky) *(neskorý würm – holocén)*

Do tejto skupiny sedimentov boli zaradené tie fluviálne náplavy prechodného obdobia pleistocén/holocén, pri ktorých nebolo možné z popisov vrtných jadier databázy vrtov ani na základe výnosov vlastných ručne vŕtaných sond jednoznačne určiť ich faciálne zaradenie a prevládajúcu zrnitostnú frakciu v hĺbkovom intervale 0 – 2 m. Príčinou bolo pomerne časté striedanie zrnitostných frakcií a ich pozícií najmä v horizontálnom, ale

aj vertikálnom smere. Buď ide o vzájomnú kombináciu viacnásobne sa opakujúcich a pozične meniacich sa vrstiev jemnopiesčitých siltov a pieskov s prechodom do piesčitých štrkov až štrkovitých pieskov v závislosti od zmeny lokality, alebo o približne rovnaké pomerné zastúpenie vrstiev siltov, pieskov a štrkov, prípadne aj ílov v danej lokalite.

Na skúmanom území uvedené sedimenty vystupujú na povrch, resp. sa dostávajú blízko k povrchu pod veľmi tenký holocénny fluviálny, prípadne len pôdny kryt v spojených nivách Nitry a Žitavy na JV od Nových Zámkov. Vystupujú spolu so synchrónnymi nánosmi fluviálnych pieskov (kolónka 47) a štrkov (kolónka 23). Väčšie plochy výskytu bližšie nešpecifikovaných zrnitostných frakcií tohto fluviálneho súvrstvia zaznamenávame v alúviu Dunaja ako súčasť jeho prikorytovej fácie od Komárna cez miestnu lokalitu Veľký lán na SZ od Ize, cez Ižu po Patince. Sedimenty tu svojou plochou vytvárajú rozsiahly podlhovastý oblúk vo forme nadnivného „ostanca“ (mierneho valu) prebiehajúceho medzi tokom Dunaja a Patinským kanálom (pozri geologickú mapu).

V pokračovaní alúvia Dunaja v smere na V boli zaznamenané ďalšie rozsiahle plochy výskytu náplavov od Moče v oblúku popri obci Búč po úroveň osady Pereš v okruhu Čenkovskej nivy. Ďalej sa objavujú v pásme od Mužly po Obid. Južne a na JV od Obidu až po bývalé celulózky a papierne v Štúrove sa vyskytujú väčšie plochy týchto sedimentov v častom striedaní s ramenami a valmi synchrónnych nánosov pieskov (kolónka 22).

Z ostatných výskytov možno spomenúť niekoľko menších plôch vystupujúcich v pozícii nadnivnej terasy v mieste vyústenia potoka Paríž do nivy Hrona medzi Kamenínom a Kamenným mostom a dva výskyty v nive Ipľa v obci Bielovce. Jednotlivé frakcie sú podrobnejšie opísané v nasledujúcich častiach.

23 hlinité piesky so štrkmi až piesčité štrky *dnovej akumulácie* v *agradačných valoch* a umelých odkryvoch štrkovní *(neskorý würm – holocén)*

Na rozdiel od ostatných sedimentov fluviálnej akumulácie prechodného obdobia pleistocén/holocén (kolónky 24, 22, 21), piesčité štrky tvoria na skúmanom území len malý objem hmoty z tohto obdobia. Väčšina piesčitých štrkov prináleží k vrchnopleistocénnej dnovej akumulácii (kolónka 54) alebo k redepozitom piesčitých štrkov v rámci holocénnych nív (kolónky 17, 7). Na základe údajov z vrtnej preskúmanosti sa predpokladá, že najväčší objem zodpovedajúcej akumulácie sa vyskytuje pod holocénnymi náplavmi Váhu a dolných tokov Nitry a Žitavy, kde na území svojím v. okrajom ešte zasahuje Podunajská rovina. Na tomto území totiž uvedené akumulácie zaberajú najväčšiu rozlohu v rámci „jadra“ Žitného ostrova vystupujúceho na povrch, resp. blízko k povrchu (mimo zobrazeného územia).

Povrchové, resp. blízkopovrchové výstupy piesčitých štrkov tohto obdobia sa zistili len v oblasti viacerých miernych vyvýšenín nad nivou Žitavy (Nitry) na J od štrkovne Ragoňa a v blízkosti cesty od Nových Zámkov na JV po Bajč. Ide o územie v. okraja Podunajskej roviny v rámci spojených nív Nitry a Žitavy. Štrky sa na povrchu nivy objavujú bezprostredne na J od pásma výstupu „ostancov“ *nízkych terás* a *agradačných valov* Nitry a Žitavy (kolónky 46, 50) tvoriacich pásmo vyvýšenín nad povrchom spojenej nivy medzi Nitrianskou pahorkatinou, presnejšie Nitrianskou tabuľou a Hronskou pahorkatinou, presnejšie Hurbanovskými terasami.

Exaktné odčlenenie sedimentov prechodného obdobia od sedimentov podložnej vrchnopleistocénnej akumulácie je obťažné a vyžadovalo by si podrobnejší výskum pri využití datovania napr. pomocou kozmogénnych nuklidov, prípadne metódami OSL a AMS. Rovnako ako pri regióne Podunajskej roviny, aj v skúmanom regióne bolo sedimentačné rozhranie určené na základe popisov vrtov z vrtnej databázy. Prechodné fluviálne sedimenty sú opísané ako drobnorytmické striedanie vrstiev pieskov, štrkov a piesčitých štrkov s vložkami siltov (hlín) oproti podložným hrubým vrstvám vrchnopleistocénnych piesčitých štrkov.

Z vlastného pozorovania na umelých odkryvoch pri štrkovni Ragoňa je možné potvrdiť, že v piesčitých štrkoch až štrkovitých pieskoch tohto prechodného súvrstvia sa dá pozorovať drobná vrstvovitosť, charakteristická striedaním obsahu piesčitej frakcie v štrkoch a vložiek pieskov, ktorá smerom nahor prechádza do striedania vytriedených štrkov, pieskov a siltov, až do vzájomného premiešavania frakcií pri povrchu. Ide teda prevažne o piesčito-štrkovité až štrkovito-piesčité redepozity podložnej *dnovej akumulácie* vyznačujúce sa podmienkami častého krátkodobého laterálneho presunu tokov formou náhleho prekladania ramien, ich častého vetvenia až prepletania.

Akumulácie zvodnených, dobre opracovaných piesčitých štrkov až štrkovitých pieskov sú zložené prevažne zo strednozrnných (∅ < 4 cm) suboválnych až oválnych štrkov s telesami hruborznných vytriedených pieskov. Smerom od Nových Zámkov k Bajču postupne v štrkoch prevláda piesčitá frakcia (< 60 – 70 %), pričom aj piesky sú drobnorytmicky zvrstvené a obsahujú preplástky siltov.

Podľa Horniša (1993) petrografické zloženie piesčitých štrkov až štrkovitých pieskov uložených pod holocénnym nivným krytom, resp. len pôdnym krytom, je vysoko polymiktné. Žilné kremene, spodnotriasové

kremence a kremité pieskovce tvoria 35 – 45 % hmoty. Nasledujú granity, granodiority, granitové pegmatity, granitové aplity, metamorfity (ruly a svory) a rôzne druhy andezitov (10 – 20 %). Kalcity, rohovce, arkózy, droby a vápnité pieskovce paleogénu tvoria dovedna 5 – 10 % štrkovej hmoty.

Z vrtnej databázy je zrejmé, že náplavy v nivách pri okraji panvy dosahujú v *nadnivnej terase* hrúbku 1 – 2 m.

22 piesky (sporadicky drobné štrky) *agradačných valov* *(neskorý würm – holocén)*

Tento genetický subtyp fluviálnych sedimentov je takmer zhodný s vrchnopleistocénnymi pieskami *nízkych terás, agradačných valov* a *dnovej akumulácie* (kolónka 50). Ich stratigrafické zaradenie do prechodného obdobia pleistocén/holocén je určené na základe ich morfopozície medzi povrchom nivy a povrchom odkrytej *nízkej terasy*.

Fluviálne piesky tvoria mnohopočetné mierne vyvýšeniny nad povrchom nivy najmä v z. časti regiónu, kde do priestoru Novozámockých pláňav (rozumej spojené nivy Váhu, Nitry a Žitavy) zasahuje okraj Podunajskej roviny. Piesky tu vystupujú v alúviu Váhu na Z od Nových Zámkov aj v samotnom meste. Popri výstupoch pieskov starších *agradačných valov* (kolónka 50) alebo presypov súvekých aj mladších eolických pieskov (kolónky 20, 11) sedimenty pokračujú na J a JV okolo Nesvád a Imeľa po kanál Starej Žitavy na úrovni Martoviec. V smere ďalej na J sa tieto piesky objavujú až v Komárne a na V od Komárna vo forme pozdĺžnych valov na ľavobrežnom alúviu Dunaja. Tieto piesčité valy sa vyskytujú pozdĺž rozsiahlejšieho oblúka severnej vetvy starého ramena Dunaja od Ižе po Patince.

Vo východnej časti Novozámockých pláňav sa tieto fluviálne piesky začínajú objavovať na JV od Nových zámkov v mnohopočetných aj veľkoplošných výstupoch naprieč nivou po osadu Vlkanovo a odtiaľ na J cez Bajč a územie na Z od Hurbanova v sprievode eolických pieskov (kolónky 20, 11) až po železničnú stanicu Chotín.

V nive Dunaja v smere jeho toku sa súveké fluviálne piesky po prerušení za Patincami začínajú objavovať až od Moče súbežne s pieskami staršieho *agradačného valu* (kolónka 50) a bližšie nerozlíšenými sedimentmi *nízkej terasy* (kolónka 55) cez Mužlu po Obid. Na JV od Obidu až po bývalé celulózky a papierne v Štúrove je zaznamenané viacnásobné prekladanie ramena Dunaja v striedaní pieskov a siltov (kolónky 22, 24). V rámci nivy Dunaja sa posledné výskyty súvekých pieskov zistili v Chľabe.

Synchrónne sedimenty boli identifikované sondami aj v nive Ipľa, presnejšie v obciach Bielovce a Salka a v ich bezprostrednom okolí.

Na celom území ide o pôvodne ucelené pásma fluviálnych pieskov, resp. systémy korytových a prikorytových členitých valov tokov Váhu, Dunaja, Nitry a Žitavy, v menšej miere Hrona a Ipľa. Ich prietočné voľné ramená boli následne v dôsledku erózie vlastných laterálne migrujúcich tokov rozčlenené na sled viac-menej izolovaných, morfologicky vyvýšených nepravidelných piesčitých telies (ostrovov), piesčitých telies pozdĺžnych tvarov vo forme valov a pri väčšej rozlohe aj mierne vyvýšených a zvlnených plošín v rámci nív. Na rozdiel od eolických pieskov, fluviálne piesky nevytvárajú strmšie formy. Prechodné fluviálne piesky prevyšujú povrch holocénnej nivy v priemere len o 1,5 – 2,5 m.

Fluviálne piesky *agradačných valov* prechodného obdobia pleistocén/holocén sú výrazne zvrstvené. Obsah karbonátov výrazne kolíše. Nevápnité piesky sa nachádzajú vo valoch Hrona a Ipľa, v pieskoch Dunaja je prítomnosť karbonátov výrazná. Farba pieskov sa pohybuje od svetlosivej a sivej až po žltosivú. Zrná sú málo opracované, prevažne strednozrnné (∅ 0,2 – 0,4 mm), ale obsahujú aj vrstvy hrubozrnnej piesčitej frakcie (∅ 0,4 – 1,6 mm), ojedinele na bázach niektorých vrstiev aj drobné štrky (∅ 0,3 – 1,0 cm). Petrograficky v zrnách pieskov prevláda kremeň (< 50 %). Nasledujú úlomky kremencov a silicitov, pri Váhu a Nitre aj kryštalických bridlíc a živcov (< 35 %), v pieskoch nív Hrona a Ipľa pribúdajú úlomky andezitov.

Hrúbka akumulácie fluviálnych pieskov prechodného obdobia sa najčastejšie pohybuje v rozmedzí 1 – 3 m.

21 ílovité až jemnopiesčité hliny (silty) na povrchu *dnovej akumulácie* a *nadnivných terás* *(neskorý würm – holocén)*

Ide o prachovité fluviálne sedimenty povodňovej fácie usadzované počas prechodného obdobia v závere vrchného pleistocénu až v ranom holocéne na piesčité štrky a piesky *dnovej akumulácie*. Od holocénnych nivných povodňových hlín (siltov – kolónka 15) sa odlišujú len morfologickou pozíciou povrchu, ktorý sa nachádza spravidla 1,5 m nad povrchom nivy a zároveň v nižšej pozícii ako povrch vrchnopleistocénnej *nízkej terasy* (kolónky 54, 50, 46, 55) bez pokryvu spraší, resp. sprašových hlín. Najčastejšie tvoria mierne ploché vyvýšeniny, laterálne vymedzené holocénnou fluviálnou činnosťou. Podobne ako pri starších terasových siltoch a mladších

holocénnych siltoch povodňovej fácie, aj v tomto prípade boli povrchové výstupy v dôsledku nedostatku odkryvov najčastejšie zaznamenané z výnosov vlastných, ručne vŕtaných sond. Okrem toho boli indikátorom ich rozšírenia aj exponované časti priebehu okrajov vyššie položených plôch nad nivou, prípadne pozdĺžnych hrebienkov, kde sú silty vynášané orbou spod recentného pôdneho pokryvu.

Takéto akumulácie boli zaznamenané najmä v nive Žitavy na JV od Nových Zámkov v priestore na J od aktívneho štrkoviska Ragoňa, v osade Zelený Háj na JZ od Hurbanova a v okolí miestnej časti Lúčny ostrov. Menšie plochy sa vyskytujú v smere na Chotín. V spojenom alúviu Váhu a Dunaja sa súveké silty vyskytujú v Komárne v okolí ťažobného priestoru hlín v bývalej tehelni (miestna lokalita Horný lán) a odtiaľ ďalej na V cez Ižu po Patince (časti Stredný lán a Veľký lán) ako sprievodný sediment popri výskyte bližšie nečlenených synchrónnych sedimentov (kolónka 24). V ostatnom úseku alúvia Dunaja sa zistili silty na vyvýšenej ploche v Kravanoch nad Dunajom.

Sediment je tvorený prevažne hrubozrnnejším sivým a sivožltým povodňovým siltom (∅ 0,02 – 0,04 mm), občas s prechodom do jemnopiesčitého siltu (∅ 0,03 – 0,2 mm). Silty v alúviu Žitavy a Váhu sú prevažne nevápnité alebo miestami len slabo vápnité, dunajské silty vykazujú zvýšenú vápnitosť. V suchom stave dunajské silty morfologicky pripomínajú eolické spraše.

Ich hrúbka na skúmanom území podľa vlastných pozorovaní formou sondovania a podľa vrtných archívnych údajov dosahuje v alúviu Váhu a Žitavy hodnotu < 1,2 m, v alúviu Dunaja je väčšia (< 2 m). Fluviálne silty zvyčajne obsahujú malakofaunu, no vo vybraných skúmaných lokalitách nebola identifikovaná.

20 eolické sedimenty: jemnozrnné piesky dún s krátkym eolickým transportom *(neskorý würm – holocén)*

Uvedené sedimenty predstavujú významný genetický prvok finálneho štádia prechodnej, vrchnopleistocénno-holocénnej eolickej činnosti s pokračovaním do holocénu a podľa priamych pozorovaní až do recentu (kolónka 11). Naviate eolické piesky sú aj výrazným reliéfotvorným prvkom spestrujúcim celkový krajinný ráz územia. Vytvárajú rôzne nepravidelné formy depozície od malých izolovaných ostrovčekovitých elipsovitých presypov bochníkového tvaru cez mierne zvlnené pásma nízkych, vzájomne prepojených presypov, súvislé dlhé líniové útvary presypov rôznej šírky a výšky, až po priestorovo výraznejšie vyššie duny rôznych, najmä podlhovastých, parabolických, oblúkovitých a bochníkových tvarov. Generálny priebeh líniových útvarov pritom odzrkadľuje dominantný smer navievania s malými odchýlkami, charakteristický pre celé územie regiónu zo SZ na JV. Tento smer je zároveň zhodný so smerom priebehu väčšiny úvalinovitých dolín pahorkatín vrátane ich tabuľových častí a súvisí aj s prevahou vyvievania v tomto generálnom smere. Pásma líniových útvarov presypov sa pritom môžu rozvetvovať a prebiehať vedľa seba paralelne, pričom priestor medzi nimi tvoria práve deflačné zóny úvalín. Oblasti výskytu eolických pieskov v rámci regiónu na základe starších prác Hromádku (1935) a Janšáka (1950), ako aj vlastných zistení je možné rozdeliť do 4 oblastí (pásiem).

V smere SZ – JV na študované územie zasahuje 1. oblasť eolických formácií okraja nivy a *nízkej terasy* Váhu, kde série plytkých pieskových dún pokrývajú jednak povrch agradačných valov (kolónky 50, 22), jednak spolu so sprašovými sériami (kolónka 52) aj nízke terasové akumulácie Nitrianskej tabule (kolónka 53) až po Nové Zámky.

Po kratšom prerušení sa v rámci Novozámockých pláňav (rozumej spojené nivy Váhu, Nitry a Žitavy) vyvinula 2. oblasť eolických formácií. Táto oblasť, na rozdiel od prvej, sa vyznačuje veľkým množstvom vzájomne oddelených presypov rôznych tvarov a plošných, často veľkých rozmerov, okrajovo limitovaných postgenetickou holocénnou laterálnou eróziou hlavných tokov do plošných tvarov zodpovedajúcich nárazovým brehom meandrujúcich tokov. Pásmo sa začína od obce Aňala a prerušovane pokračuje na V od Nesvád cez obec a okolie obce Imeľ, kde dosahuje najväčšie plošné rozmery v miestnej časti Veľký piesok. Pokračuje na J rozsiahlym valom s najvyššou kótou 124 Abov a dunami vo výške 18 m nad povrchom nivy po osadu Sesileš. Po kratšom prerušení kanálom Starej Žitavy toto pásmo v rámci pláňav pokračuje na úrovni Hurbanova sústavou menších aj väčších dún a na J od Hurbanova v úzkych pásmach pozdĺž železničnej trate po stanicu Chotín.

Eolické piesky sa najvýraznejšie vyvinuli a zachovali v 3. oblasti na z. a jz. okraji Hronskej pahorkatiny na tzv. Hurbanovských terasách s pokračovaním na Búčske terasy. Ide o výrazné a mnohopočetné rozšírenie, často dosahujúce veľké plošné rozmery. Najväčšie výskyty sa začínajú pozdĺž z. okraja *nízkych terás* Žitavy do rôznych vzdialeností od tohto okraja na JV. Naviate piesky sa vyskytujú od Dvorov nad Žitavou cez osadu Vlkanovo, obec Bajč a jej širšie okolie v smere na Bohatú a Hurbanovo. Ďalej na JV prechádzajú do rozsiahlych pozdĺžnych dunových sérií smerom na Chotín (PR Chotínske piesky), kde sa ešte rozvetvujú do 2 subpásiem.

Jedno v centrálnej osi obce postupne v smere na JV zaniká v spojenej nive Žitavy a Dunaja a druhé pokračuje v množstve plošne rozsiahlejších dún a dunových sérií od okolia Svätého Petra, pokrývajúc *nízke* a *stredné terasy* (kolónky 71, 65, 53), ako aj svahy pahorkatiny. Paralelné pásma pieskov na terasách pokračujú v smere na JV cez Marcelovú (obr. 3.2.3.6), kde sú duny na viacerých miestach najviac morfologicky vyvinuté, a na niekoľkých lokalitách sú vyhlásené ako Chránený areál Chotínske piesky. Na lokalite Bašov kopec (140 m n. m.) dosahujú duny najväčšiu relatívnu výšku 15 m nad okolitým terénom. Na uvedenej lokalite sú piesky aj predmetom ťažby, pričom ich exploatáciou sú odkryté aj podložné fluviálne piesčité štrky *nižšej strednej terasy* Dunaja (kolónka 66).



Obr. 3.2.3.6. Viate piesky vrchnopleistocénneho veku, činná pieskovňa pri obci Marcelová (foto K. Fordinál).

Od Marcelovej na JV a V pokračujú užšie pruhy pieskov jednak po okraji terasy po obce Virt a Radvaň nad Dunajom, jednak vo väčšej vzdialenosti od okraja, pokrývajúc piesčité štrky *strednej* a *vrchnej terasy* Dunaja. Tu sa pritom zastupujú s pokryvom spraší (kolónky 64, 52) a piesčitých spraší (kolónka 10) a dotvárajú reliéf povrchu týchto terás.

Do 4. oblasti výskytu možno zaradiť súveké eolické piesky vyskytujúce sa ďalej na V od Modranského potoka pretekajúceho cez Búčske terasy, resp. na V od úrovne osady Bystrička a obce Moča. Piesky tu tvoria už len tenké nepravidelné pásy smeru SZ – JV, rozpadajúce sa na menšie izolované ostrovčeky dún, najčastejšie pokrývajúcich miesta po okraji (hrany) terasy. Od obce Búč na V cez Mužlu po Obid sa duny postupne zmenšujú a vytrácajú v prospech zmiešaných eolických formácií, tvorených najmä piesčitými sprašami (kolónka 10) a sprašami (kolónka 44).

Okrem uvedených lokalít sa vo východnej časti regiónu súveké eolické formácie nevyskytujú, resp. sa výskumom nepotvrdili.

Eolické piesčité formácie regiónu vznikali a formovali sa veternou eróziou, postupným previevaním a depozíciou piesčitých frakcií, uvoľňovaných zo širších deflačných zón aluviálneho prostredia tokov v rozsahu nív a z denudovaných povrchov pahorkatiny. K procesom dochádzalo v prechodnom období rozhrania vrchného pleistocénu a spodného holocénu „postglaciálu“ *(grón)* ešte v podmienkach chladnejšej klímy. Zdrojom previevaného piesčitého materiálu boli prevažne obnažené povrchy tvorené fluviálnymi pieskami vrchnopleistocénnych a prechodných *agradačných valov* (kolónky 50, 22) aj širších piesčitých deflačných zón s výstupmi piesčitých súvrství neogénu (kolónky 87, 92). Primárne previevanie prebiehalo zväčša na kratšiu až strednú vzdialenosť a následne prebiehalo formovanie dún do rôznych tvarov a ich postupný presun v smere prúdenia vetrov.

V sedimentoch podľa Minaříkovej in Vaškovský a Vaškovská (1977) prevláda monomodálna jemnozrnná piesčitá frakcia (0,1 – 0,25 mm = ca 70 %), zvyšok pripadá na strednozrnnú frakciu. Z pohľadu zrnitosti sú stredne až dobre vytriedené a väčšinou drobnorytmicky zvrstvené. Zrná sú prevažne polozaoblené a poloostrohranné (60 – 90 %). V západnej časti regiónu v rámci územia Novozámockých pláňav a priľahlých častí Hurbanovských terás sú piesky pomerne dobre petrograficky vytriedené, len na východnejších častiach riečnych terás Dunaja (Búčske terasy) a na svahoch Hronskej pahorkatiny sú v dunách petrograficky polymiktnejšie. Všeobecne popri obsahu kremeňa (< 75 %) obsahujú aj draselné živce a plagioklasy (do 23 – 25 %), glaukonitické pieskovce, ojedinele aj šupinky muskovitu a chloritu. Farba pieskov je žltosivá až sivá, občas sú prítomné aj hrdzavé a biele vrstvy. Dôležitá je aj prítomnosť karbonátov v pieskoch. Zatiaľ čo piesky vyvievané z alúvií Váhu, Nitry a Žitavy sú väčšinou nevápnité, presypy pieskov v rámci alúvia Dunaja a na Hurbanovských terasách a Búčskych terasách sú zväčša vápnité. Tento jav je spôsobený prítomnosťou, resp. absenciou kar-

bonátov už v zdrojových zónach vyvievania. Vápnité eolické piesky je možné preto sledovať na riečnych terasách s pokryvom spraší (napr. kolónky 52, 64), prípadne na Hronskej pahorkatine s výstupom neogénnych vápnitých pieskov a pieskovcov volkovského súvrstvia (kolónka 87).

Hrúbka presypov je rozdielna, zväčša do 5 m, najväčšia je v presypoch v Imeli, Dvoroch nad Žitavou, Chotíne a Marcelovej, kde dosahuje hodnoty medzi 15 – 18 m.

Holocén

Holocén vcelku

19 proluviálne sedimenty: hliny, piesky, piesčité hliny až hlinité štrky, lokálne s úlomkami hornín v *nivných náplavových vejároch*

Sedimenty *nivných vejárov* sú syngenetické s fluviálnymi nivnými sedimentmi vodných tokov študovaného územia, do ktorých vejáre postupne prechádzajú. Ich materiál sa prstovite vkliňuje do sedimentov holocénneho nivného krytu a svojou najmladšou časťou ho v distálnej zóne môže aj prekrývať. Na rozdiel od geneticky príbuzných deluviálno-proluviálnych sedimentov, uvedený typ tohto vekového zaradenia bol na území identifikovaný len na troch lokalitách a v maloplošnom rozsahu.

Prvý z *nivných vejárov* sa nachádza v mieste vyústenia úvalinovitej dolinky Michalovského kanála do nivy Žitavy na JJZ od Dvorov nad Žitavou na okraji Hurbanovských terás. Ide o malé teleso plochého vejára vysokého do 3 m, tvoreného piesčitými hlinami s ojedinelými štrkmi. Ďalšie teleso bolo identifikované v rámci Hronskej pahorkatiny na ľavobreží potoka Paríž v mieste vyústenia dolinky do nivy pri osade Arad. Aj v tomto prípade ide o menšie teleso s výškou do 5 m, v apikálnej časti erozívne prerážajúce nízku piesčitú terasu hlavného toku. Sedimentárnu náplň telesa tvoria diageneticky málo pozmenené svetložlté, sivožlté až tmavosivé piesčité hliny s ojedinelými obliakmi štrku a vrstvami sivých až sivožltých pieskov, na povrchu aj tmavosivých až čiernych piesčitých hlín, prípadne len hlín (splachov zo spraší).

Tretí výskyt syngenetického typu sedimentov sa zistil v mieste vyústenia potoka Veľkej doliny z pohoria Burda priamo do nivy Dunaja v Chľabe. Teleso vejára je plošne rozsiahlejšie a od vyústenia do nivy siaha do vzdialenosti zhruba 400 m. V osovej zóne dosahuje hrúbku 8,5 – 9 m. Materiál na báze pozostáva z piesčitých hlín a úlomkov vulkanických hornín, lokálne až balvanov. Vulkanický materiál dominuje, zistili sa aj kremene. Povrch tvoria piesčité hliny a splachy zo spraší. Vejár je zvodnený a dotujúci tok je regulovaný do prietočného kanála.

Od nivných sedimentov sa sedimenty vejárov odlišujú často len vizuálne, prípadne prítomnosťou preplavených drobných úlomkov hornín na povrchu. Distálne zóny sú často podmáčané a ich okolie v nivách je poznačené zvýšeným obsahom hnilokalových hlín (dolina potoka Paríž).

Fluviálne sedimenty

Fluviálne sedimenty holocénu v rozsahu zobrazených častí aluviálnych nív všetkých hlavných tokov aj potokov predstavujú plošne rozsiahly, dynamicky sa meniaci fluviálny systém akumulačno-eróznych procesov aluviálnych riek. Aj počas holocénu (v postglaciáli) sa priestor laterálneho dosahu tokov vyznačoval veľmi intenzívnou morfodynamikou, počas ktorej sa toto územie permanentne morfologicky pretváralo až do súčasnej podoby.

Všetky aluviálne rieky, t. j. rieky pretekajúce vlastnými sedimentmi alebo sedimentmi susediaceho toku, ako napr. v prípade Nitry a Žitavy či Váhu a Nitry, tvoria spolu s ich rozvetvujúcimi sa a vzájomne prepojenými migrujúcimi ramenami (korytami) s rôznym stupňom divočenia a indexom kľukatosti nesúrodé a laterálne neuzavreté skupiny riečnych subsystémov. To sa odráža v ich častom viackorytovom pôdoryse a prejavuje sa zložitosťou a častou zmenou faciálneho a zrnitostného zastúpenia sedimentov v laterálnom smere.

Preto pri výskume geologického vývoja a pri mapovaní stavby holocénnej fluviálnej akumulácie s cieľom mimoriadne podrobného rozlíšenia fluviálnych fácií povrchovej stavby územia, podobne ako na území Podunajskej roviny (Maglay et al., 2018), bol na zobrazenie aj na tejto mape uplatnený princíp štúdia korytovo-nivných geosystémov. V laterálnom rozmere mapovania sa bralo za základ koryto toku (opustené koryto, mŕtve a slepé rameno, paleokoryto), jeho dno a breh, niva a pririečna zóna, úpätná obruba najbližšej morfologickej vyvýšeniny a plošiny, ako aj samotná vyvýšená plošina. Rozlišovali sa rôzne stupne vývoja korýt podľa výkonu toku (lavicový výplav, zvlnená lavica, laterálne neaktívne jednoduché korytá, systémy hrebienok – ryha, agradačno-valové kužele, stružky a i. – Lehotský, 2005).

V nasledujúcom texte sú stručne opísané litologické a sedimentárno-petrografické charakteristiky jednotlivých vyčlenených zrnitostných skupín holocénnej fluviálnej akumulácie Váhu, Nitry, Žitavy, Dunaja, Hrona a Ipľa.

18 litofaciálne nečlenené hliny, piesčité hliny, hlinité piesky, sporadicky štrky

Ide o špeciálne vyčlenenú skupinu holocénnych fluviálnych vrstiev, pri ktorých nebolo možné s cieľom exaktného povrchového zobrazenia na mape ani na základe podrobného sondovania jednoznačne určiť faciálne zaradenie a prevládajúcu zrnitostnú frakciu v hĺbkovom intervale 0 – 2 m, teda v dosahu sond. Tento častý jav bol spôsobený pomerne rýchlym striedaním zrnitostných frakcií a ich pozícií najmä v horizontálnom, ale aj vo vertikálnom smere. Buď išlo o vzájomnú kombináciu viacnásobne sa opakujúcich a pozične meniacich sa vrstiev v závislosti od zmeny lokality (napr. jemnopiesčitých siltov a pieskov s prechodom do piesčitých štrkov až štrkovitých pieskov), alebo o približne rovnaké pomerné zastúpenie vrstiev siltov, pieskov a štrkov, prípadne aj ílov v danej lokalite. Najčastejšia postupnosť frakcií na zobrazenie tohto typu akumulácie v sondách aj na lokalitách s odkryvmi bola zhora nadol takáto: recentná hlinitá pôda s hrudkovitou štruktúrou – vápnitý silt až vápnitý jemnopiesčitý silt – siltovitý piesok až piesok. Spodná časť sondy v niektorých prípadoch zasiahla aj drobný štrk.

Keďže piesčité štrky sú prítomné pod každým takýmto profilom v priemere, v danom hĺbkovom intervale nebolo možné zobraziť dominantnú frakciu.

Z profilov vrtnej databázy možno podrobnejšie doplniť, že na báze sedimentov podložných piesčitých štrkov sa miestami nachádzajú svetlosivé až sivozelené ílovité silty až ílovité jemnozrnné piesky hrubé do 20 cm. Zväčša však podložné piesčité štrky ostro prechádzajú do vrstvy svetlosivých prachovitých jemnopiesčitých siltov hrubej 0,5 – 1 m až jemnozrnných, miestami aj hrubozrnných pieskov, niekedy s obsahom drobných štrkov. Nad touto vrstvou sa lokálne vyskytuje tmavosivý až čierny fosílny pôdny horizont hrubý do 20 cm (nortgrip, resp. subboreál – atlantic). Pôdny horizont je fosilizovaný vrstvou tmavších sivých povodňových siltov až piesčitých siltov hrubou do 30 – 40 cm, na ktorých sa nachádzajú tmavohnedé až čierne recentné pôdy (fluvizeme, čiernice) hrubé asi 20 – 40 cm. Celý, bližšie nezačlenený nivný horizont dosahuje hrúbku len 1,5 – 2,5 m.

Na skúmanom území uvedené sedimenty vystupujú na povrch v mnohopočetných a veľkoplošných výskytoch priebežne v nivách všetkých hlavných tokov aj v dnách dolín a úvalinovitých dolín všetkých potokov pahorkatín. Vyskytujú sa aj v dnách jednoduchých voľných korýt, kde často zrnitostne kontrastujú s okolitým prostredím tvoreným inými frakciami (pozri geologickú mapu).

Najväčšie plochy výskytu bližšie nešpecifikovaných zrnitostných frakcií tohto fluviálneho súvrstvia sa tiahnu pozdĺž Novozámockých pláňav. V nive Dunaja sú často prerušované inými frakčnými zastúpeniami sedimentov. V nive Hrona dominujú najmä v jej centrálnej osovej zóne a v nive Ipľa zasa v jej najširších častiach. Jednotlivé frakcie sú podrobnejšie opísané v nasledujúcich častiach.

17 resedimentované piesčité štrky *korytovej fácie*, *dnovej akumulácie* a *fácie agradačných valov*

Ide o zvlášť vyčlenené sedimenty mladých *korytových fácií* a najvyšších častí *dnových akumulácií*. Holocénne piesčité štrky predstavujú prevažne redepozity povrchovej časti uvedenej vrchnopleistocénnej štrkovej *dnovej akumulácie* (kolónka 54), prípadne *korytovej fácie*. Na základe toho, ako aj na základe vrtnej preskúmanosti a vlastných, ručne vŕtaných sond existuje predpoklad, že tieto sedimenty nie sú vyvinuté, resp. zachované všade v častiach nív Váhu, Nitry, Žitavy, Hrona a Ipľa zobrazených na mape, prípadne nív niektorých väčších potokov. V takýchto prípadoch sú nahradené jemnozrnnejšími piesčitými a siltovými frakciami, nasadajúcimi erozívne a diskordantne priamo na podložné vrchnopleistocénne piesčité štrky *dnovej akumulácie* alebo (na okraji Podunajskej roviny) na piesčité štrky prechodného súvrstvia pleistocénno-holocénneho veku (kolónka 23).

Na povrch tieto sedimenty spod tenšieho siltového (kolónka 15) a pieskového (kolónka 16) nivného pokryvu, prípadne recentného pôdneho pokryvu vystupujú len zriedkavo. Lokálne povrchové výstupy boli zaznamenané len v nivách Hrona a Ipľa. V Hronskej nive štrky vystupujú na povrch v jej centrálnej časti v podobe maloplošných reziduálnych zvyškov segmentovaného štrkového valu a v nánosových častiach opustených meandrov *slepého ramena* Hrona v úseku Malé Ludince – Zalaba – Sikenička. V nive Ipľa je to celý rad výstupov vo forme vyššie položených (vyššia niva) štrkových lavíc v blízkosti aktívneho toku, prípadne na J od Pastoviec, kde v rámci nivy vystupujú aj na jej povrchu ako hlinité štrky.

Z najvyšších častí okrajov ťažobných priestorov štrkovní a rybníkov blízkych k povrchu (ak nie sú svahy upravené) a z iných stavebných výkopových jám v rámci nív je možné v štrkovito-piesčitých sedimentoch holocénneho veku badať drobnú vrstvovitosť. Je charakteristická striedaním pomeru piesčitej frakcie k štrkovitej aj obsahom vložiek pieskov v štrkoch. Ide teda prevažne o piesčito-štrkovité až štrkovito-piesčité fluviálne náplavy, charakterizované ako redepozity starších podložných piesčito-štrkovitých súvrství vrchnopleistocénnej akumulácie.

Štrkovité sedimenty reprezentujú fluviálny vývoj s malou zrnitostnou diferenciáciou vo vertikálnom smere. Napriek tomu je badateľné striedanie pomerného zastúpenia piesčitej a piesčito-siltovitej frakcie oproti štrkovitej frakcii. V priemere je v tomto súvrství zastúpený strednozrnný až drobnozrnný štrkový materiál (∅ 1,5 – 5 cm), no v blízkosti Hrona a Ipľa je v laviciach zastúpený aj hrubý materiál (∅ 4 – 8 cm) vyznačujúci sa prevažne sivožltou až sivou a svetlosivou farbou. Vzhľadom na postavenie súvrstvia blízko povrchu nivy nie sú štrky zvodnené, vystupujú prevažne nad hladinou podzemnej vody. Na okraji Podunajskej roviny, približne od Nesvád po Komárno a Ižu, sa podzemná voda vyznačuje vysokým obsahom karbonátov. Výsledkom toho je aj pomerne častá prítomnosť tenkých spevnených vrstiev štrkov a pieskov – kalkrét.

Materiál štrkového súvrstvia rovnako ako v prípade podložného súvrstvia tvoria dobre opracované semioválne, suboválne až oválne piesčité štrky s prechodom do štrkovitých pieskov až lokálnych vrstiev jemnozrnných (∅ 0,1 – 0,3 mm) a strednozrnných pieskov (∅ 0,4 – 0,5 mm).

Podľa Minaříkovej (1967, 1968) v holocénnych štrkoch *dunajskej štrkovej série* prevládajú kremene a kremence (< 40 %). Oproti starším podložným súvrstviam sa výraznejšie zvýšil podiel rôznych vápencov a dolomitických vápencov (< 30 %). Nasledujú hnedé, okrové, zelené a sivé silicity (< 10 %), kryštalické bridlice, najmä rôzne ruly (< 5 %), kremenné pieskovce a polymiktné pieskovce, vápnité a glaukonitické pieskovce, granitoidné horniny a fragmenty pegmatitov (< 3 %).

V holocénnych štrkoch nivy Váhu podľa Horniša (1993) prevládajú kremene, kremence a kremité pieskovce (< 35 %). Nasledujú granity, granodiority, granitové pegmatity, granitové aplity, metamorfity (ruly a svory) a paleovulkanity (< 30 %). Zvyšok tvoria kalcity, rohovce, arkózy, droby, kremité a vápnité pieskovce paleogénu a neogénu, rôzne druhy vápencov a dolomitov a permské pieskovce.

V holocénnych štrkoch spojených nív Nitry a Žitavy taktiež prevládajú kremence, kremene a kremité pieskovce (< 50 %). Nasledujú granodiority, granity a granitové pegmatity (< 30 %). Zvyšok (< 20 %) tvoria metamorfity, rohovce, arkózy, droby, vápnité pieskovce, rozličné vápence, permské pieskovce a pyroxénické a amfibolicko-pyroxénické andezity.

Štrky nivy Hrona sú v najväčšej miere zastúpené aj kremencami, kremitými pieskovcami a žilnými kremeňmi (< 45 %), ale takmer rovnaké zastúpenie majú pyroxénické a amfibolicko-pyroxénické andezity, rohovce a kremité a vápnité pieskovce (< 40 %). Zvyšok tvoria bazalty, bazanity a bazaltové andezity, ojedinele vápence (< 10 – 15 %).

Fluviálne štrky Ipľa majú podobné petrografické zastúpenie ako hronské štrky, no percentuálne zastúpenie hornín sa mení. Dominujú rôzne druhy andezitov, napr. pyroxénický, amfibolicko-pyroxénický a augiticko-pyroxénický andezit (< 60 %). Nasledujú kremence, žilný kremeň a porfýr (< 35 %). Zvyšok tvoria pieskovce, zlepence a bazalty.

Hrúbka vrstiev holocénnych fluviálnych piesčitých štrkov sa pohybuje v rozmedzí 0,0 – 1,5 m.

16 jemnozrnné hlinité piesky *povodňovej fácie* a strednozrnné piesky *fácie agradačných valov*

V rámci nivnej akumulácie všetkých hlavných tokov regiónu tvoria fluviálne piesky dôležitú, granulometricky zvlášť vyčlenenú litofaciálnu zložku. Na rozdiel od starších pieskov *agradačných valov* (kolónky 50, 22) tvoria holocénne fluviálne piesky morfologicky menej nápadné pozdĺžne vyvýšeniny *korytovej fácie*. Okrem toho sú rozšírené aj na rozsiahlejších plochách v rámci inundačných zón nív, podobne ako *povodňové fácie* siltov (kolónka 15).

V smere od okrajovej časti susedného regiónu Podunajskej roviny na ľavobreží nivy Váhu sa piesky objavujú vo forme pozdĺžnych, paralelne prebiehajúcich pásiem nízkych valov v susedstve vrchnopleistocénnych agradačných valov (kolónka 50) a presypov mladých eolických pieskov (kolónka 11). Toto pásmo sa tiahne od Palárikova (mimo územia mapy) po jz. okraj Nových Zámkov. Po kratšom prerušení umelým kanálom Nitry pokračujú mnohopočetné, prevažne maloplošné výskyty pieskov okrajom Podunajskej roviny na Novozámockých pláňavách spolu so staršími fluviálnymi pieskami (kolónky 50, 22) na V od Nesvád a Imeľa a na rovinatom území na V od Martoviec, odkiaľ sa odkláňajú v smere na JV.

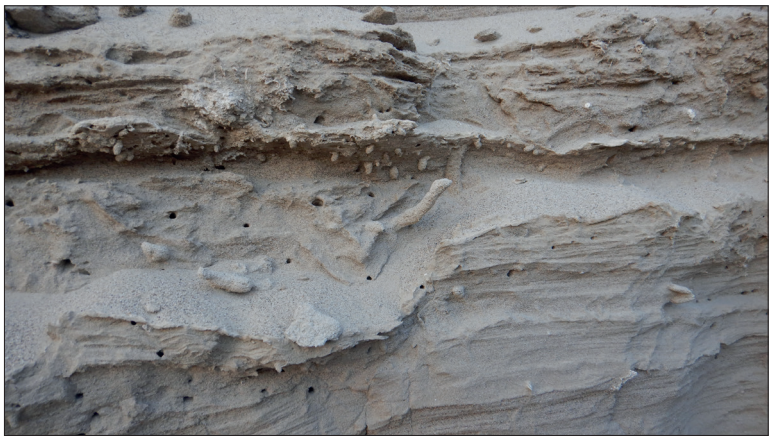
V spoločnej nive Nitry a Žitavy zaberajú výskyty fluviálnych pieskov síce menšie rozmery, ale sú početnejšie. Tu tvoria okrem valov a rôznych plôch aj pozostatky nánosových častí starých meandrov, ktorými toky v minulosti laterálne erodovali okraje vyššie položených starších valov a piesčitý materiál ukladali v podobe oblúkov „polmesiacov“. To sa prejavuje na Novozámockých pláňavách v smere na J a JV popri Hurbanove cez osadu Holanovo k Chotínu.

V nive Dunaja je situácia mierne odlišná. Piesky vystupujú zriedkavejšie a tvoria dlhé užšie pásma valov v smere jeho toku. Takéto výstupy nachádzame v okolí Ižeb a po kratšom prerušení v obci Moča. Dlhšie, vejárovite usporiadané pozdĺžne pásma nízkych valov pieskov sa vyvinuli na J od Mužly.

V nive Hrona boli zaznamenané výskyty popri nedávno opustených ramenách v strednej osovej časti nivy pri Zalabe, ktoré sa prejavujú vo forme ucelených aj prerušovaných, mierne vyvýšených pásiem *agradačných valov*. V nive Ipľa sa piesky vyskytujú len zriedka, a to bezprostredne popri recentnom koryte, a v obci Salka.

Z nív potokov bol zaznamenaný výskyt pieskov len v nive Modrianskeho potoka pretekajúceho naprieč Búčskymi terasami (pozri geologickú mapu).

Fluviálne piesky povodňovej fácie na rovných až mierne zvlnených plochách nív sú menej zvrstvené a hlinité, no v syngenetických, mierne vyvýšených *agradačných valoch* sú zvrstvené výraznejšie a zároveň menej hlinité. Väčšina pieskov v rozsahu inundačných a prikorytových priestorov Dunaja je vápnitých, v rozsahu Váhu, Nitry a Žitavy sa vyskytujú aj nevápnité piesky, v nivách Hrona a Ipľa prevažne nevápnité. Farba pieskov sa vcelku pohybuje od svetlosivej a sivej až po žltosivú, ale v nivách Hrona a Ipľa sa vyskytujú aj svetlohnedé a tmavohnedé piesky, viac hlinité. Zrná sú rôzne opracované, prevažne strednozrnné (∅ 0,2 – 0,4 mm) až jemnozrnné (∅ 0,06 – 0,18 mm), s medzivrstvami hrubozrnnej piesčitej frakcie (∅ 0,4 – 1,5 mm). V rámci fácie *agradačných valov* sa ojedinele na bázach niektorých vrstiev v nivách Dunaja a Hrona vyskytujú aj drobné štrky (∅ 0,5 – 1,0 cm). Petrograficky v zrnách pieskov všeobecne prevláda kremeň (< 60 %). Nasledujú úlomky kremencov, silicitov, andezitov a živcov (< 40 %). V pieskoch agradačných valov pri Chľabe sa zistili ichnofosílie – drobné hniezdne komôrky solitérnych včiel (incipientné *Celliforma*) tvoriace vodorovný kolonizačný horizont (obr. 3.2.3.7) a chodbičky incipientných *Planolites* (obr. 3.2.3.8) (R. Mikuláš, ústna informácia).



Obr. 3.2.3.7. Ichnofosílie – drobné hniezdne komôrky solitérnych včiel tvoriace vodorovný kolonizačný horizont v pieskoch agradačných valov pri obci Chľaba (legit M. Mikuláš, foto K. Fordinál).



Obr. 3.2.3.8. Ichnofosílie – chodbičky (incipient *Planolites*) v pieskoch agradačných valov pri obci Chľaba (legit M. Mikuláš, foto K. Fordinál).

Vo výskytoch na Novozámockých pláňavách a v nivách Hrona a Ipľa sú nivné piesky *povodňovej fácie* prevažne jemnozrnné až prachovité, miestami veľmi zahlinené, s prechodom do piesčitých a prachovitých hlín (kolónka 15).

Podobne ako pri starších fluviálnych piesčitých akumuláciách, aj pri holocénnej akumulácii pieskov s väčším plošným rozsahom sa na nivách Váhu, Nitry a Žitavy vyskytujú subrecentné až recentné tenké presypy eolických pieskov (kolónka 11). Je to dôkazom toho, že aj v ranom postglaciáli v podmienkach suchšej klímy dochádzalo aj v súčasnosti dochádza k eolickej redepozícii pieskov previevaním na kratšiu vzdialenosť.

Hrúbka akumulácie holocénnych fluviálnych pieskov sa najčastejšie pohybuje v rozmedzí 0,5 – 2,5 m.

15 hliny až jemnopiesčité hliny *povodňovej fácie* a *fácie mŕtvych ramien*

Tieto prachovité fluviálne sedimenty zaraďujeme prevažne k povodňovej fácii vývoja riečnych nív hlavných tokov a lokálne aj nív potokov v rámci územia pahorkatín a ich tabuľových častí. Sedimenty kalných vôd boli v holocéne deponované počas povodní mimo korytových fácií tokov na rozsiahlejšie povrchy inundačných území nív, ako aj do úzkych pozdĺžnych zníženín opustených, *slepých* a *mŕtvych ramien*. Akumulácia prebiehala v mnohonásobných etapách buď na podložné fluviálne uloženiny redeponovaných piesčitých štrkov a pieskov holocénu (kolónky 17, 16), alebo na piesčité štrky a piesky *dnovej akumulácie* vrchného pleistocénu (kolónky 54, 50), prípadne na okraji Podunajskej roviny (niva Váhu) a na fluviálne sedimenty prechodného obdobia pleistocén – holocén, prislúchajúce k spodnej časti *vrchného komplexu dunajskej štrkovej série* (kolónky 23, 22). V akumulácii povodňových siltov sa na mnohých miestach sondami zistila prítomnosť jedného aj viacerých horizontov fosílnych pôdnych komplexov (kolónka 10) najmä z obdobia stredného holocénu (nortgrip, resp. subboreál – atlantic). Svedčí to o ich depozícii v minulosti aj na povrch nív s vyvinutou pôdou.

Akumulácie nivných hlín sa na skúmanom území vyskytujú mnohopočetne. Ako väčšina pelitickej sedimentácie vystupujú buď ako výplň opustených korýt starých *voľných ramien*, alebo na menších aj pomerne rozsiahlych plochách. Z geologickej mapy možno vidieť, že povodňové nivné hliny sa vyskytujú už na v. okraji Podunajskej roviny, ktorá na študované územie zasahuje nivami Váhu a Dunaja medzi Novými Zámkami a Komárnom (Novozámocké pláňavy a Martovská mokraď). V tejto časti sa silty vyskytujú od kanála Starej Žitavy na J a po krátkom prerušení v pokračovaní od Martoviec na J a JV po Lándor, miestnu časť Komárna. Veľké plochy sa zistili na V od kanála Starej Žitavy v spojenej nive Nitry a Žitavy. Mnohopočetne sa objavujú aj v zníženinách a starých ramenách Dolnonitrianskej nivy na V od Nových Zámkov.

V spojených nivách Žitavy a Dunaja vypĺňajú staré ramená na styku Hurbanovských terás a Búčskych terás s nivou pozdĺž Chotína, Marcelovej a Virtu po Radvaň nad Dunajom. V smere toku Dunaja sa objavujú v rozšírenej časti nivy od Moče cez Mužlu po Obid.

V nive Hrona sa vyskytujú najmä na jej ľavobrežnej východnej časti v pozdĺžnych zníženinách a starých opustených ramenách na S od Sikeničky a v okolí Nány. V nive Ipľa sú to len 2 lokality na pravobreží nivy na jej styku s Ipeľskou pahorkatinou v Bielovciach a v zníženine na S od Salky.

V nivách potokov pahorkatín sú výskyty zriedkavejšie. V doline potoka Paríž lemujú obvod slatinných rašelinísk Parížskych močiarov (kolónka 13), na Búčskych terasách vystupujú v okolí umelých hrádzí Vojnického potoka a lokálne vystupujú aj v nive Modrianskeho potoka. Na Hronskej tabuli silty vypĺňajú dná úvalinovitých dolín takmer všade, ale dominujú najmä na J od Nýroviec.

Napriek tomu, že povodňové silty sa usadili väčšinou v zníženinách, sú známe aj lokality, kde silty tvoria menšie vyvýšeniny reliéfu, prípadne aj mierne vyvýšené a málo zvlnené plošiny. V týchto prípadoch ide o územia, ktoré neboli vo vrchnom holocéne postihnuté laterálnou eróziou presúvajúcich sa tokov a ich ramien, a teda neboli zaplavované, prípadne len pri extrémne vysokých vodných stavoch. Takéto výskyty sú na mape zobrazené pod kolónkou 18.

Povrchové výstupy fluviálnych siltov sú veľmi zriedkavé. Zistili sa pomocou ručne vŕtaných sond a v umelých odkryvoch výkopov stavebných, základových a ťažobných jám. Ich hrúbka podľa vlastných pozorovaní formou sondovania a podľa vrtnej preskúmanosti dosahuje v zníženinách do 2,0 m.

Sediment tvorí stredno- až hrubozrnný silt, v nive Dunaja výrazne vápnitý, v nivách Váhu, Nitry a Žitavy striedavo vápnitý i nevápnitý a v nivách Hrona a Ipľa prevažne nevápnitý. Povodňový silt je prevažne sivý až sivožltý, s priemerom častíc medzi 0,02 – 0,04 mm, občas s prechodom do jemnopiesčitého siltu (∅ 0,03 – 0,2 mm). V suchom stave najmä vápnité silty morfologicky pripomínajú eolické spraše (kolónka 44). V takom prípade na odkryvoch držia kolmosť stien. V miestach s vysokou vaporizáciou a prítokom podzemnej vody po nepriepustnom podloží tvorenom holocénnymi ílmi výplne voľných ramien a iných znížení reliéfu sa v nadložných holocénnych siltoch vyvinuli špeciálne druhy mokradí – slaniská – s obsahom druhotne vyzrážaných solí hlavne v povrchových vrstvách (napr. Bokrošské slanisko na V od Ižе).

14 ílovité hliny až íly v reliktoch *mŕtvych ramien* a v iných zníženinách reliéfu

Sedimenty tvoria finálnu zložku holocénnej akumulácie hlavných tokov územia. Vystupujú v rozsahu ich aluviálneho nivného pokryvu ako najjemnejšie (pelitické) sedimenty povodňových a korytových fácií. Ich pozdĺžne výskyty sa viažu prevažne na dná opustených korýt, zachovaných vo forme *mŕtvych* a *slepých ramien* s pomalým vodným prietokom až stojatou vodou, kde bol unášací potenciál znížený v prospech akomodácie

najjemnejších častíc plavenín. Na základe klasifikácie mŕtvych ramien Vaškovského a Vaškovskej (1977) z oblasti Žitného ostrova (mimo skúmaného územia) sa fluviálne íly až siltovité íly vyskytujú v tzv. *akumulačných* a *pochovaných ramenách*, ale na študovanom území *pochované ramená* neboli identifikované.

Fluviálne íly až ílovité silty sa nachádzajú napr. v zníženinách medzi pozdĺžnymi valmi fluviálnych pieskov (kolónky 22, 16) na v. okraji Podunajskej roviny, ktorá do regiónu zasahuje Novozámockými pláňavami na J od Nesvád. V rámci roviny sa tieto sedimenty zaraďujú do *vrchného komplexu dunajskej štrkovej série* (Janáček, 1967). Ďalšie výskyty boli zaznamenané v Dolnonitrianskej nive okolo kanála Starej Žitavy a taktiež vo výplniach *mŕtvych* a *slepých ramien* aj na väčších zníženinách spoločnej nivy Žitavy a Nitry, najmä pozdĺž okraja Hurbanovských terás (*nízka terasa* Žitavy) od Dvorov nad Žitavou cez Bajč po Hurbanovo. Zodpovedajúce sedimenty sa objavujú ďalej na JV v opustených korytách Žitavy a Dunaja pozdĺž okraja *nižšej strednej terasy* Dunaja (kolónky 66, 64) okolo Chotína a Marcelovej až po súčasný tok Dunaja. V nive Dunaja na úseku medzi Radvaňou nad Dunajom a Štúrovom sú výskyty pelitických riečnych sedimentov zriedkavé a maloplošné. Objavujú sa však v nivách jeho ľavostranných prítokov na Búčskej terase (kolónky 66, 64, 65), ako napr. v nive Vojnického potoka a v močaristých zníženinách v okolí osady Bystrička.

V nive Hrona tvoria tieto sedimenty výplň paralelného slepého ramena prebiehajúceho východnou časťou nivy medzi Malými Ludincami a Sikeničkou a v nive Ipľa boli identifikované len v podmáčanej zníženine na jej styku so svahmi Ipeľskej pahorkatiny v lokalite Býčia lúka medzi Pastovcami a Malými Kosihami.

V nivách tokov Hronskej pahorkatiny a Ipeľskej pahorkatiny, ako aj tokov Hronskej tabule sú výskyty ílovitých náplavov len lokálne a maloplošné.

Rozsah výskytov sa potvrdil vrtnou preskúmanosťou a bol spresnený pomocou vlastných, ručne vŕtaných sond, ako aj rozsahom rozsiahlych stojatých vôd na povrchu po intenzívnych zrážkach.

Sedimenty sú tvorené sivozelenými, niekde sivomodrými až škvrnitými, prevažne nevápnitými plastickými ílmi, miestami (hlavne v ramenách) aj s obsahom drobných zuhoľnatených zvyškov rastlín. Dunajské íly sú viac vápnité. Celkovo íly smerom nahor prechádzajú do siltovitých, väčšinou menej, v prípade dunajských viac vápnitých ílov svetlosivej až sivožltej farby s obsahom vápnitých konkrécií, pričom ubúda ílovej frakcie na úkor siltov. V ďalšom pokračovaní v smere na povrch íly ostro kontrastujú s iluviálnym horizontom recentných pôd. Miesta s výskytom ílového holocénneho pokryvu bývajú často zatápané pre nedostatočné presakovanie vôd do podzemia. Celková hrúbka fluviálnych ílových náplavov sa pohybuje v rozmedzí 0,5 – 1,5 m.

13 organogénne sedimenty: humózne rašelinové hliny a slatinné humolity

Tieto sedimenty sú špecifickým reprezentantom sedimentárneho záznamu prírodného prostredia a jeho zmien počas holocénu vrátane zmien ľudských aktivít nadväzujúcich na ne. Pri vhodne zvolených biostratigrafických a exaktných stratigrafických numerických metódach výrazne prispievajú k poznaniu vývoja rastlinných spoločenstiev a celkových zmien paleoprostredia v čase. Podobne ako fluviálno-organogénne sedimenty (kolónka 12), aj tieto sedimenty boli identifikované na miestach s vysokou hladinou podzemnej vody, resp. otvorenou hladinou.

Zatiaľ čo v priestore susednej Podunajskej roviny (Maglay et al., 2018) sa oba genetické subtypy často vzájomne prelínajú, na skúmanom území sú organogénne rašelinové hliny a slatinné humolity (kolónka 13) vyvinuté a superpozične uložené na fluviálno-organogénnych humóznych piesčitých hlinách (kolónka 12), prípadne tvoria v tomto sedimente viackrát sa opakujúce medzivrstvy. Ďalším odlišným prvkom oproti rašelinovým hlinám a slatinným humolitom Podunajskej roviny je charakter podložia a jeho priepustnosti vo vzťahu k podzemnej vode. V oblasti roviny podložie tvorí zvodnený a priepustný piesčitý štrk, no v miestach výskytu sedimentov (kolónky 86 a 87) na pahorkatine ich podložie tvoria slabo priepustné až nepriepustné ílovito-piesčité uloženiny *volkovského* a *beladického súvrstvia* neogénu (kolónka 90).

Slatiny až slatinné rašeliny s vysokým obsahom organickej hmoty, hlín a piesku sa na skúmanom území vyskytujú len v doline Paríža, a to v jeho nive, priebežne od jv. okraja Strekova až po rybníky pred vyústením jeho doliny do nivy Hrona medzi Kamenínom a Kamenným mostom. Prvé náznaky fluviálnych siltov až ílov s vysokým obsahom organickej hmoty sa síce začínajú sporadicky objavovať už od vodnej nádrže Jasová (kolónka 12), ale pravé slatiniská sú vyvinuté a zachované až od Strekova, s postupným plošným pribúdaním cez Novú Viesku po Gbelce, kde plošne aj objemovo dominujú. Toto územie, označované aj ako *gbelčianska depresia*, bolo ako najväčší trstinový močiar na Slovensku v r. 1995 na ploche viac ako 200 ha vyhlásené za národnú prírodnú rezerváciu. Od r. 1996 sa stalo národným parkom so 4. stupňom ochrany a chráneným vtáčím územím s názvom Parížske močiare.

V smere od Gbeliec na V sú prirodzené výskyty slatinísk vplyvom antropogénnych zásahov opäť čoraz menšie až sporadické, pričom ich do značnej miery nahrádza organický silt a íl v dnách vybudovaných rybníkov (kolónky 15, 14). Silty a íly tvoria zároveň priúpätné zóny nivy toku Paríža (pozri geologickú mapu).

Výskyty slatinných humolitov z doliny Paríža sú historicky známe a zaznamenané sú už v starých rakúsko-uhorských mapových podkladoch a grafických plánoch (napr. Mikovíni, 1740). Na základe najnovších paleobotanických analýz rastlinných spoločenstiev a rádiouhlíkového datovania makrofosílií sukcesie vrstiev sedimentov *dnovej akumulácie* toku Paríža publikovaných Jamrichovou et al. (2013) a Procházkom et al. (2015), podporených geomorfologickou (Hreško et al., 2005) a hydrologickou (Hreško a Mojses, 2005) analýzou územia Národného parku Parížske močiare vrátane výskumu vplyvu človeka (Demján, 2009), je možné pomerne podrobne analyzovať vývoj tejto sedimentácie v období holocénu.

Z týchto výskumov je doložené, že súčasné, pomerne plytké dno doliny potoka Paríž s hrúbkou akumulácie do 3 m (maximálne do 5 m) bolo zanášané nerovnomerne, a to v dôsledku hydroklimatických zmien, spojených neskôr s čoraz intenzívnejšími zmenami prírodnej krajiny spôsobenými vplyvom človeka. Bázu sedimentov tvoria finálne pleistocénne a ranoholocénne hrubopiesčité fluviálne sedimenty, lokálne aj jemnozrnné piesky až silty poukazujúce na výskyty plytkých vodných plôch. Tieto sedimenty sú v dôsledku hiátu spôsobeného následnou eróziou hrubé len 20 – 30 cm. V tomto období malo alúvium Paríža charakter nivy meandrujúceho potoka so zvyškami *zaškrtených meandrov*. V súvislosti s osídľovaním regiónu od neolitu (Demján, l. c.) prebiehalo čoraz intenzívnejšie odlesňovanie priľahlých svahov, tvorených na povrchu prevažne sprašami, sprašovými hlinami a polygenetickými, prevažne deluviálnymi hlinami. Vplyvom odlesňovania došlo k akcelerácii erózie pôd svahovými procesmi, dien dolín prívalovými vodami a k následnému zanášaniu jemnozrnným materiálom. Procházka et al. (2015) uvádzajú, že uvedené ílovité, hlinité až hlinito-piesčité deluviálno-fluviálne splachy z povodia Paríža spôsobili upchatie dna v mieste zúženia doliny za Gbelcami, prípadne aj na ďalších miestach na úrovni obcí Šarkan a Ľubá. V súčasnosti sa tieto sedimenty javia ako svetlosivé až sivomodré ílovité až piesčito-siltovito-ílovité, málo priepustné vrstvy s celkovou hrúbkou 0,5 – 1,0 m.

Po upchatí dna sa dovtedy prietočné alúvium v období približne od konca *subboreálu* a začiatku *subatlantiku* (rozhranie *nortgrip/megalaj*) zmenilo na plošne väčší zvodnený bazén, resp. sústavu ďalších menších bazénov s akumuláciou organozemných vrstiev s močiarnymi biotopmi. Zodpovedajúce sedimenty sú na báze tvorené tmavosivými až čiernosivými piesčitými, resp. ílovitými siltmi (hlinami), prípadne aj tmavosivými ílmi, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do silno humóznych siltov (humolitov) s obsahom veľkého množstva čiastočne rozloženej organickej hmoty.

Ďalšie vzdutie vodnej hladiny pri Gbelciach v 17. až 18. storočí bolo akcelerované postavením hate v mieste cesty Gbelce – Svodín pretínajúcej dno doliny na účely vytvorenia jazera (rybníka). Následná zmena environmentálnych podmienok viedla k posunu hraníc vodných a mokradných rastlinných spoločenstiev. V sedimentoch tohto obdobia prechádzajú podložné humolity do tmavosivočiernych až hnedočiernych aj hrdzavo čiernych poréznych humóznych slatinných pôd s veľkým podielom nedostatočne rozloženej organickej hmoty. Spodné vrstvy sú často podmáčané, až smerom k povrchu sú viac prevzdušnené. Na povrchu dominovali hlavne spoločenstvá trstiny a pálok.

Od začiatku 19. storočia v dôsledku celého radu antropogénnych zásahov do vodného režimu doliny Paríža v 20. storočí s cieľom využitia plôch ornej pôdy nastali zmeny aj v zložení sedimentov a ich organického obsahu. Ide prevažne o mineralizáciu časti slatinnej rašeliny, najmä na obvode močiarov, a jej premenu na súčasný organicko-minerálny horizont. Na povrchu sa vyvinuli ostricovo-trstinové zvodnené slatiniská lúčnych tráv a rozložených drevín starších lesných spoločenstiev, prípadne sa vyvinuli organozeme a luvizeme, lokálne pokryté sivohnedými až sivožltými piesčitými siltmi. Slatinné pôdy v nadloží humolitov dosahujú maximálnu hrúbku 0,7 – 1 m.

Procházka et al. (2015) uvádzajú v súčasnosti na území Prírodnej rezervácie Parížske močiare aj rozšírenie halofytov (napr. šašiny prímorskej) indikujúcich periodické zasoľovanie pôd.

12 fluviálne až fluviálno-organogénne sedimenty: hnilokalové humózne piesčité hliny v *mŕtvych ramenách*, reliktoch *mŕtvych ramien* a iných zníženinách reliéfu

Fluviálne silty a piesčité silty s vysokou prímesou rozloženej organickej hmoty vrátane organickej hmoty v rôznych štádiách rozkladu sa nachádzajú najčastejšie v nivách hlavných tokov, a to prevažne na miestach s výskytom mŕtvych ramien a starých voľných korýt v zónach s vysokou hladinou podzemnej vody. Najčastejšie tvoria pozdĺžne zníženiny uvedených korýt alebo len ich určité úseky (pozri geologickú mapu).

Okrem viazanosti na líniové zníženiny sa humózne piesčité hliny vyskytujú aj na rozsiahlejších zníženinách deflačných zón vyvievania, na plochách širších mŕtvych ramien a v miestach ich križovania.

V predslove k fluviálnym sedimentom holocénu bolo uvedené, že vývoj mŕtvych ramien súvisel so zmenami hydrodynamického režimu tokov. Ten sa, okrem iného, prejavoval aj ich divočením, častou bifurkáciou a meandrovaním a častým a intenzívnym laterálnym presunom riečnych korýt. Napríklad vplyvom avulzie toku Dunaja v priestore dnešnej obce Moča sa na rozhraní pleistocénu a holocénu vyvinula jeho ďalšia, severnejšia vetva zasahujúca až k obci Obid. Táto vetva laterálne erozívne vymedzila jednak j. okraj jeho terasového systému (Búčske terasy), jednak v priestore medzi súčasným korytom Dunaja a uvedenými terasami vymedzila plošne rozsiahly piesčitý *agradačný val* s pokryvom eolických pieskov (kolónka 11). Po prerušení aktívneho toku boli v paralelnom systéme *opustených* a *slepých ramien* v priebehu holocénu, ale aj v dávnejšej histórii opakovane zaplavované a zanášané povodňovým kalom. V tomto priestore sú výskyty organických siltov a piesčitých organických siltov najpočetnejšie (pozri geologickú mapu).

Podobnú situáciu na prekladanie riečnych korýt a divočenie tokov možno v menšej miere pozorovať na ľavostrannej nive Váhu v zobrazenej časti Podunajskej roviny medzi Novými Zámkami a Komárnom, no najmä v početnejších výskytoch v rámci spojených nív Nitry (Starej Nitry) a Žitavy medzi morfologickými vyvýšeninami vrchnopleistocénnych terasových *ostancov dnovej akumulácie* tvorených siltom (kolónka 46) v úseku medzi Novými Zámkami, Dvormi nad Žitavou a Bajčom, ako aj južnejšie na nive Žitavy v okolí obce Imeľ po Hurbanovo. Menšie výskyty sú aj v nive Dunaja od Chotína po Patince.

V Hronskej nive sa výplne ramien siltom s organickou hmotou vyskytujú pozdĺž styku nivy s terasami Hronskej tabule (napr. Kamenín) a v dlhých pásoch bývalých korýt v strede nivy medzi Šalovom a Sikeničkou.

V nive Ipľa boli fluviálno-organogénne uloženiny doložené v pásme pozdĺž okraja Ipeľskej pahorkatiny medzi Pastovcami a Malými Kosihami a na J od Salky.

V oblasti skúmaných častí Hronskej pahorkatiny a Ipeľskej pahorkatiny je situácia mierne odlišná. Zatiaľ čo na nivách veľkých tokov je podložie organických siltov tvorené piesčitým štrkom s kolísavou hladinou podzemnej vody, na pahorkatinách toto podložie často tvoria nepriepustné ílovité a ílovito-piesčité vrstvy neogénu. Na Hronskej pahorkatine sa tieto sedimenty nachádzajú v zníženinách na dne úvalín a v nivách dolín ako napr. v Semerove v doline Branovského potoka. Najpočetnejšie sa tieto uloženiny vyskytujú v doline Paríža, a to na styku jeho nivy s nivami prítokov, no najmä v úsekoch jeho nivy od Rúbane cez Strekov po Novú Viesku a Gbelce, kde sú alternované rozsiahlym výskytom organogénnych slatinných rašelín (kolónka 13), a od Gbeliec prerušovane popri rybníkoch až po ústie do nivy Hrona.

Z ostatných výskytov možno spomenúť výskyty v zníženinách nív potokov vybiehajúcich z pahorkatiny na terasy Dunaja (Modriansky potok v Modranoch, Vojnický potok v Bátorových Kosihách a pri Búči, v okolí osady Bystrička a v nive Mužlianskeho potoka od Gbeliec po Mužlu). Na Ipeľskej pahorkatine väčšie výskyty neboli zaznamenané.

Keďže množstvo výplní primárnych mŕtvych ramien tokov a iných znížení na nivách bolo v dôsledku agrárnych zásahov odvodnených a rekultivovaných, mŕtve ramená na mnohých miestach buď úplne zanikli, alebo sa zachovali len ako pochované mŕtve ramená, prípadne len ako ich morfologicky vizuálne identifikovateľné zvyšky, zobrazené na mape špeciálnou paralelnou, krátko prerušovanou čiarou (pozri všeobecné vysvetlivky k mape).

V dôsledku toho boli fluviálno-organogénne hnilokalové humózne hliny, podobne ako na susednej Podunajskej rovine, identifikované podrobným geologickým mapovaním priebehu ramien a znížení a overené ručne vŕtanými sondami za pomoci údajov vrtnej IG a HG preskúmanosti, z podrobného znázornenia terénu na mapách mierky 1 : 10 000 a pomocou satelitného snímania umiestneného na portáli www.earth.google.com. a leteckého laserového detegovania zemského povrchu (LIDAR). Významným identifikátorom boli na povrchu močaristé územia a územia s výskytom typických močiarnych rastlinných spoločenstiev. Je však veľmi pravdepodobné, že fluviálno-organogénne sedimenty sú zachované aj na iných lokalitách v podloží rekultivovaného povrchu ramien.

Podľa vlastných údajov zo sond, vrtnej preskúmanosti a odhadov vychádzajúcich z analógie holocénneho vývoja hnilokalových sedimentov zo susedného územia Podunajskej roviny (Vaškovský a Vaškovská, 1977) sa v podloží sedimentov mŕtvych ramien a rozsiahlejších znížení v rámci nív tokov nachádza svetlosivý ílový horizont v malej hrúbke, 0,1 – 0,8 m, ktorý môže pri veľkoplošných výskytoch dosahovať aj väčšiu hrúbku.

Vlastné sedimenty sú na báze tvorené tmavosivými až čiernosivými piesčitými, resp. ílovitými hlinami (siltmi) až tmavosivými ílmi, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do tmavosivých hnilokalových hlín a iných čiernych, silno humóznych sedimentov (humolitov) s obsahom veľkého množstva čiastočne rozloženej organickej hmoty. Ďalej do nadložia môžu tieto sedimenty lokálne prechádzať aj do sivožltých piesčitých siltov, no

najčastejšie do recentnej pôdnej pokrývky – organozeme, luvizeme a fluvizeme. Hrúbka celého sedimentárneho komplexu sa najčastejšie pohybuje v rozmedzí 1,5 – 2,5 m. Okrem ílov sú na bázach výplní sedimenty často zvodnené.

11 fluviálno-eolické až eolické sedimenty: jemnozrnné piesky s krátkym eolickým transportom

Podobne ako staršie eolické piesky (kolónka 20), aj eolické piesky holocénu vrátane obdobia subrecentu tvoria významný kvartérny genetický a výrazný reliéfotvorný prvok. Mladé eolické piesky tvoria rôzne nepravidelné formy depozície, najčastejšie sa prejavujúce ako drobné izolované ostrovčekovité vyvýšeniny až malé pahorky v rámci nív a na plošinách terás hlavných tokov (pozri geologickú mapu). V menšej miere vystupujú ako presypy zväčša bochníkovitého, ale aj oblúkovitého tvaru alebo ako súvislejšie líniové útvary spojených aj paralelných presypov, ojedinele prechádzajúcich aj do výraznejších dún podlhovastých, parabolických, oblúkovitých a bochníkových tvarov. Miestami tvoria veľké plochy série plytkých dún (napr. Čenkovská lesostep medzi Močou a Mužlou). Celkovo je možné oblasti výskytu mladých eolických pieskov na základe vlastných zistení, ako aj s prihliadnutím na staršie práce Hromádku (1935) a Janšáka (1950) rozdeliť do 3 navzájom izolovaných a prerušovaných pásiem, resp. vetiev.

Na základe generálneho smeru navievania SZ – JV sa prvé výskyty v regióne objavujú v nive Váhu vrátane zobrazenej časti Nitrianskej tabule v smere od Palárikova (mimo skúmaného územia) k Novým Zámkom, kde sú na krátku vzdialenosť previevané zo starších *agradačných valov dnovej akumulácie* (kolónky 50 a 22), ako aj piesčitých holocénnych fluviálnych náplavov (kolónka 16). Na J a JV od Nových Zámkov, v úseku spojených nív Váhu a Žitavy zhruba po úroveň Martoviec, sa plochy výskytu mladých viatych pieskov, ako aj ich početnosť výrazne zvyšujú. Tu sú v mnohých prípadoch (napr. Nesvady, Imeľ) previevané aj zo starších eolických pieskov (kolónka 20).

Na uvedený úsek nadväzujú sporadické výskyty pieskov na *nízkej terase* od Hurbanova cez Chotín po Marcelovú a na J od Svätého Petra. Rozsiahlejšie a početnejšie výskyty pozorujeme po okraji terasy Dunaja od Marcelovej cez Virt po Radvaň nad Dunajom. Najväčšia plocha súvekých eolických pieskov sa nachádza na rozsiahlom vyvýšenom pieskovom *agradačnom vale* Dunaja, označovanom ako Čenkovská niva (Čenkovská lesostep). Výskyty súvekých eolických návejov sú na ostatnej časti regiónu len sporadické.

Holocénne eolické piesky boli previevané zväčša na kratšiu vzdialenosť v suchých klimatických obdobiach z deflačných oblastí Podunajskej roviny, nív Váhu, Žitavy a Dunaja, ako aj z povrchu ich terasových systémov. Podmienkou vyvievania bola prítomnosť starších fluviálnych sedimentov s vyšším obsahom piesčitej zložky. Najviac išlo o previevanie z fluviálnych pieskov *agradačných valov* vrchného pleistocénu (kolónka 50) a pieskov prechodného obdobia pleistocén/holocén (kolónka 22). Okrem toho bola previevaná aj odkrytá piesčitá frakcia zo starších fluviálnych piesčitých štrkov dnovej akumulácie a terás (kolónky 50, 62, 66, 68, 72).

Aj v holocénnych eolických pieskoch podľa Minaříkovej in Vaškovský a Vaškovská (1977) prevláda monomodálna, zväčša veľmi jemnozrnná piesčitá frakcia (∅ 0,09 – 0,25 mm = ca 65 %). Zvyšok pripadá na jemnejšiu strednozrnnú frakciu (∅ 0,25 – 0,45 mm = ca 20 %) a prachovitú frakciu (∅ 0,02 – 0,05 mm = ca 15 %) tvoriacu v sedimente intraformačné vložky. Z hľadiska zrnitosti sú piesky stredne až dobre vytriedené v závislosti od dĺžky transportu a väčšinou sú drobnorytmicky zvrstvené, pričom je možné badať aj šikmú vrstvovitosť. Zrná sú prevažne polozaoblené a poloostrohranné (60 – 90 %), nájdu sa aj ostrohranné. Petrograficky sú zle vytriedené, len vo v. časti územia viac. V petrografickom zložení prevláda kremeň (< 70 %), nasledujú draselné živce a plagioklasy (do 25 %), kremenné glaukonitické pieskovce, zriedkavo aj šupinky muskovitu a chloritu. Celkove sú piesky zväčša pórovité a sypké.

Farba pieskov je žltosivá až sivá, miestami hnedožltá. Občas vo vrchných častiach vrstvičiek sú prítomné aj hrdzavé zóny. Niektoré zóny sú druhotne vybielené.

Hrúbka presypov je rozdielna, zväčša sa pohybuje v hodnotách do 3 m, najväčšia je v presypoch v Čenkovskej lesostepi, kde dosahuje 3 – 8 m.

Podľa uvedených parametrov podporených datovaním majú presypy naviatych pieskov skúmaného územia holocénny vek (Moravcová, 2022; Moravcová et al., 2022) a k ich previevaniu a formovaniu dochádza aj v súčasnosti.

10 eolické sedimenty: vápnité silty až jemnozrnné piesky – piesčité spraše

Sedimenty tvoria špecifický genetický a reliéfotvorný prvok kvartérnej akumulácie nielen na skúmanom území, ale podľa posledných výskumov aj vo viacerých ďalších pahorkatinných častiach Podunajskej nížiny.

Na skúmanom území boli identifikované pomocou ručne vŕtaných sond a neskôr aj verifikovaných analógov, morfologicky sa prejavujúcich vyvýšenín vo forme pozdĺžnych pahorkov (prevažne smeru SZ – JV) a miernych vyvýšenín nepravidelných tvarov prevažne na tabuliach terasových systémov Váhu, Žitavy, Dunaja a Hrona pokrytých sprašami.

V smere zo Z na V sa tieto sedimenty začínajú objavovať na výstupoch dnovej akumulácie Dunaja a na nízkej a strednej terase Žitavy medzi Chotínom a Marcelovou. Druhé pásmo výskytu sa začína vo Svätom Petre a postupne v smere na JV prechádza po úpätí Hronskej pahorkatiny na jej rozhraní so strednou terasou Dunaja cez Šrobárovú v smere do osady Bystrička. Sedimenty sa na terasách Dunaja pokrytých sprašami opäť vo väčšej miere objavujú až v Obide a Štúrove. Ďalšie pásmo prechádza zníženinou v rámci Hronskej pahorkatiny medzi Bešianskou pahorkatinou a Chrbtom v smere na Strekov a pokračuje na JV po úpätí Belianskych kopcov a na povrchu systému dunajských terás pokrytého sprašami v smere na Štúrovo. Na samotnej Hronskej pahorkatine sú zaznamenané prvé sporadické výskyty v rámci sprašového pokryvu medzi Semerovcami a Farnou, ktoré nadobúdajú na početnosti až na sprašovej tabuli terasového systému Hrona, a to najmä v jej s. časti po líniu Kuraľany, Keť a Čata. Tu bolo zaznamenaných najviac drobnejších pozdĺžnych ostrovčekovitých plôch výskytov.

Uvedené sedimenty tvoria prechodný typ medzi sprašami (kolónka 44) a eolickými pieskami (kolónky 11 a 20). Vznikali v suchých klimatických podmienkach pri intenzívnej veternej činnosti, pri ktorej dochádzalo nielen k previevaniu siltov (spraší), ale aj k primiešavaniu hrubšej piesčitej zložky z eolických piesčitých presypov a z povrchu finálnych členov *dnovej akumulácie* v období postglaciálu a v holocéne až recente a taktiež z denudovaných častí piesčitého podložia neogénu. Vyskytujú sa v podobe podlhovastých, často prepojených presypov vytvárajúcich morfologicky nápadné pahorky, prípadne mierne, ale plošne rozsiahlejšie vyvýšeniny generálneho smeru SZ – JV. Zo sond a odkryvov sa dá odvodiť, že telesá presypov pozostávajú v celom profile z drobnorytmicky zvrstvených sivožltých a piesčitých spraší v striedaní s jemnozrnnými svetlosivými a sivožltými pieskami a miestami aj okrovými až svetlohnedými jemnozrnnými hlinitými pieskami pokrytými tmavosivými hlinami. V sedimentoch sa môžu vyskytovať aj výrazne biele vápnité vrstvičky spraší. Všetky tieto vrstvičky hrubé 1 – 5 cm sa v pravidelných intervaloch striedajú. Väčšina z nich je vápnitá, len tmavosivé polohy povrchových hlín sú slabo vápnité. Hrúbka tohto typu akumulácie sa na území pohybuje v rozmedzí 2,5 – 6 m.

Starší holocén/mladší holocén

9 humózne piesčité hliny fosílneho pôdneho komplexu vo fluviálnych sedimentoch nivného krytu *(preboreál – atlantik)* (len v geologickom reze)

Tento fosílny pôdny komplex predstavuje významný indikátor paleoklimatického a paleoekologického prostredia nedávnej geologickej minulosti, zaraďovaný do teplejšieho obdobia holocénu, v zmysle Cohena et al. (2013) a Pelecha et al. (2021) medzi stupne *nortgrip* a *megalaj*. Bol identifikovaný priebežne na mnohých miestach nív Váhu, Dunaja, Nitry, Žitavy, Hrona a Ipľa, ako aj v niektorých eolických prachových a piesčitých komplexoch, najmä pomocou ručne vŕtaných sond v rôznych hĺbkových intervaloch holocénnych fluviálnych súvrství, eolických piesčitých presypov a deluviálno-proluviálnych a deluviálno-fluviálnych uložení. Výsledky datovania fosílnych pôd progresívnymi numerickými metódami na jednotlivých lokalitách a analýza paleoklimatického prostredia oblasti sú uvedené v prácach Moravcovej et al. (2022) a Moravcovej (2022), ktoré sú prílohami čiastkovej záverečnej správy (Fordinál et al., 2022).

Fosílne pôdy predstavujú autochtónne sa vyvíjajúce solum (súbor pôdnych horizontov vzniknutých počas pedogenézy) alebo len jeho zvyšok v podobe jednotlivých horizontov „in situ“ (Catt, 1986; Bedrna a Košťálik, 1999), ktoré bolo v mladších obdobiach prekryté alochtónnym fluviálnym a eolickým materiálom a následne fosilizované.

Vo fluviálnych sedimentoch nív tvoria tieto pôdy lokálne a chaoticky sa vyskytujúce pedostratigrafické jednotky, ktoré sú významným geologickým archívom nielen uvedených klimatických oscilácií, ale aj archívom hydrologických oscilácií na študovanom území. V skúmanej oblasti nív sa dominantne vyskytujú kvartérne fluviálne a palustrické sedimenty s rôznym zrnitostným zložením, ktoré boli v minulosti materskými horninami rôznych pôdnych typov karbonátového charakteru. Išlo hlavne o fluvizeme, čiernice a gleje.

Mladší holocén

Fluviálne sedimenty *nižšieho nivného stupňa*

Počas predchádzajúceho geologického výskumu územia Podunajskej roviny (Maglay et al., 2017) bol na objasnenie a lepšie pochopenie stavby a vývoja tamojšej holocénnej fluviálnej akumulácie prvýkrát uplatnený princíp tzv. *korytovo-nivného geosystému*. Keďže v prípade riečnych systémov Váhu a Dunaja ide v laterálnom smere o priame pokračovanie vývoja ich akumulácie smerom na V a JV a riečne systémy Nitry – Žitavy, Hrona a Ipľa ich dopĺňajú, uvedený princíp s cieľom čo najpodrobnejšieho rozlíšenia a znázornenia fluviálnych fácií bol na zobrazenie v danej mierke základnej geologickej mapy použitý aj na relevantnom území regiónu. Za základ bolo opäť brané recentné koryto toku, opustené jednoduché koryto, mŕtve a slepé rameno a paleokoryto (Lehotský, 2005). Rozlišovali sa rôzne stupne vývoja riečnych korýt (najmä Dunaja, Váhu a Hrona) podľa ich aktivity, ako napr. *lavicový výplav*, *zvlnená lavica*, laterálne neaktívne *jednoduché koryto*, systém hrebienok – ryha, *agradačný val*, *agradačno-valový kužeľ*, *stružka* a ďalšie znaky ako napr. vzájomné pozície dna, brehu a plošiny nivy v laterálnom rozmere.

Počas mapovania založeného na uvedených princípoch sa zistilo, že najmä v korytách a pozdĺž korýt hlavných tokov a niektorých ich recentne sporadicky aktívnych avulzných ramien, prípadne len ich istých úsekov je možné v rámci holocénneho vývoja riečneho systému miestami zreteľne morfologicky a litologicky v rámci holocénnej akumulácie vyčleniť ešte mladšiu akumuláciu, morfologicky označovanú ako akumulácia *nižšieho nivného stupňa*. Ide prevažne o mladšie holocénne *korytové* a *prikorytové* fácie tokov, odčlenené od starších holocénnych *povodňových* fácií a fácií *agradačných valov*.

Takéto akumulácie sa zistili najmä v *korytovej* a *prikorytovej* fácii skúmaných častí nív Váhu, Dunaja, Hrona a Ipľa (pozri geologickú mapu).

Keďže litologické a sedimentárno-petrografické charakteristiky nasledujúcich vyčlenených zrnitostných a faciálnych skupín mladšej holocénnej fluviálnej akumulácie zodpovedajú podrobnému litologickému a sedimentárno-petrografickému opisu v rámci holocénu, kvôli zamedzeniu duplicity textov odkazujeme na príslušné kolónky uvedené v predchádzajúcom texte.

8 litofaciálne nečlenené hliny, piesčité hliny, hlinité piesky, sporadicky štrky

Do tejto skupiny fluviálnych uložení, nachádzajúcich sa priebežne popri uvedených hlavných tokoch vo forme morfopozične *nižšieho nivného stupňa* (mladšieho holocénu) ako *prikorytová fácia*, sú zaradené tie sedimenty, pri ktorých nebolo možné jednoznačne určiť prevládajúcu zrnitostnú frakciu pieskov, siltov (hlín), prípadne štrkovej prímesi, a to v dôsledku častého striedania zrnitostných frakcií a ich pozícií najmä v horizontálnom, ale aj vertikálnom smere. Keďže piesčité štrky buď prechodného súvrstvia (pleistocén/holocén – kolónka 23), alebo *dnovej akumulácie* (kolónka 54) sú prítomné pod každým takýmto profilom, v priemere nie je možné v danom hĺbkovom intervale zobraziť dominantnú frakčnú zložku.

Povrch *nižšieho nivného stupňa* sa pohybuje v rozpätí 0,5 – 1,5 m nad strednou hladinou tokov a zhruba 0,5 – 2,5 m pod úrovňou povrchu najbližšej plošiny holocénnej nivy (kolónka 18). Súveké piesčité nánosy (kolónka 5) môžu uvedené hodnoty skresľovať.

Z výnosov sond sa na báze niekde nachádzajú sivé až sivozelené ílovité hliny až ílovité jemnozrnné piesky glejového horizontu hrubé do 0,3 m. Nad bazálnym horizontom vystupuje vrstva prachovitých jemnozrnných siltov až pieskov s obsahom drobných štrkov v hrúbke do 0,5 – 1 m, dovedna prevažne svetlosivej farby. Celý horizont dosahuje hrúbku len 0,5 – 1,5 m. Tmavosivý humózny horizont fosílnej pôdy, typický pre ostatné holocénne hlinito-piesčito-štrkovité akumulácie, sa v sedimentoch nenachádza.

Mnohopočetné pozdĺžne plochy výskytu tejto skupiny fluviálneho súvrstvia sa tiahnu najmä pozdĺž recentného koryta Hrona od Hronoviec cez Pohronský Ruskov, Čatu a Bíňu po Kamenín, no najväčšie plochy sa zistili v úseku od Malej nad Hronom po ústie do Dunaja. V Ipeľskej nive boli zaznamenané väčšie plochy v avulzných ramenách na JZ od Ipeľského Sokolca cez Bielovce po Pastovce. Najväčšie plochy *nižšej nivy* sa zistili v okolí Malých Kosíh a medzi Salkou a Leľou. Paradoxne, Dunaj vykazuje len menšie výskyty v úseku od Komárna po Radvaň nad Dunajom-Žitavu a sporadicky v Moči a v oblasti Mužlianskej sihote (pozri geologickú mapu).

Podrobnejšie litologické a sedimentárno-petrografické charakteristiky mladšej holocénnej fluviálnej akumulácie sú opísané v kolónke 18.

7 resedimentované piesčité štrky *korytovej fácie* a *dnovej akumulácie* v nánosových častiach meandrov a *fácie slepých* a *mŕtvych ramien*

Striktne vzaté, fluviálne sedimenty korytovej (dnovej) a čiastočne aj prikorytovej fácie *nižšieho nivného stupňa* vystupujú mnohopočetne priamo na povrch v riečiskách (napr. ostrovy v riečisku Dunaja pri ústí Hrona) a na brehoch pozdĺž hlavných tokov počas nižších vodných stavov. V prípade Dunaja sa štrky *prikorytovej fácie* zistili len na menších plochách v úseku od Komárna po Patince (najmä v okolí hrádze). Zatiaľ čo pozdĺž pôvodného toku Nitry sa sporadické výskyty *prikorytovej fácie* piesčitých štrkov zistili len v okolí Nových Zámkov, v zobrazenej časti Hronskej nivy sú tieto výskyty mnohopočetné a na pomerne väčších plochách. Ide o štrky deponované prevažne v nánosových častiach meandrov, ale v okolí obcí aj na miestach s umelo odstráneným povrchom nivných jemnopiesčitých hlín povodňovej fácie (pozri geologickú mapu). V nánosových častiach meandrov alebo vo vzdialenejších častiach od prúdnice toku Hrona tieto akumulácie často vytvárajú rozsiahlejšie štrkové až štrkovito-piesčité pokryvy označované ako štrkové lavice. Tieto lavice sú v smere dotyčnice k aktívnemu toku často zvlnené (hrebienok – ryha), pričom pozdĺžne zníženiny môžu byť vyplnené pieskom alebo siltom (kolónky 6 a 5). V Ipeľskej nive sa syngenetické uloženiny okrem *korytovej fácie* nepotvrdili.

Uvedené sedimenty sú výsledkom činnosti laterálne sa premiestňujúceho toku, lokálne aj pri jeho recentnom miernom zahlbovaní. Ide prevažne o redeponovaný (preplavený a následne uložený) materiál prechodného súvrstvia (pleistocén/holocén – kolónka 23) alebo akumulácie vrchného pleistocénu označovanej ako *dnová akumulácia* (kolónky 54, 55). Resedimentované štrky a piesky ležiace na dnových štrkoch majú s nimi totožné petrografické zloženie.

Podrobnejšie litologické a sedimentárno-petrografické charakteristiky mladšej holocénnej štrkovej fluviálnej akumulácie sú opísané v kolónke 17.

Hrúbka vrstiev holocénnych fluviálnych piesčitých štrkov sa pohybuje v rozmedzí 0,5 – 2,5 m.

6 jemnozrnné hlinité piesky *povodňovej* fácie a fácie *prikorytových valov*

Ide o akumulácie najmladšej *korytovej* (dnovej) a *prikorytovej* fácie v rámci priestoru *nižšej nivy*. Piesčité sedimenty vystupujú priamo na povrch bezprostredne pozdĺž korýt recentných tokov (najmä Ipľa a Hrona) vo forme pozdĺžnych vyvýšených piesčitých valov, podobne ako štrkovité akumulácie (kolónka 7). Často sa vyskytujú v nánosových častiach meandrov, kde sú deponované po krátkom transporte z erodovaných nárazových úsekov meandrov tvorených fluviálnymi pieskami staršej holocénnej *povodňovej fácie* alebo fácie *agradačných valov* (kolónka 16), prípadne z agradačných valov prechodného obdobia pleistocén/holocén alebo z vrchnopleistocénnych piesčitých valov (kolónky 49 a 50 – pozri geologickú mapu). Zo všetkých výskytov možno spomenúť morfologicky najvýraznejší val tiahnuci sa pozdĺž toku Dunaja v záhradkárskej kolónii a chatovej osade v časti Panské od Štúrova po ústie Hrona do Dunaja.

V nánosových častiach meandrov v *meandrovej ostrohe* tvoria tieto piesky buď výplne znížením medzi lavicami štrkov, alebo, naopak, ďalej od aktívneho toku v rámci *meandrovej ostrohy* tvoria vrchnejšiu vrstvu pokrývajúcu štrky.

Sedimenty deponované v rámci *nižšej nivy* pozostávajú zo strednozrnných, pri Dunaji slabšie, pri Ipli a Hrone viac siltovitých svetlosivých, sivých a sivožltých pieskov až sivohnedých piesčitých hlín s premenlivým obsahom humusu. Dosahujú hrúbku zhruba 1,0 – 2,5 m, pričom ich podložie najčastejšie tvoria resedimentované piesčité štrky korytovej a prikorytovej nivnej fácie (kolónky 17 a 23).

Litologické a sedimentárno-petrografické charakteristiky mladšej holocénnej hlinito-piesčitej až piesčitej fluviálnej akumulácie sú opísané v kolónkach 16 a 22.

5 hliny až jemnopiesčité hliny *povodňovej* fácie a fácie *mŕtvych ramien*

Hliny najmladšej *povodňovej* fácie a fácie *mŕtvych ramien* tvoria najčastejšie povrchovú výplň opustených korýt starých voľných ramien v blízkosti väčších aktívnych tokov, kde sa usádzajú pri občasných prietokoch a pri väčších inundáciách. Ako zvlášť vyčlenené sa vyskytujú aj v nánosových častiach meandrov v *meandrovej ostrohe*, kde tvoria buď silty, niekedy v striedaní s jemnozrnnými pieskami (kolónka 6), alebo hrubšie výplne znížením medzi lavicami štrkov (kolónka 7), prípadne ďalej od aktívneho toku v rámci *meandrovej ostrohy* najvrchnejšiu vrstvu pokrývajúcu piesky a štrkovité piesky vrchnej časti *dnovej akumulácie* prechodného obdobia pleistocén/holocén (kolónky 22, 23).

Najmladšie nivné silty (prachy) zaberajú okrem pozdĺžnych výplní *mŕtvych ramien* aj rozsiahlejšie plochy napr. na ľavostrannej nive Váhu pred jeho ústím do Dunaja a v kontinuálnom pokračovaní v nive Dunaja od

Komárna-Malej Ižе cez Ižu až po priblíženie sa Búčskych terás k toku v Radvani nad Dunajom, Žitave. Po kratšom prerušení sa objavujú v pásme pozdĺž dunajskej hrádze od Moče po Štúrovo. V rámci vyčlenenej *nižšej nivy* Hrona a jeho ramien a meandrov sa prachovité sedimenty vyskytujú pozdĺž jeho toku od Hronoviec cez Bíňu do Štúrova. V doline Ipľa ich nachádzame najmä na jeho dolnom toku v Ipeľskej bráne v okolí obce Leľa (pozri geologickú mapu).

Hrúbka vrstiev siltov v rámci nižšej nivy je veľmi variabilná. Na miestach, ako sú zobrazené na mape, je z vrtnej databázy možné stanoviť jej hodnoty v nivách Váhu a Dunaja do 1,5 m, v nivách Hrona a Ipľa do 1 m.

Litologická a sedimentologická charakteristika mladšej holocénnej hlinitej (siltovej) fluviálnej akumulácie je podrobnejšie opísaná v kolónke 15.

4 ílovité hliny až íly v reliktoch *mŕtvych ramien* a v iných zníženinách reliéfu

Tieto fluviálne pelitické sedimenty mladoholocénnej výplne dien mŕtvych ramien a iných znížení reliéfu sa vyvinuli a zachovali najmä v *nižšom nivnom stupni* doliny Ipľa, aj keď menšie sporadické výskyty predpokladáme aj v nive Hrona. Najväčšie plochy mimo koryta toku boli zaznamenané v rámci nižšej nivy Ipľa medzi Pastovcami a Malými Kosihami v zníženine na SZ od ťažobného priestoru aktívneho štrkoviska. Vzhľadom na to, že sedimentologická charakteristika týchto uložení je okrem morfologickej pozície totožná so sedimentmi nečleneného holocénu, ich podrobnejší litologický a sedimentologický opis podáva kolónka 14.

3 fluviálne až fluviálno-organogénne sedimenty: hnilokalové humózne hliny a piesčité hliny v *mŕtvych ramenách* a v ich reliktoch

Na rozdiel od predchádzajúcich holocénnych fluviálno-organogénnych sedimentov (kolónka 12) sa tieto sedimenty vyvinuli a zachovali aj v rámci úrovne identifikovaného a morfologicky vyčleneného *nižšieho nivného stupňa* najmä v okolí tokov Váhu, Dunaja a Hrona. V smere tokov boli zaznamenané v úzkych pásoch výplne *mŕtvych ramien* a lokálnych znížení na ľavobreží Váhu pred jeho sútokom s Dunajom a v pokračovaní sporadicky v rámci nivy ľavobrežia Dunaja medzi Komárnom a Ižou, a najmä v Štúrove pozdĺž násypu železničnej trate (kolónka 2), prípadne v zníženinách pozdĺž stupňa *nízkej terasy* (kolónka 52) a po okraji *vyššieho nivného stupňa* a *agradačného valu* Dunaja (kolónky 18 a 54). Niekoľko malých výskytov bolo zaznamenaných aj pozdĺž úpätia hrany strednej terasy Hrona (kolónka 64) v sezónne zaplavovaných zníženinách v Kameníne.

Ich mladoholocénnu výplň na báze tvorí svetlosivý až sivozelený ílovito-piesčitý sediment hrubý do 0,3 m, nesúci znaky oglejenia. V nadloží tohto horizontu sa nachádzajú nerovnomerne hrubé (0,4 – 1 m) prachovité až piesčito-ílovité humózne tmavosivé až čierne hliny. Celkove v týchto sedimentoch prevláda pôvodná fluviálna zložka ílov a piesčitých hlín, obohatená o prímes polorozloženej organickej hmoty. Na vyvýšených okrajoch hnilokalové humózne hliny môžu lokálne prechádzať aj do humóznych rašelinových hlín až slatinných humolitov (kolónka 13). Celková hrúbka fluviálno-organickej hmoty odhadom neprevyšuje 1,5 m.

Antropogénne sedimenty

2 rekultivované navážky a skládky, významné autochtónne násypy hrádzí, vodných kanálov a upravených riečnych korýt *(subrecent – recent)*

Do tejto kategórie sedimentov sú zaradené tie antropogénne uloženiny, ktorých forma a obsah uloženého materiálu nenarúšajú prirodzenú hodnotu horninového prostredia vrátane kvality podzemnej vody, ako aj celkovú hodnotu životného prostredia. Zároveň však tieto uloženiny nesú vizuálne estetické znaky cudzorodého prvku krajinného ekosystému, obsahujúce v značnej miere autochtónny (s. s.) prírodný materiál sedimentov blízkeho okolia (sedimentárne aj vulkanické pieskovce, zlepence, štrky, piesčité štrky, piesky, silty, ílovité silty a íly), prípadne materiál vzdialenejších štrkovní, pieskovní a lomov pevných hornín. Rovnako sú do tejto kategórie zaradené rekultivované, povrchovo upravené nevyužívané a zakonzervované navážky po minulých stavebných prácach, ako aj rekultivované svahy umelých vodných plôch rybníkov a vodných čerpacích staníc vzniknutých po skončení ťažby.

V tejto kategórii sú na mape zaznačené aj násypy líniových stavieb niektorých úsekov vodných protipovodňových hrádzí, hmotne objemnejších a plošne rozsiahlejších typov umelých vodných kanálov, melioračných kanálov, prekladov riečnych korýt, prepojovacích kanálov medzi tokmi, vyrovnávacích kanálov medzi meandrami, väčších násypov ciest a železníc vrátane železničných staníc a terminálov, účelovo navŕšených pahorkov, pozostatkov háld a násypov sedimentov v okolí bývalých štrkovísk, ako aj povrchovo upravených plôch priemyselných areálov a areálov poľnohospodárskych objektov.

Všetky uvedené formy antropogénnych uložení sú na mape vyznačené len v takom rozsahu, ktorý neovplyvňuje výpovednú hodnotu mapy z hľadiska geologickej stavby a vývoja skúmaného územia (pozri geologickú mapu).

1 významné alochtónne navážky, násypy, skládky a haldy *(recent)*

V tejto kategórii sú vyčlenené antropogénne uloženiny, ktoré svojím plošným rozsahom, hrúbkou, tvarom, a najmä charakterom obsiahnutého materiálu ovplyvňujú pôvodné geologické, geomorfologické, ekologické a súčasné krajinotvorné pomery. Aby sa neznížila výpovedná hodnota geologickej mapy, v rámci územia väčšiny vidieckych sídiel a miest sú zobrazené len plošne najväčšie a najobjemnejšie, prípadne podľa uváženia najdôležitejšie stavebné navážky a násypy. Z toho istého dôvodu nie je na mape zobrazená ani väčšina cestných, železničných a iných líniových komunikácií, v ktorých bol použitý odpadový stavebný materiál.

Antropogénne uloženiny (najmä skládky odpadu) tvoria rozličné akumulačné formy, ktoré často svojím vzhľadom výrazne ovplyvňujú celkový estetický ráz geografickej krajiny vrátane charakteru primárneho reliéfu. Okrem toho, v niektorých prípadoch obsahom uloženého materiálu v rôznej miere ovplyvňujú ekologické pomery daného územia (napr. Komárno – bývalá tehelňa) alebo tvoria výraznú vrstvu prevažne stavebného odpadu po asanácii budov v mestách (napr. Nové Zámky, Komárno) alebo na mnohých miestach (pozri geologickú mapu) po likvidácii bývalých poľnohospodárskych areálov a areálov živočíšnej výroby (napr. Dvory nad Žitavou, Sikenička, bývalý vojenský výcvikový priestor na S od obce Modrany). Ostatné významnejšie skládky komunálneho odpadu sú lokalizované napr. v Komárne-Malej Ži, na J od Hurbanova, v Ži, medzi Žou a Patincami, v Modranoch, Chotíne, vo Svätom Petre-Chotínskej stráni, na S od Moče, v bývalých tehelniach v Semerove a Pastovciach, Bajtave, Štúrove-Novom dvore a v bývalej tehelni, na Z od Ipeľského Sokolca, v Malej nad Hronom alebo bezprostredne na S od skúmaného územia medzi Koltou a Čakou.

Podrobný zoznam skládok skúmaného územia aj s charakterom obsiahnutého materiálu a ich súčasného stavu je uvedený v kapitole *Geofaktory životného prostredia* tejto práce a je dostupný aj na portáli ŠGÚDŠ: www.apl.geology.sk/skladky/.

V priebehu mapovania sa zistili a lokalizovali aj staré, resp. „divoké“ skládky prevažne domového a stavebného odpadu. Ide hlavne o drobné smetiská vo forme výplne jám a menších starých ťažobných priestorov (hlinísk a pieskovísk), smetiská na okrajoch lesných a poľných ciest, na okrajoch lesov a remíz a na mnohých ďalších miestach. Väčšie z nich sú vyznačené na mape a mnohé boli rekultivované.

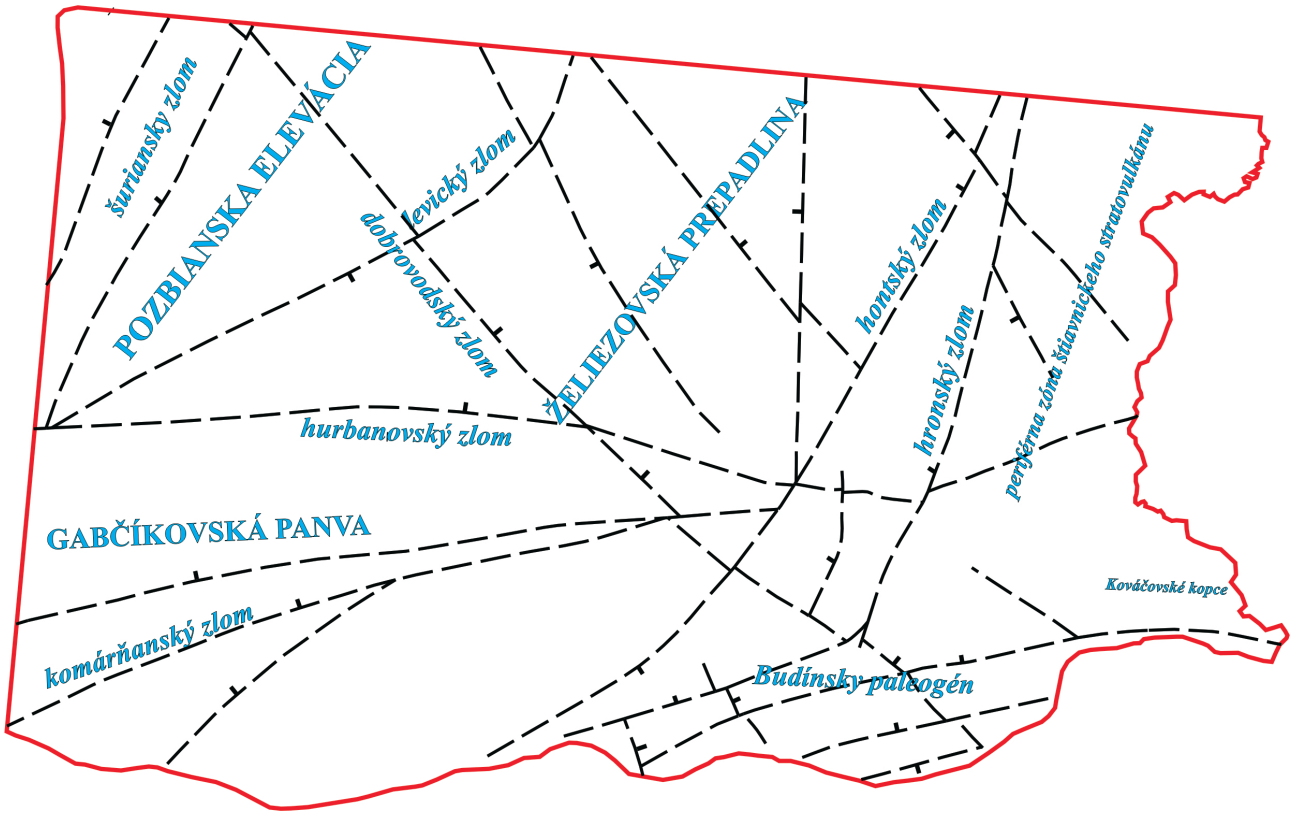
4. CHARAKTERISTIKA TEKTONICKÝCH POMEROV

Dunajská panva sa otvárala následkom heterogénneho stenčovania litosféry. Pri jej vývoji sa uplatnili štyri fázy:

- štádium pre-riftingu, v období ktorého sa začali vytvárať sedimentačné depocentrá počas skorého miocénu – v tomto období bola výrazná aktivita zlomu Hurbanovo – Diósjenő (Klučiar et al., 2016; Kováč et al., 2018c);
- prvá fáza riftingu počas skorého bádenu, spojená s rozsiahlym kyslým a andezitovým vulkanizmom – poklesové zlomy smeru SV – JZ mali vplyv na subsidenciu depocentier v želiezovskej prepadline (Lexa a Konečný, 1979; Konečný et al., 1995; Konečný et al., 2002);
- druhá a tretia fáza riftingu počas neskorého bádenu a sarmatu, spojená s usadzovaním morských sedimentov v želiezovskej prepadline a v. časti gabčíkovskej panvy (zlomová aktivita v depocentrách vykazovala nízku intenzitu subsidencie a poklesu na zlomoch; Kováč et al., 2018c; Nováková et al., 2020; Šujan et al., 2021);
- štvrtá fáza riftingu počas skorého panónu vykazuje pokles rýchlosti subsidencie, v sladkovodnom prostredí sa usadzovali prevažne klastické sedimenty delt a zlomy vykazujú vznik diferenciálnou kompakciou (Šujan et al., 2021; Balázs et al., 2018).

Územie je hlavnými zlomovými pásmami rozčlenené na systém čiastkových prepadlín a elevácií (Elečko et al., 1998; Bezák et al., 2004; Elečko et al., 2008; obr. 4.1).

Do severozápadnej časti územia okrajovo zasahuje komjatická priehlbina. Juhovýchodnú časť územia predstavuje želiezovská priehlbina. Juhozápadná časť územia je reprezentovaná východným okrajom gabčíkovskej priehlbiny. Oblasť stredoslovenských neovulkanitov zasahujúcich do regiónu reprezentujú vulkanoklastické horniny perifénych juhozápadných častí štiavnického stratovulkánu a vulkanity Burdy patriace do komplexu stratovulkánu Pilíš, ležiaceho už na území Maďarska. Juhovýchodnú časť regiónu pozdĺž toku Dunaja reprezentuje budínsky paleogén.



Obr. 4.1. Tektonická schéma regiónu Podunajská nížina-jv. časť 1 : 50 000 (zostavil A. Nagy, 2022).

O hrúbke neogénnej výplne študovaného regiónu máme informácie z hlbokých vrtov (cf. Biela, 1978), ktoré zastihli predkenozoické podložie: K-2, -3, -4 (Kolárovo), ZH-1 (Zelený Háj), M-1, K-1, -2, -8 (Komárno), M-1, -2 (Modrany), D-1 (Dubník), NV-1 (Nová Vieska), Sb-1 (Patince), O-1, -2, -3, -4, -7, -11, -12 (Obid), Č-2 (Čenkov), Š-1 (Štúrovo) a M-2, -3 (Mužla).

Komjatická priehlbina

Jej okraj zasahuje na zobrazené územie len v jeho sz. cípe. Ohraničuje ju *šuriansky zlom*.

Levická elevácia

Zo SZ je od komjatickej priehlbiny oddelená *šurianskym zlomom*. Na JV ju vymedzuje *levický zlom*. Neogénne sedimenty dosahujú hrúbku zhruba 1 000 m.

Želiezovská priehlbina

Predstavuje jv. depocentrum Dunajskej panvy nachádzajúce sa medzi levickou eleváciou a hurbanovským zlomom, ktorý ju oddeľuje od tektonickej jednotky Pelsö. Maximum subsidencie bolo v bádene a celková hrúbka neogénnych sedimentov je zhruba 3 500 m.

Gabčíkovská panva

Z centrálnej časti Dunajskej panvy zasahuje do regiónu gabčíkovská panva tvorená vysokými kryhami obmedzenými komárňanským zlomom. Maximum sedimentácie prebiehalo najmä vo vrchnom miocéne a pliocéne.

Periférna zóna štiavnického stratovulkánu

Východnú časť regiónu, oddelenú *hronským zlomom* od želiezovskej prepadliny, reprezentujú vulkanoklastické sedimenty periférnej zóny štiavnického stratovulkánu, ktoré sa usadzovali počas bádenu až sarmatu v morskom až brakickom režime na kontakte jeho svahov s vodným prostredím.

Burda

Pohorie sa v minulosti nazývalo Kováčovské kopce. Tvoria ho najmä andezitové konglomeráty, andezitové tufy a tufity a vzácne aj biotiticko-amfibolické andezity. Na severe sú oddelené zhruba priebehom *hurbanovského zlomu* od periférnej časti štiavnického stratovulkánu. Na západe susedia so sedimentmi budínskeho paleogénu.

Budínsky paleogén

Najjužnejšiu časť regiónu v širšom okolí obce Obid podľa vrtného prieskumu z druhej polovice minulého storočia tvoria sedimenty paleogénneho veku prislúchajúce k budínskemu vývoju (Vass, 2002).

Ťažisko aktivity uvedených poklesových zlomových systémov, z ktorých mnohé zasahujú až do podložia, bolo v období spodného až stredného miocénu. Výška skoku na nich sa pohybuje rádovo od desiatok do prvých stoviek metrov.

5. GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ

V tejto kapitole je zhrnutý prehľad aktuálnych poznatkov o vývoji územia juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny počas kenozoika. Aktuálne koncepcie vývoja panvy sa z viacerých dôvodov odlišujú od pohľadov obsiahnutých v doteraz publikovaných prácach (napr. Buday et al., 1967; Vaškovský et al., 1982; Vass et al., 1988b; Vass, 2002).

Prvým dôvodom je revidovanie chronostratigrafickej terminológie používanej v minulosti, konkrétne vylúčenie stupňov pont (neskorý miocén), dák a roman (pliocén). Tieto stupne boli definované vo Východnej Paratetýde, konkrétne v Dáckej panve (Stoica et al., 2007; Van Baak et al., 2015), pričom tá bola v uvedenom období ca 6,0 – 2,6 mil. rokov oddelená od panónskeho panvového systému (Magyar et al., 2013; Sztanó et al., 2016; Magyar et al., 2020). Uvedené stupne preto nemôžu byť pre študované územie relevantné a v prípade obdobia 11,6 – 2,6 mil. rokov sa odporúča používať chronostratigrafický termín panón (Šujan, 2019; Magyar, 2021; Pelech et al., 2021).

Ďalšou významnou zmenou je ustálenie časového ohraničenia chronostratigrafických stupňov na základe existujúcich geochronologických informácií, predovšetkým rádiometrického datovania a biostratigrafie planktonických taxónov, čo ovplyvnilo hlavne definíciu skoro- a strednomiocénnych stupňov otnang, karpat, báden a sarmat (Rybár et al., 2015; Kováč et al., 2018a; Holcová et al., 2019; Sant et al., 2020; Šarinová et al., 2021a, b; Šujan et al., 2021; Šarinová et al., 2022). V prípade stupňa báden sa uprednostňuje jeho členenie na dva podstupne, spodný a vrchný, ako je odôvodnené v práci Kováča et al. (2018a).

Pokrok v analýze fácií pomohol získať nové údaje o charaktere viacerých litostratigrafických jednotiek a podrobnejšie poznať sedimentárne prostredia, v ktorých sa ukladali. Rozpoznanie pelitických fácií dobre a slabo odvodňovanej nivy napríklad výrazne prispelo k charakteristike *beladického*, *volkovského* a *kolárovského súvrstvia* vrchného miocénu a pliocénu (Šujan et al., 2017; Šujan, 2019; Joniak et al., 2020; Šujan et al., 2020). Významný krok k pochopeniu vývoja panvy predstavuje aj identifikácia sedimentov turbiditných prúdov a svahu šelfu v epikontinentálnom prostredí počas stredného a neskorého miocénu (Kováč et al., 2011; Sztanó et al., 2016). Opis interakcie riečnych a panvových prúdov v kontexte dominantného vulkanoklastického prínosu sedimentu prispel k pochopeniu sarmatských depozičných systémov na východnom okraji panvy (Nováková et al., 2020). Výskum biotických a abiotických parametrov doplnil biostratigrafické paleoekologické údaje do získania komplexného obrazu vývoja paleoprostredí sedimentácie Dunajskej panvy (Vlček et al., 2020b; Vlček et al., 2022). Sedimentologická a stratigrafická terminológia použitá v texte je podrobne vysvetlená v práci Šujana (2021a).

Pohľad na vývoj paniev centrálnej Paratetýdy a panónskeho panvového systému je výrazne ovplyvnený rozvojom sekvenčnej stratigrafie v epikontinentálnych panvách (napr. Sacchi et al., 1999; Catuneanu, 2006; Magyar a Sztanó, 2008; Balázs et al., 2016). Pochopenie vývoja depozičných systémov v závislosti od zmien pomeru intenzity akomodácie a prínosu sedimentu so zohľadnením zmien úrovne hladiny panvy a priestorovo premenlivej rýchlosti subsidencie umožnilo rozpoznať časový transgresívny vývoj vypĺňania paniev sedimentmi. Migrácia hraníc depozičných systémov v čase má za následok rôzne časové ohraničenie súvrství, ktoré reprezentujú sedimentárny záznam depozičných systémov naprieč panvou. *Ivanské súvrstvie* má napríklad z uvedeného dôvodu vrchné vekové ohraničenie na sz. okraji Dunajskej panvy ca 10,0 mil. rokov, zatiaľ čo na jv. okraji ca 8,7 mil. rokov (Sztanó et al., 2016; Šujan et al., 2016; Šujan et al., 2021). Opísaná zmena koncepcie viedla k opusteniu litostratigrafického prístupu k analýze panvy zastúpeného napríklad prácou Vassa (2002), v ktorom jednotlivé súvrstvia predstavovali oddelené fázy transgresie a regresie. Je nahradený modelom, v ktorom súvrstvia tvoria rôzne genetické časti stratigrafickej sekvencie.

V neposlednom rade bol významný pokrok dosiahnutý v datovaní fáz vulkanizmu naprieč panónskou panvou, ako aj v pochopení vývoja jeho geodynamického kontextu (Konečný et al., 2002; Pécskay et al., 2006; Lexa et al., 2010; Chernyshev et al., 2013; Lukács et al., 2018; Harangi a Lukács, 2019). Uvedené dáta umožnili nanovo definovať vek a charakter viacerých litostratigrafických jednotiek vo výplni Dunajskej panvy (Šarinová et al., 2018; Šarinová et al., 2021a).

Ďalšou významnou zmenou naviazanou na získanie nových geochronologických údajov, ale aj na nové poznatky o geometrii výplne panvy, fázach subsidencie a aktivite jednotlivých zlomových systémov (Hók et al., 2016; Klučiar et al., 2016; Kováč et al., 2017; Kováč et al., 2018b; Vojtko et al., 2019) je redefinícia geody-

namických štádií riftingu, postriftového štádia a inverzie panvy (Šujan et al., 2021). Okrem zmien časového ohraničenia jednotlivých štádií bola prehodnotená aj migrácia depocentier a zmeny v proveniencii sedimentu poukazujúce na vývoj erózie a denudácie tak na okrajoch panvy, ako aj v rámci jej územia (Rybár et al., 2016; Kováč et al., 2018c; Šarinová et al., 2018). Významný pokrok bol dosiahnutý aj z pohľadu paleogénneho vývoja, a to predovšetkým v poznaní paleogeografických zmien a zmien v kinematike zlomového systému Hurbanovo – Diósjenő v zmysle reaktivácie príkrovových rozhraní (Klučiar et al., 2016; Kováč et al., 2016; Tari et al., 2022).

Opísaný vývoj existujúcich poznatkov a koncepcií je vyjadrený v litostratigrafickej tabuľke na obr. 5.1.1, ktorá je prevzatá z práce Šujana et al. (2021). Nasledujúci text je členený v zmysle geodynamických štádií panvy a fáz riftingu definovaných v uvedenej práci. Vzťahuje sa predovšetkým na železovskú depresiu Dunajskej panvy a jej okolie, ktorá tvorí geologický rámec mapovaného územia jv. časti Podunajskej nížiny.

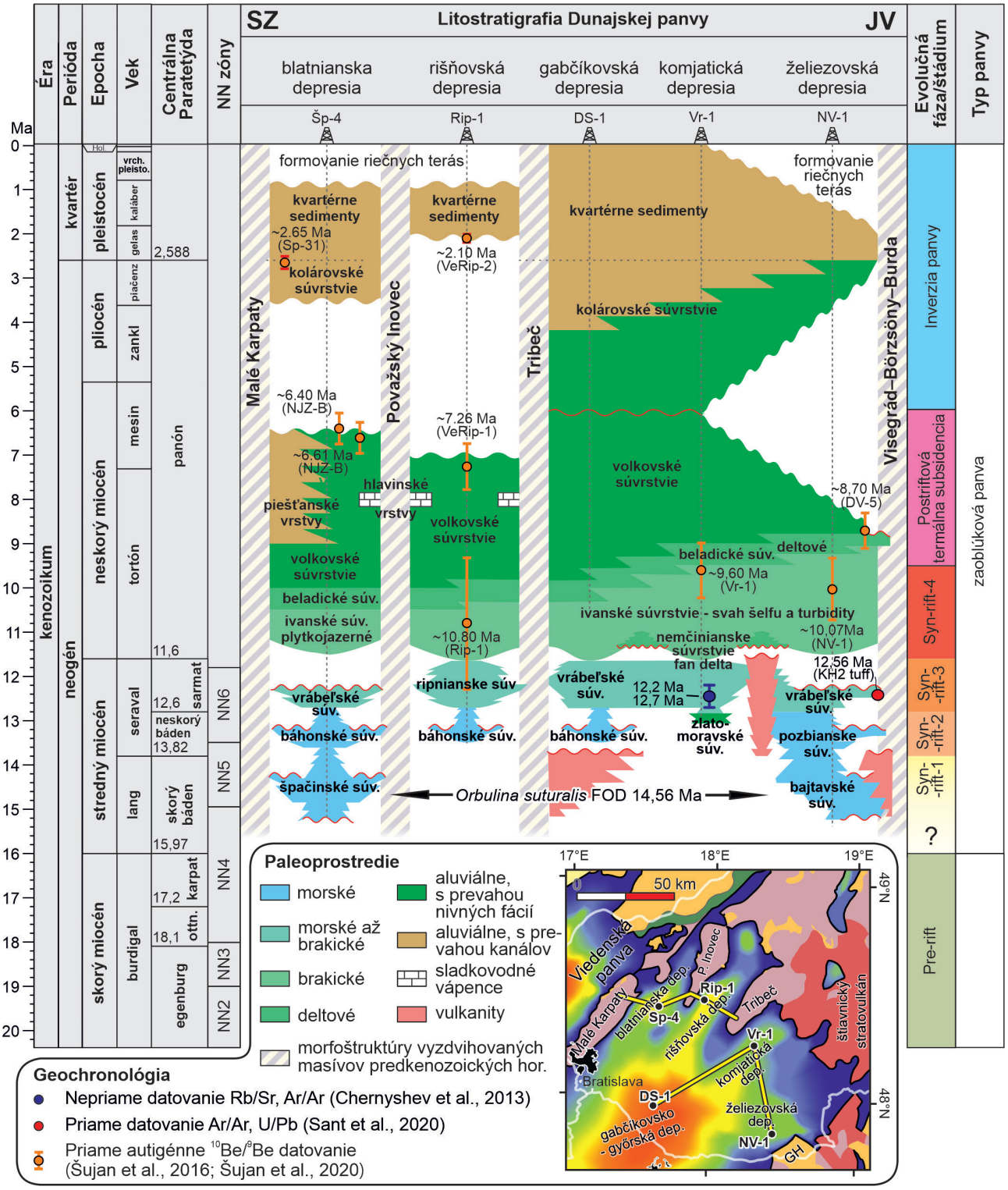
5.1. GEOMETRIA VÝPLNE PANVY A VÝZNAMNÉ ZLOMOVÉ ROZHRANIA

Významné zlomy, ktoré svojou aktivitou preukázateľne ovplyvňujú tvorbu akomodačného priestoru paleogénnych akumulácií tzv. Budínskej panvy a neogénnej výplne Dunajskej panvy, sú znázornené na obr. 5.1.2. Nepochybne najdôležitejším štruktúrnym rozhraním v oblasti juhovýchodnej Podunajskej nížiny je zlomový systém Hurbanovo – Diósjenő oddeľujúci podložie Dunajskej panvy prislúchajúce k superjednotke veporika od superjednotky transdanubika (Klučiar et al., 2016; Kováč et al., 2018b). Uvedený zlom ovplyvnil depozičný záznam panvy predovšetkým počas stredného miocénu, no oddeľuje tektonické mikroplatne, ktoré sa počas paleogénu vyskytovali v paleogeografickej pozícii vzdialenej potenciálne až prvé stovky kilometrov a priblížili sa až počas neskoršieho vývoja (Ratschbacher et al., 1991; Tari et al., 1993; Kováč et al., 2016). Vzhľadom na uvedené výrazné zmeny v paleogeografii a geodynamickej pozícii študovanej oblasti relatívne oproti formujúcemu sa západokarpatskému orogénu je nevyhnutné odlišovať výplň tzv. Budínskej paleogénnej panvy od miocénnej výplne Dunajskej panvy, keďže uvedené sedimentačné priestory spolu geneticky nesúvisia (Tari et al., 1993, 2021; Klučiar et al., 2016; Kováč et al., 2018c).

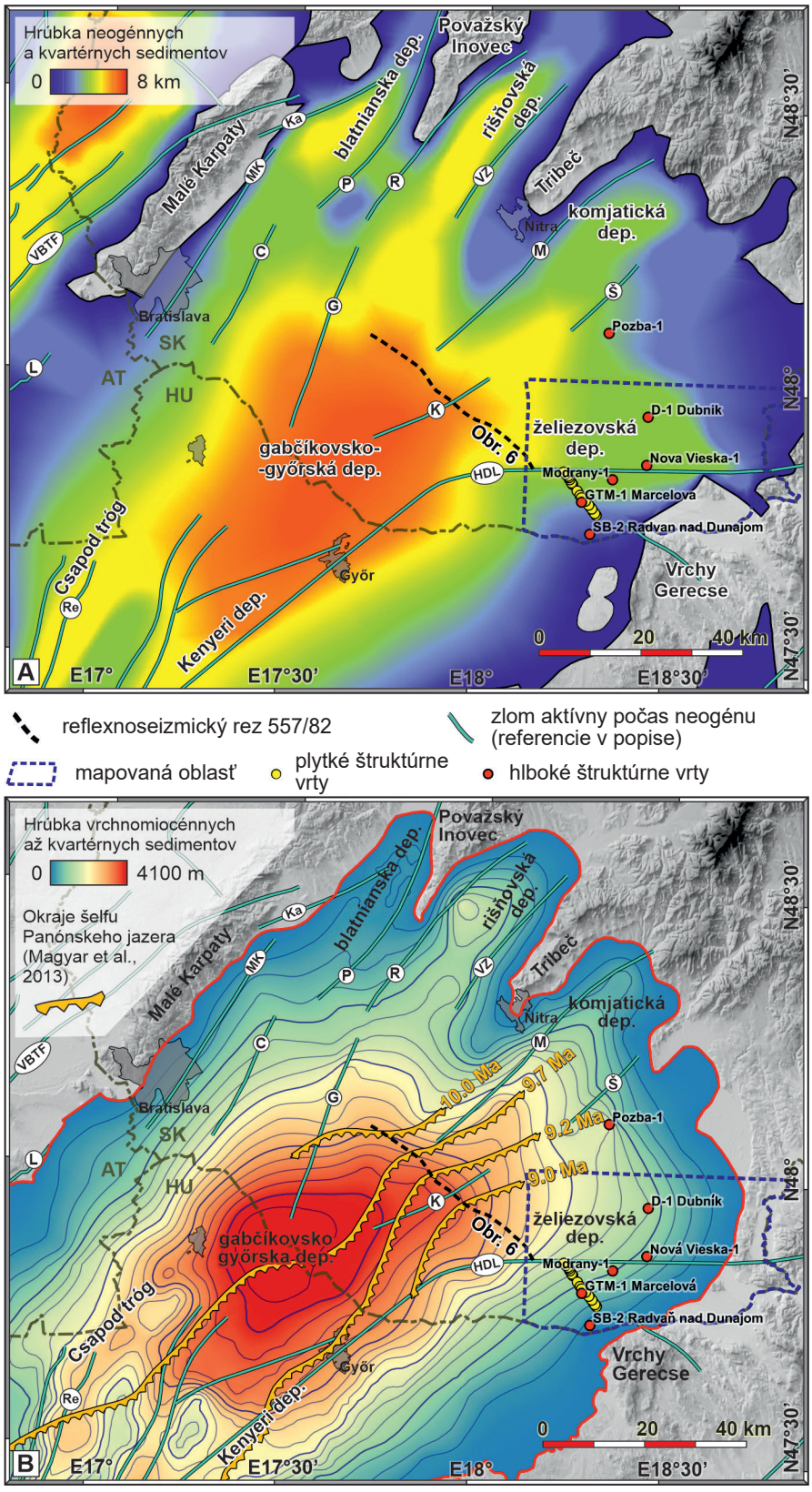
Prieskumy oblasti juhovýchodnej Podunajskej nížiny pomocou reflexnej seizmiky sa uskutočnili prevažne v 60. rokoch 20. storočia a získané údaje prevažne nie sú dostupné v tlačenej ani digitálnej podobe. V prípade týchto prieskumov je preto možné vychádzať len zo zachovaných interpretácií, napríklad štruktúrnych máp rozhrania litostratigrafických jednotiek, ktorých hranice však nemuseli byť korelované v súlade s dnešnými sekvenčno-stratigrafickými koncepciami. Napriek tomu možno konštatovať, že Holzbauer et al. (1968) v oblasti medzi Hurbanovom a Dubníkom nedokumentovali významné zlomové porušenie sedimentov nad rozhraním sarmat/panón. Staršia sedimentárna výplň strednomiocénneho veku bola porušená len dvomi zlomami orientovanými v smere JZ – SV tvoriacimi menší graben medzi Rúbaňou a Novou Vieskou. Podobne monoklinálnu stavbu bez krehkého porušenia vrchnomiocénnych sedimentov dokladá práca Vaška et al. (1967). V južnejšej časti skúmaného územia medzi Bátorovými Kosihami a Mudroňovom Beinhauerová a Paulík (1968) dokumentovali poklesový zlomový systém smeru JZ – SV, ktorý z juhu do značnej miery limituje výskyt vrchnomiocénnych sedimentov. Podobný systém poklesových zlomov sa nachádza na báze neskorého miocénu, ktorý je uložený priamo na predkenozoickom podloží tvorenom transdanubikom v juhozápadnej časti mapovaného územia medzi Hurbanovom a Komárnom (Rektořík et al., 1974). Rozsah spomínaných reflexnoseizmických prieskumov a nimi vymedzených zlomov je zobrazený na obr. 5.1.3.

Korelácia profilov hlbokých vrtov na obr. 5.1.4 znázorňuje generálnu distribúciu hrúbky sedimentov prislúchajúcej k jednotlivým stratigrafickým intervalom (podľa Kováča et al., 2018c). Nápadné je ohraničenie výskytu oligocénnych sedimentov veku kišcel (rupel) len nad jednotkou transdanubika zlomovým systémom Hurbanovo – Diósjenő. Ako možno predpokladať zo zmien hrúbky, zlomová aktivita ohraničujúca tvoriace sa grabeny prispela k tvorbe akomodačného priestoru predovšetkým počas stredného miocénu. V neskorom miocéne zlomové porušenie výplne panvy v tomto území nepredstavovalo významný jav a ovplyvňovalo hlavne vymedzenie sedimentačného priestoru oproti vyzdvihnutej kryhe Zadunajského stredohoria (obr. 5.1.5) (Šujan et al., 2020). Kombinácia seizmického rezu naprieč centrálnou časťou Dunajskej panvy (gabčíkovská depresia) a nadväzujúcej korelácie profilov vrtov plytkého štruktúrneho prieskumu série Iža (Lunga, 1963, 1964, 1965, 1966) podľa práce Šujana et al. (2021) na obr. 5.3.1 znázorňuje rozdiel v geometrii strednomiocénnej výplne panvy tvoriacej predovšetkým halfgrabeny a monoklinálne uklonenej vrchnomiocénnej sekvencie s podstatne

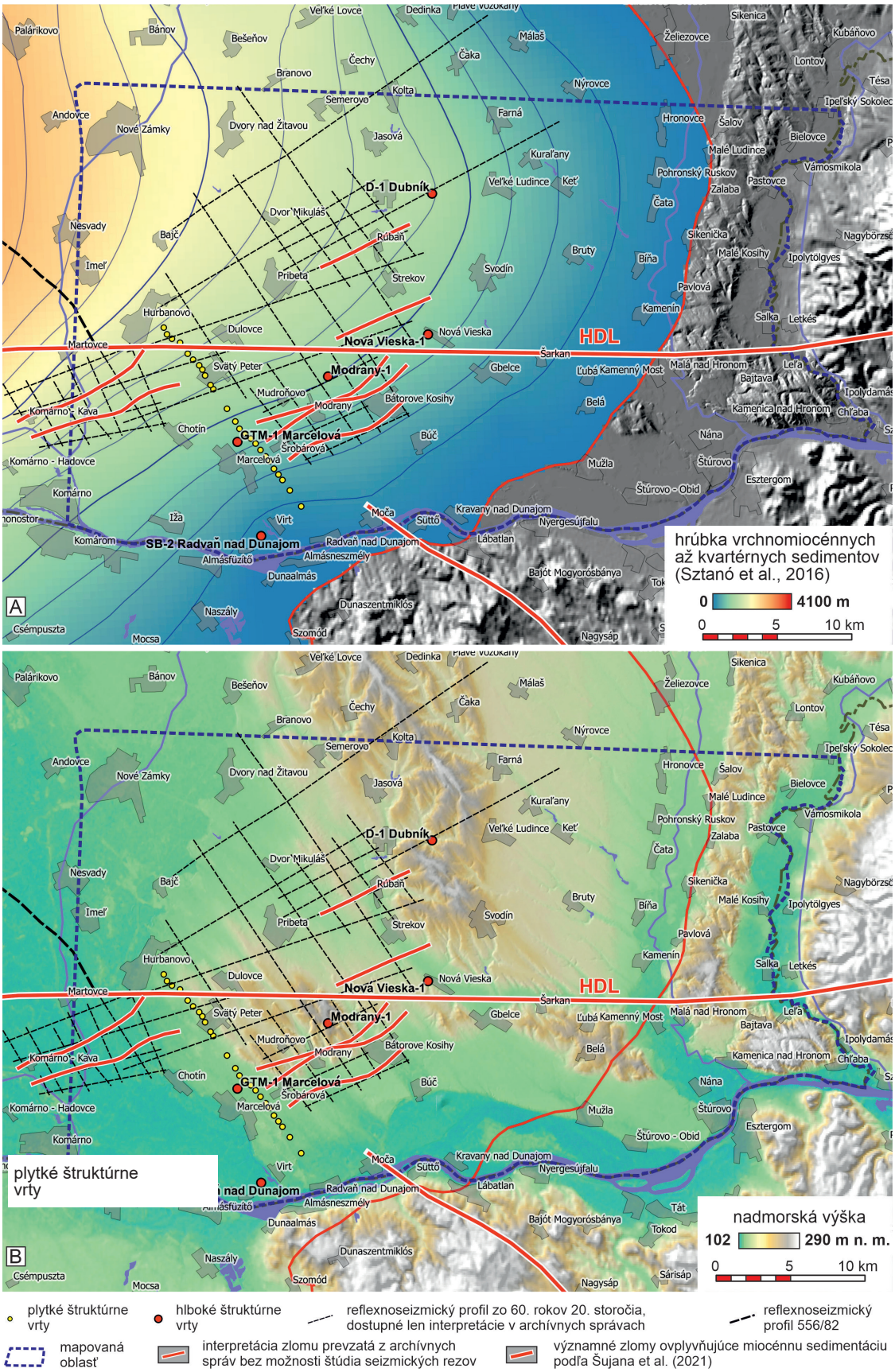
nižšou úrovňou zlomového porušenia. Uvedený model odlišnosti v štruktúrnom režime tvorby akomodačného priestoru znázorňuje obr. 5.7.1 (Šujan et al., 2021). Korelácia vrtov plytkého štruktúrneho prieskumu poukazuje na minimálne zlomové porušenie vrchnomiocénnej výplne panvy (Šujan et al., 2020).



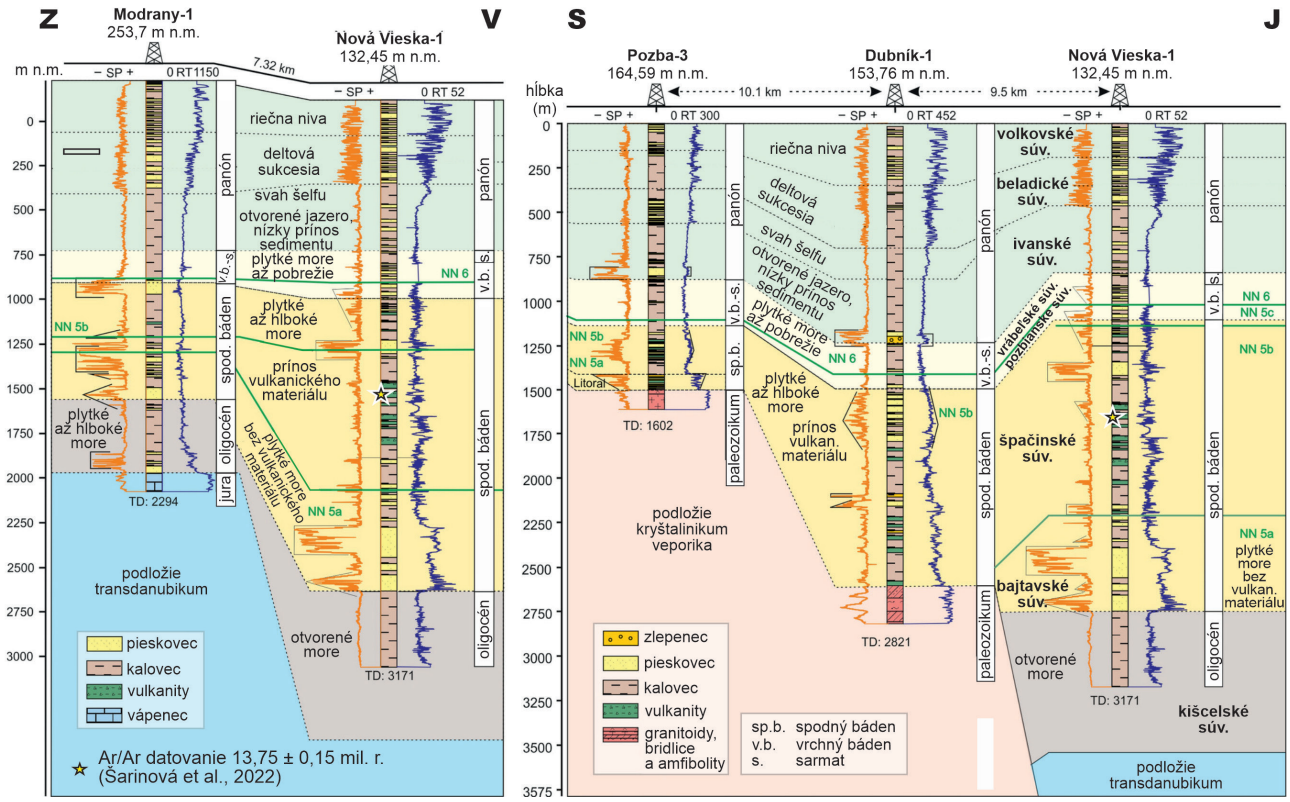
Obr. 5.1.1. Litostratigrafická tabuľka Dunajskej panvy podľa Šujana et al. (2021). Študované územie zastupuje železiovská depresia a vrt Nová Vieska-1 (NV-1).



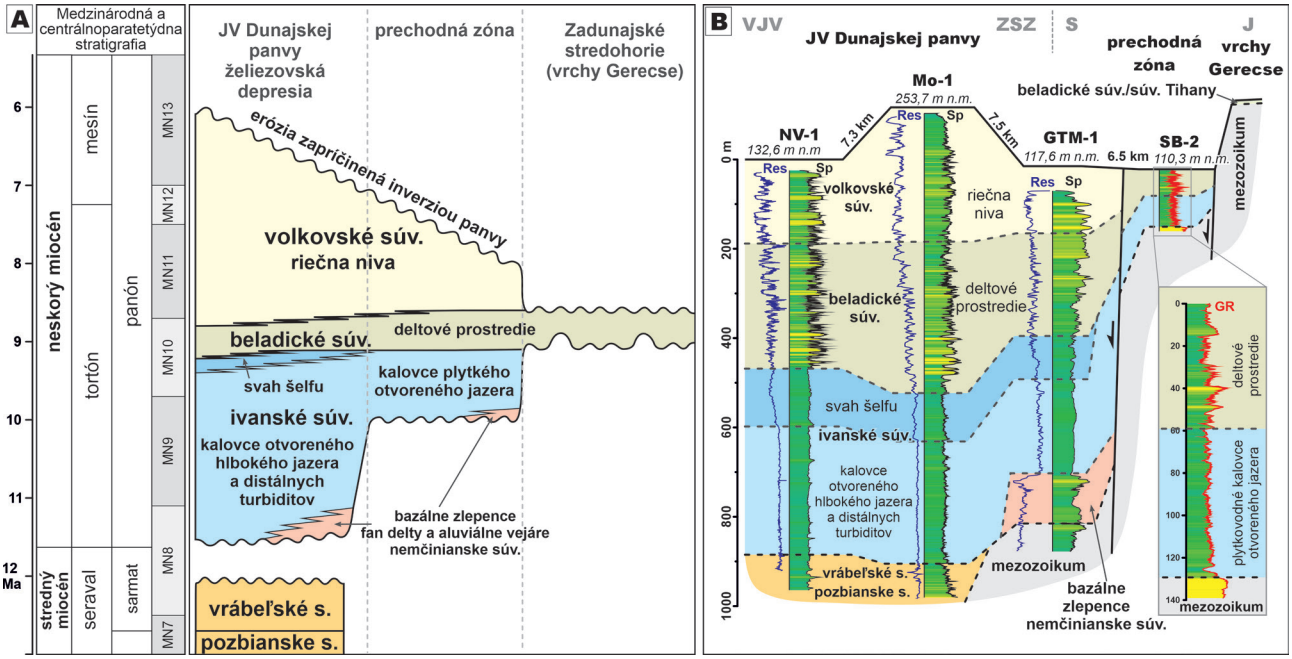
Obr. 5.1.2. A: Mapa hrúbky neogénnych sedimentov v Dunajskej panve (Kilényi a Šefara, 1991; Kováč, 2000). **B:** Mapa hrúbky sedimentov neskorého miocénu až kvartéru v Dunajskej panve (Sztanó et al., 2016). Výskyt hlavných zlomov aktívnych počas kenozoika podľa prác: Szafián et al. (1999), Bielik et al. (2002), Horváth et al. (2006), Lenhardt et al. (2007), Beidinger a Decker (2011), Visnovitz et al. (2015) a Klučiar et al. (2016). Názvy zlomov: BFL – línia Balatonfő, C – číferský zlom, DVF – dobrovodský zlom, G – galantský zlom, HDL – zlom Hurbanovo – Diósjenő, F – zlom Fertő, L – litavský zlom, K – kolárovský zlom, Ka – kátlovský zlom, MK – malokarpatský zlom, P – považský zlom, R – ripniansky zlom, Ra – rábsky zlomový systém, Re – zlom Répce, Š – šuriansky zlom, VBTF – transformný zlom Viedenskej panvy (Šujan et al., 2021, upravené).



Obr. 5.1.3. Mapa pokrytia juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny reflexnoseizmickými prieskumami vykonanými v 60. rokoch 20. storočia a nimi interpretované zlomy porušujúce miocénnu výplň panvy (Vašek et al., 1967; Beinhauerová a Paulík, 1968; Holzbauer et al., 1968; Rektořík et al., 1974). Zlomy majú pravdepodobne kontinuálny priebeh, no znázornené sú len v rozsahu prevzatých interpretácií.



Obr. 5.1.4. Korelácia stratigrafického záznamu hlbokých vrtov v oblasti juhovýchodu Podunajskej nížiny podľa Kováča et al. (2018c), lokalizácia na obr. 5.1.3.



Obr. 5.1.5. Korelácia stratigrafického záznamu vrtov znázorňujúca prechod zo želiezovskej depresie do Zadunajského stredohoria (Šujan et al., 2020), lokalizácia na obr. 5.1.3.

5.2. PALEOGÉNNY VÝVOJ – BUDÍNSKA PALEOGÉNNA PANVA A „ANTIFORMA PODLOŽIA“ DUNAJSKEJ PANVY

Paleogénna, prevažne pelitická sukcesia veku kišcel (rupel, spodný oligocén) sa vyskytuje vo vrtoch Nová Vieska-1 a Modrany-1 a -2 na juh od línie Hurbanovo – Diósjenő (HDL; obr. 5.1.4) (Kováč et al., 2018c). Priestorovo obmedzená distribúcia spomenutých sedimentov napovedá o odlišnosti vývoja mikroplatní ALCAPA a transdanubika, ktoré tento zlomový systém oddeľuje. Transdanubikum pôvodne počas paleocénu predstavovalo sedimentačný priestor predhlbne dinaríd (Kováč et al., 2016). Tomu zodpovedala hlbokovodná turbiditná sedimentácia, ktorá však v skúmanom území nie je zachovaná. Neskôr HDL oddeľoval priestor eocénno-oligocénneho depocentra (transdanubikum) od vyzdvihnutej „antiformy“ na severe v oblasti podložia budúcej Dunajskej panvy (Kováč et al., 2016). Vznik antiformy počas eocénu bol spojený s finálnou kolíziou alpsko-karpatského orogénneho klinu s Európskou platformou (Klučiar et al., 2016; Kováč et al., 2016; Kováč et al., 2017; Tari et al., 2021).

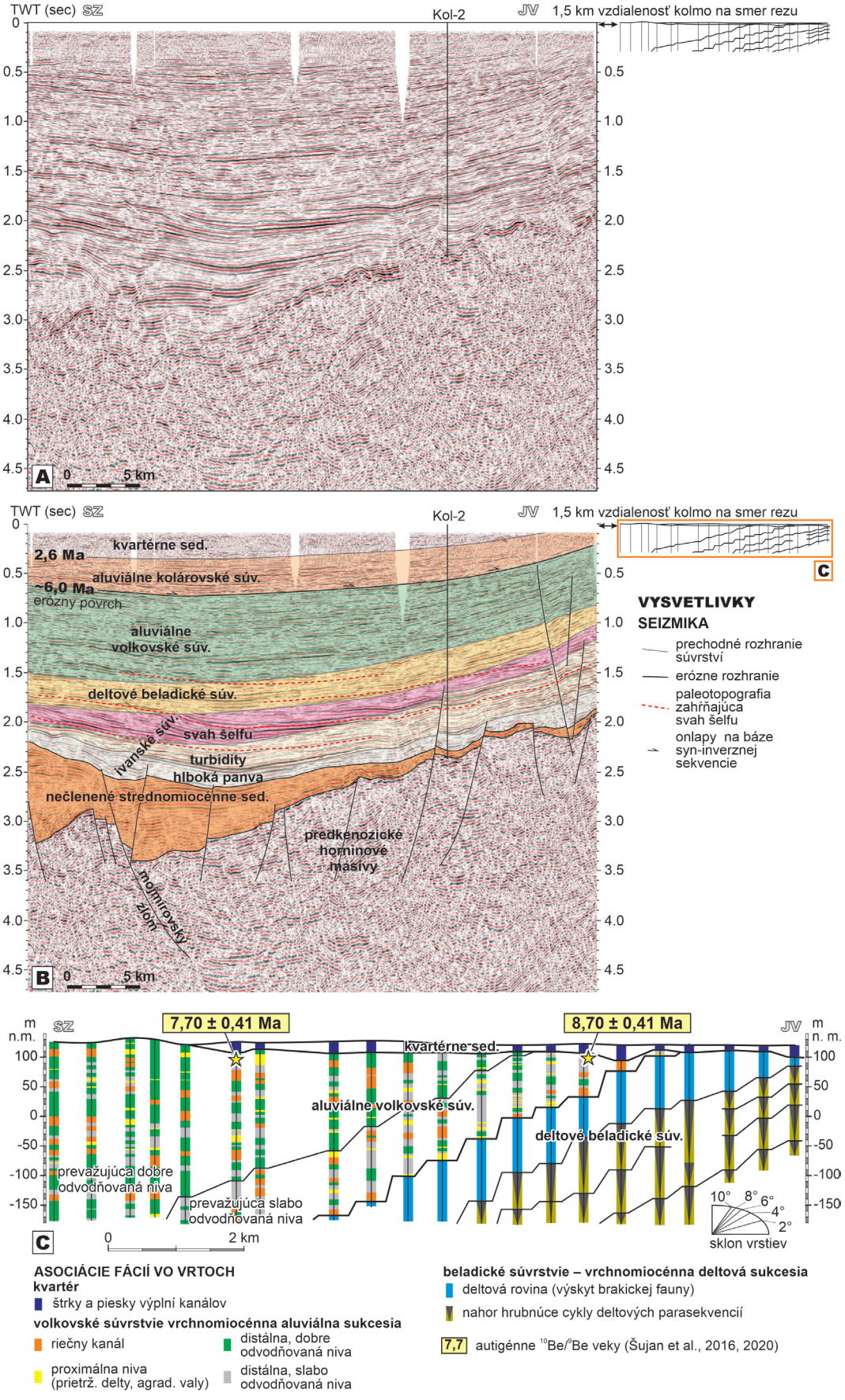
Formovanie Budínskej paleogénnej panvy typu *„retroarc flexural basin“* v strednom eocéne bolo interpretované v práci Tari et al. (1993) ako flexúra litosféry v dôsledku spätného násunu jednotiek Vnútorných Západných Karpát na transdanubikum. Linzer a Tari (2012) predpokladajú flexúru a vznik akomodačného priestoru Budínskej panvy v dôsledku kompresie vyvolanej tlakom Východných Álp. Zaťaženie litosféry viedlo k vzniku hlbokovodnej panvy s prevažnou sedimentáciou turbiditných prúdov „flyšového typu“ (Vass et al., 1993; Horváth, 1998). Následné splytčovanie a prechod k terestrickej sedimentácii je charakteristickým znakom spojeným so znižujúcou sa intenzitou subsidencie počas neskorého oligocénu až najranejšieho miocénu (Tari et al., 1993; Badics a Vető, 2012). Splytčovanie bolo dôsledkom migrácie maxima subsidencie v priestore smerom na severovýchod (v dnešných súradniciach), ktoré je pravdepodobne spôsobené šikmou geometriou subdukcie v predpolí Álp a Karpát (Tari et al., 1993; Kázmér et al., 2003). Akomodačný priestor počas kišcelu (rupel), v ktorom sa uložili aj sedimenty zachytené vrtmi Nová Vieska-1 a Modrany-1, vznikal už v transtenznom režime pravostranných posunov (Sztanó a Tari, 1993; Kováč et al., 2016).

Študované územie južného okraja výplne dnešnej Dunajskej panvy zasahovalo do periférnej časti Budínskej panvy. Okrem charakteru sedimentácie to naznačuje aj obmedzený vekový rozsah sedimentárneho záznamu (kišcel/rupel) v porovnaní s intervalom stredný eocén až najspodnejší miocén v hlavnej časti panvy (Tari et al., 1993; Kázmér et al., 2003). Sedimentácia prebiehala v hlbokovodnom až plytkovodnom morskom prostredí (Kováč et al., 2018c). Vlček et al. (2020) spresnili prostredie sedimentácie na základe analýzy širokého spektra indikátorov z jadier vrtov Modrany-1 a -2 na vnútornú časť šelfu, zatiaľ čo vzorky získané z vrtu Nová Vieska-1 naznačujú hlbokovodnú sedimentáciu turbiditných prúdov v hĺbke viac ako 100 m.

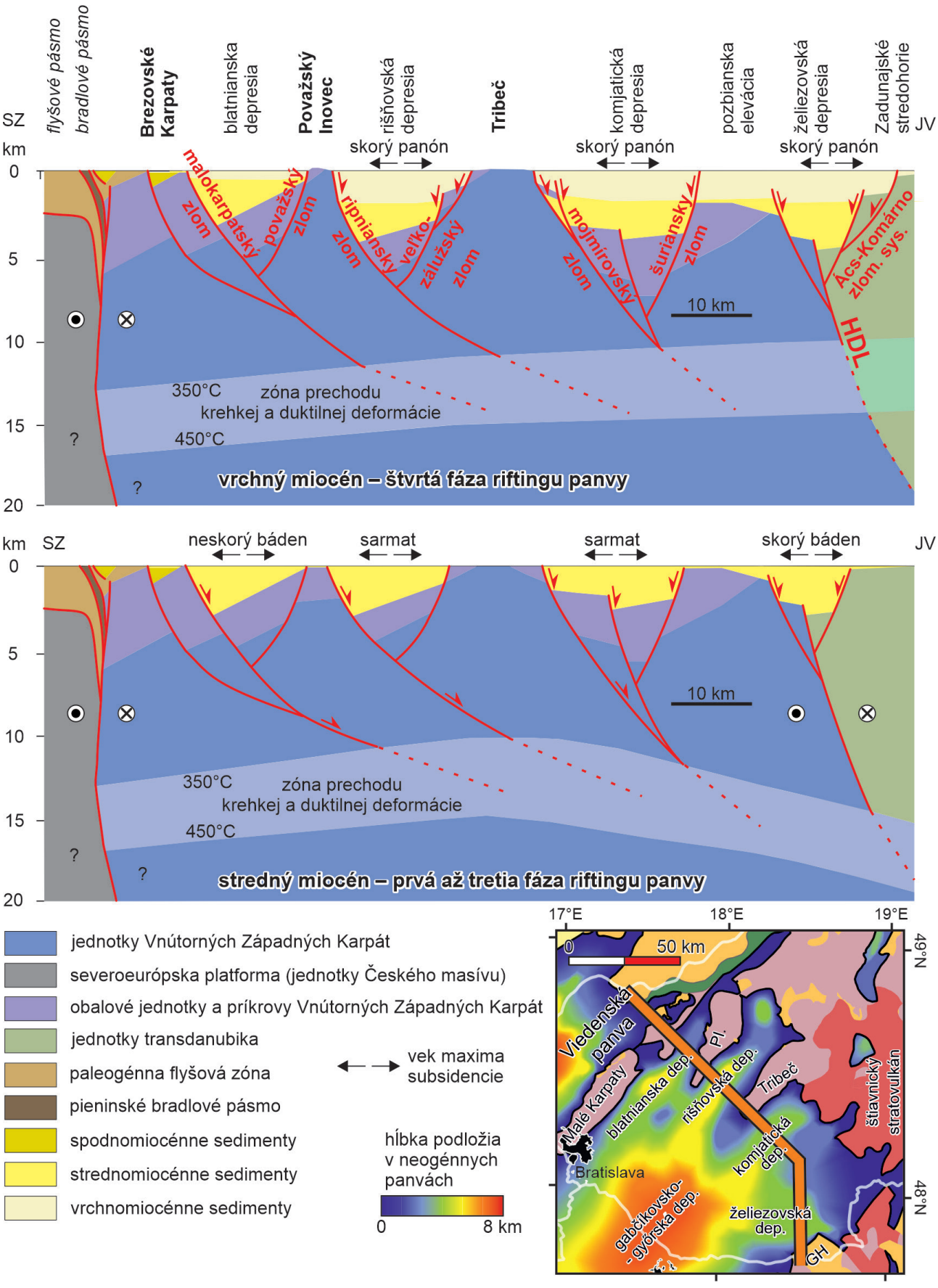
5.3. ŠTÁDIUM PRE-RIFTINGU (~ 23 – 16 MIL. ROKOV)

Styk Západných Karpát, Východných Álp a Zadunajského stredohoria v oblasti budúcej Dunajskej panvy predstavoval vyzdvihnutý, erózne zrezaný pozostatok eocénno-oligocénnej antiformy. V jeho priestore sa počas skorého miocénu pred 16 mil. rokov v dôsledku kolapsu inverznej štruktúry začal vytvárať priestor miocénnych depocentier (Klučiar et al., 2016; Kováč et al., 2016, 2017; Tari et al., 2021). Zlom Hurbanovo – Diósjenő (HDL) tvoril dôležité rozhranie s dextrálnou smernoposuvnou kinematikou, ktorá sprostredkovala únik litosférickej mikroplatne smerom na východ (Klučiar et al., 2016; Kováč et al., 2018c).

Sedimenty spodného miocénu sa analýzou jadier vrtov zo severnej časti Dunajskej panvy nepotvrdili. Výskyty karpatských sedimentov spomínané v predchádzajúcich prácach (napr. Vass, 2002) boli prehodnotené ako spodnobádenské (Rybár et al., 2016; Kováč et al., 2018c). Viaceré výskyty spodnomiocénnych sedimentov v maďarskej, juhozápadnej časti panvy uvádzané ako litostratigrafické jednotky *ligeterdő*, *magasbérci* a *somlóvásárhelyi* a pozostávajúce z výraznej časti zo štrkopiesčitých vrstiev (Gyalog, 1996; Haas, 2012; Budai et al., 2015) sú pravdepodobne výsledkom terestrickej fluviálnej akumulácie pri erózii spomínanej antiformy. Ich vekové zaradenie však môže byť problematické, ako sa ukazuje pri viacerých litostratigrafických jednotkách v regióne, pôvodne zaraďovaných do spodného miocénu (Kováč et al., 2018a; Hudáčková et al., 2020; Ruman et al., 2021; Csibri et al., 2022).



Obr. 5.3.1. Seizmický reflexný rez 556/82 zobrazujúci výplň východného okraja gabčíkovsko-győrskej depresie v smere k želiezovskej depresii (upravené podľa Sztanó et al., 2016). Korelácia vrtov podľa práce Šujana et al. (2020). Kol-2 – vrt Kolárovo-2. Lokalizácia na obr. 5.1.2.



Obr. 5.3.2. Schéma štruktúrneho vývoja depocentier Dunajskej panvy počas miocénu podľa Hóka et al. (2016) a Šujana et al. (2021), rozšírená o oblasť želiezovskej depresie. HDL – zlomový systém Hurbanovo – Diósjenő.

5.4. PRVÁ FÁZA RIFTINGU POČAS SKORÉHO BÁDENU (~ 15,2 – 13,8 MIL. ROKOV)

Vznik zaoblúkového panónskeho panvového systému viedol k strednomiocénnemu riftingu Dunajskej panvy. Bol spojený s procesmi (1.) ťahu subdukovanej litosférickej platne Európskej platformy v čele karpatského orogénneho klinu aj jej pohybu typu *rollback*, teda rastom uhla ohnutia subdukovanej dosky (Konečný et al., 2002), (2.) extenznou tektonikou súvisiacou s únikom mikroplatne ALCAPA smerom na severovýchod (Kováč et al., 2018c), a predovšetkým (3.) výstupom diapíru astenosférických plášťových hmôt subdukovanej litosférickej platne, ktorý prebehol na konci skorého miocénu (Csontos et al., 1992; Horváth, 1993; Kováč et al., 1994; Lankreijer et al., 1995; Hók et al., 2016; Kováč et al., 2016, 2017). Výstup plášťových hmôt bol nasledovaný priestorovo rozsiahlym kyslým a andezitovým vulkanizmom v oblasti (Lexa a Konečný, 1979; Konečný et al., 1995, 2002; Pécskay et al., 2006; Harangi a Lukács, 2019). Rifting Dunajskej panvy viedol k vytvoreniu prstovitých výbežkov jednotlivých depresií orientovaných v smere JZ – SV alebo Z – V v prípade želiezovskej depresie (Hrušecký et al., 1993). Vzor hrasťovo-grabenovej stavby je súčasťou aj tzv. *basin-and-range* štruktúry Západných Karpát, ktorá sa formovala v podobnom čase a podobnými procesmi (Nemčok a Lexa, 1990; Kováč a Hók, 1993).

Juhovýchodná časť Podunajskej nížiny bola ako želiezovská depresia spolu s blatnianskou depresiou výrazne ovplyvnená prvou fázou riftingu medzi ~ 15,2 a 13,8 mil. rokov. HDL v želiezovskej depresii bol v režime sinistrálneho smerného posunu v dôsledku sv.-jz. orientovanej kompresie, pričom poklesové zlomy sv.-jz. smeru sprostredkovali subsidenciu depocentier (obr. 5.3.2). Predpokladá sa, že subsidencia na hranici transdanubika a veporika bola spojená s flexúrou vnútorných zón transdanubika a jeho násunom na mikroplatňu Tisza (Csontos a Nagymarosy, 1998; Klučiar et al., 2016; Kováč et al., 2018b). Depresia bola zo severu ohraničená pozbianskou eleváciou, ktorá bola pravdepodobne čiastočne subaericky exponovaná (Vlček et al., 2022). Počas tohto obdobia bolo uložené *bajtavské súvrstvie*. Spodná časť *bajtavského súvrstvia* s hrúbkou 0 – 530 m je charakteristická absenciou vulkanoklastického materiálu a piesčitejším litologickým zložením (obr. 5.1.4). Bolo uložené prevažne v plytkomorskom prostredí a na šelfe. Provenienciu sedimentu tvorili masívy veporika vyskytujúce sa v podloží panvy, ako aj recyklované paleogénne sedimenty (Kováč et al., 2018c). Hrubozrnná litológia a obmedzená priestorová distribúcia naznačujú sedimentáciu počas iniciácie riftingu. Prevažne jemnozrnná vrchná časť *bajtavského súvrstvia* predstavuje kulmináciu uvedenej fázy riftingu s rozsahom hrúbky 390 – 1 100 m a značnou rýchlosťou akomodácie, až 1 050 m . Ma^{-1} (obr. 5.1.4) (Kováč et al., 2018c). Súvrstvie bolo uložené v prostredí plytkého mora, šelfu až prehlbujúcej sa morskej panvy. Sedimentačný priestor vrchnej časti *bajtavského súvrstvia* bol výrazne ovplyvnený prínosom vulkanoklastického materiálu z tvoriacich sa sopečných pohorí Börzsöny, Burda a Visegrád (Hrušecký, 1999; Konečný et al., 2002; Pécskay et al., 2006), ako aj z kryštalinika veporika.

5.5. DRUHÁ A TRETIA FÁZA RIFTINGU POČAS NESKORÉHO BÁDENU (~ 13,8 – 12,6 MIL. ROKOV) A SARMATU (~ 12,6 – 11,6 MIL. ROKOV)

Neskorobádenský rifting ovplyvnil dominantne blatniansku depresiu, pričom ostatné časti panvy zaznamenali pokles rýchlosti subsidencie (Šujan et al., 2021). Nové výsledky Ar/Ar datovania z vrtu Nová Vieska-1, prezentované zatiaľ autormi Šarinová et al. (2022), dokladajú, že predchádzajúce vekové zaradenie sedimentov vo vrte Nová Vieska-1 musí byť revidované. Minimálne 500 m hrúbky pôvodne zaraďovanej do spodnobádenského *bajtavského súvrstvia* v skutočnosti patrí k vrchnobádenskému *pozbianskemu súvrstviu*. Keďže ešte nie sú publikované implikácie tohto údaja na koreláciu stratigrafických hraníc oproti ostatným hlbokým vrtom v tomto území, na obr. 5.1.4 uvádzame spomenutú informáciu bez zohľadnenia jej dôsledkov.

Reaktivácia úzkej centrálnej časti riftu Dunajskej panvy ovplyvnila počas tretej, sarmatskej fázy rišňovskú, komjatickú a gabčíkovskú depresiu a depresie na juhozápade panvy v Maďarsku – csapódsky trog a kenyerskú depresiu (obr. 5.1.2). Aktivita vulkánu Pásztori počas sarmatu a panónu môže poukazovať na lokalizáciu astenosférických plášťových hmôt práve do tejto zóny (Pánisová et al., 2018). Želiezovská depresia predstavovala aj počas tohto obdobia periférnu zónu aktívnych depocentier s nízkou intenzitou subsidencie aj pohybu na zlomoch (Kováč et al., 2018c; Nováková et al., 2020; Šujan et al., 2021).

Rozlíšenie sedimentov vrchného bádenu a sarmatu pomocou biostratigrafie je v jadrách hlbokých vrtov v oblasti želiezovskej depresie problematické. Zatiaľ čo v iných depresiách panvy sa obe alebo jedna z uvede-

ných fáz riftingu prejavujú zvýšenou rýchlosťou subsidencie, čo napomáha ich odlíšeniu, v želiezovskej depresii takýto jav nebol pozorovaný. Preto boli *pozbianske* a *vrábeľské súvrstvie* vymedzené ako jeden horizont (obr. 5.1.4). Vrchná hranica vrchnobádenskej sekvencie je preukázateľne vekovo vymedzená Ar/Ar datovaním lokality Kamenica nad Hronom na ~ 12,56 mil. rokov (Sant et al., 2020), no tento horizont nie je korelovateľný v rámci profilov hlbokých vrtov. Pokles aktivity zlomov naznačuje aj stabilná a malá hrúbka vrchnobádensko-sarmatského horizontu v hlbokých vrtoch dosahujúca 180 – 270 m (obr. 5.1.4). Uvedené hodnoty implikujú rýchlosť subsidencie v ráde 80 – 120 m . Ma^{-1}.

Pelitické a piesčité sedimenty *pozbianskeho súvrstvia* s prímesou vulkanoklastík boli uložené v plytkomorskom prostredí. Sedimentárny záznam *vrábeľského súvrstvia* poukazuje na splytčovanie plytkomorského prostredia a normálnu regresiu spôsobenú výrazným prínosom sedimentu. Absencia vrchnosarmatských sedimentov vo vrte Modrany-1 naznačuje vyplnenie akomodačného priestoru, môže však súvisieť aj s krátkou fázou inverzie panvy na hranici stupňov sarmat a panón (Kováč et al., 2018c).

Depozičný záznam vrtu ŠO-1 v juhovýchodnom cípe mapovaného územia umožnil Holcovej et al. (2019) opísať prechod medzi najvrchnejšou časťou spodného bádenu a vrchným bádenom. Spodnobádenskú časť sukcesie tvorí transgresívna sedimentácia na karbonátovej platforme a tufitické siltovce maxima záplavy. Je prekrytá vrchnobádenskými regresívnymi piesčitými uloženinami plytkovodného morského prostredia. Malá hrúbka jednotlivých horizontov a kontinuálny sedimentárny záznam poukazujú na obmedzenú aktivitu vertikálnych tektonických pohybov na okraji želiezovskej depresie.

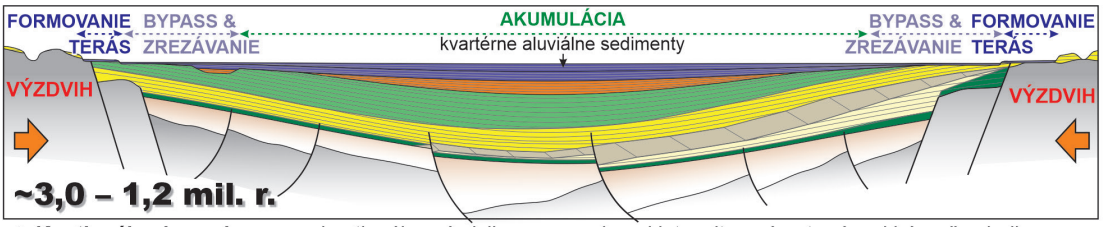
Na rozdiel od minimálneho povrchového výskytu sedimentárneho záznamu ranobádenskej fázy riftingu v jv. časti Dunajskej panvy, sedimenty vrchného bádenu a sarmatu tvoria početné povrchové odkryvy v oblasti Ipeľskej pahorkatiny. Biostratigrafický inventár umožnil ich podrobnejšie rozčlenenie v porovnaní so záznamom hlbokých vrtov. Nováková et al. (2020) opisujú tri horizonty: (1.) vrchný báden predstavujúci transgresívne hruboklastické sedimenty skalnatých pobreží, po ktorých uložení nasledoval pokles eróznej bázy a regresia, (2.) terestrické sedimenty najspodnejšieho sarmatu, prekryté (3.) transgresívnymi plytkomorskými a deltovými sedimentmi uloženými počas skorého sarmatu. Autori predpokladajú prevažný vplyv oscilácie hladiny v panve na tvorbu akomodačného priestoru a sedimentáciu, čo taktiež naznačuje minimálne diferenciálne tektonické pohyby v oblasti.

5.6. ŠTVRTÁ FÁZA RIFTINGU POČAS SKORÉHO PANÓNU (~ 11,6 – 9,5 MIL. ROKOV)

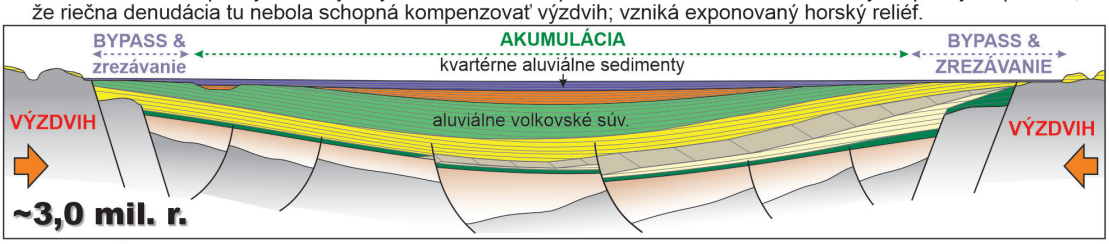
Hranica stupňov sarmat a panón je charakteristická regresiou a poklesom rýchlostí akomodácie v prevažnej časti panónskeho panvového systému (Horváth et al., 2006). Sedimentárny záznam Dunajskej panvy poukazuje na viacerých miestach na prítomnosť uhlovej diskordancie, ktorá implikuje okrem všeobecného poklesu eróznej bázy aj existenciu krátkej kompresnej, inverznej tektonickej udalosti (Balázs et al., 2016; Šujan et al., 2021). Erózia vrchnosarmatských sedimentov napríklad vo vrte Modrany-1, kondenzovaný sedimentárny záznam sarmatských uložení v hlbokých vrtoch série Kolárovo, ale aj uloženie panónskych sedimentov priamo na predkenozoickom podloží vo vrtoch Zelený Háj-1 a GTM-1 Marcelová (obr. 5.1.5) môže byť taktiež výsledkom inverzie a následnej výraznej reorganizácie Dunajskej panvy.

Panón považovali za obdobie postriftu viacerí autori (Lankreijer et al., 1995; Horváth et al., 2006), no panónsky rifting bol preukázaný vo viacerých častiach panvového systému, napríklad v trogu Makó (Balázs et al., 2017). Rýchlosť subsidencie dosahujúca v centrálnej časti Dunajskej panvy 1 000 m . Ma^{-1}, ako aj výrazné pohyby na zlomoch, v prípade galantského zlomu dosahujúce až 500 m, dokazujú existenciu štvrtej fázy riftingu v Dunajskej panve. Zlomová aktivita panónskeho riftingu viedla k batymetrickej diferenciácii panvy na hlboké depresie (> 100 m hĺbky), zaplavené vysoké kryhy (0 – 100 m) a vynorené, subaericky exponované kryhy (obr. 5.6.1). V dôsledku postupného vypĺňania panvy sedimentmi narastala erózna báza a niektoré subaericky exponované kryhy boli neskôr zaplavené a prekryté sedimentmi vrchnomiocénneho veku. Vo všeobecnosti je možné pozorovať zlomovú aktivitu na začiatku panónu, pričom vo väčšine prípadov ustáva a diferencovaná topografia je pasívne prekrytá sedimentáciou (obr. 5.6.1) (Šujan et al., 2021). Viaceré zdanlivé prejavy krehkej tektoniky v panónskych sedimentoch širšieho regiónu boli interpretované ako zlomy vytvorené diferenciálnou kompakciou (Balázs et al., 2018).

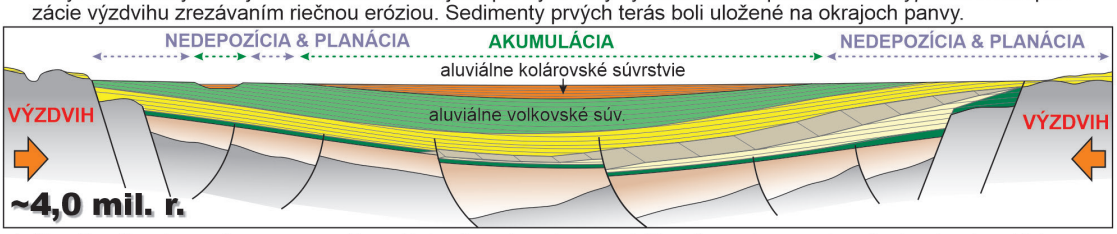
V rámci želiezovskej depresie a jv. časti Podunajskej nížiny boli počas panónu aktívne predovšetkým zlomy smeru SV – JZ ohraničujúce panvu od Zadunajského stredohoria (obr. 5.3). Tieto zlomy pravdepodobne súvisia so zlomovým systémom Ács – Komárno (obr. 5.3.2) a oddeľovali územie s relatívne hlbokovodnou



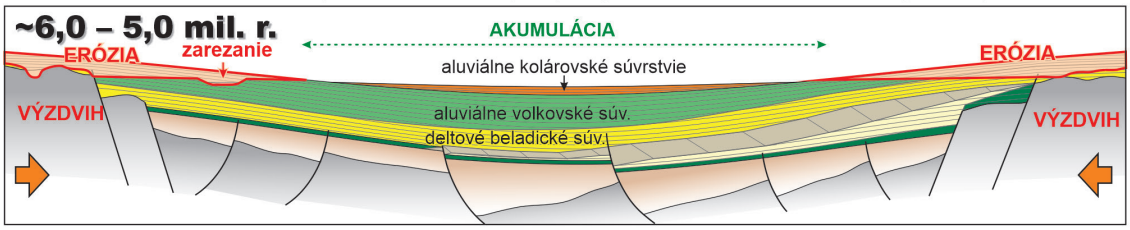
▲ **Kontinuálna inverzia panvy:** kontinuálny výzdvih panvy prekonal intenzitou nárast eróznej bázy, čo viedlo k začiatku formovania systémov riečnych terás. Oblasť *bypassu* a zrezávania inverzných sukcesií sa posunula smerom do centra panvy. Horniny s vyššou rezistenciou proti erózii boli obnažené na okrajoch panvy a spôsobili, že riečna denudácia tu nebola schopná kompenzovať výzdvih; vzniká exponovaný horský reliéf.



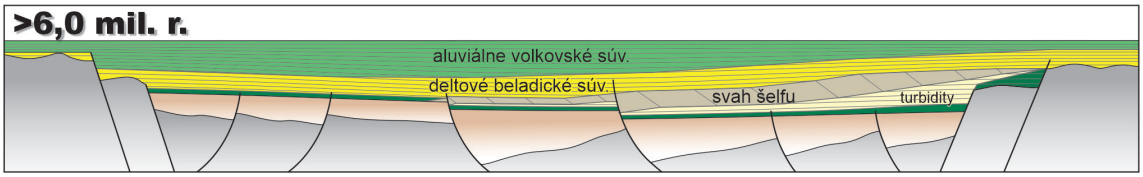
▲ **Kontinuálna inverzia panvy:** sedimentácia sa rozšírila na okraje panvy v dôsledku postupného nárastu eróznej bázy. Podmienky nízkej akomodácie na okrajoch panvy a stály výzdvih viedli k podmienkam *bypassu* a kompenzácie výzdvihu zrezávaním riečnou eróziou. Sedimenty prvých terás boli uložené na okrajoch panvy.



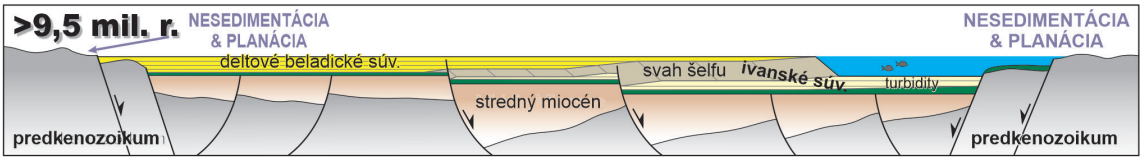
▲ **Kontinuálna inverzia panvy:** sedimentácia obmedzená na centrálnu depresiu a postupný nárast eróznej bázy. Čiastočná denudácia miocénnych sukcesií na okrajoch panvy a exhumácia starších horninových komplexov.



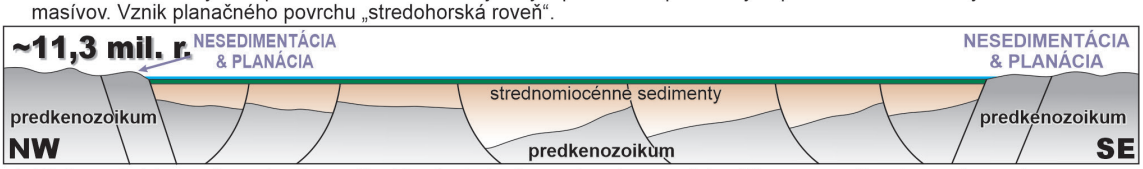
▲ **Začiatok inverzie panvy:** veľkoškálové vrásnenie litosféry spôsobené kompresiou. Diferenciálne pohyby spôsobujú eróziu a zarezanie riečnej siete na okrajoch panvy (antiklinály) a sedimentáciu v centrálnej depresii (synklinála). Postupné *onlapy* aluviálnej sukcesie kolárovského súv. nad miocénnymi sedimentmi odzrkadľujú nárast eróznej bázy.



▲ **Postriftové štádium:** postupné vyznievanie aktivity poklesových zlomov spojené s termálnou subsidenciou a intenzívnou akumuláciou spojenou s vysokým pomerom akomodácie a prínosu sedimentu.



▲ **Neskoromiocénny rifting:** topografická diferenciácia dna Panónskeho jazera spôsobená poklesovou zlomovou aktivitou a vznik hlbokovodných depocentier. Nárast eróznej bázy a planácia exponovaných predneskoromiocénnych sukcesií/masívov. Vznik planačného povrchu „stredohorská roveň".



▲ Plytkovodné jazerné prostredie raného Panónskeho jazera bez topograficky diferencovaného dna, vytvorené po ukončení sarmatského riftingu a inverzie panvy na hranici stredného a neskorého miocénu.

Obr. 5.6.1. Schéma tektonicko-sedimentárneho vývoja Dunajskej panvy v sz.-jv. reze, znázorňujúca vývoj od neskoromiocénneho riftingu až po dnešný stav (Šujan et al., 2021).

sedimentáciou *ivanského súvrstvia* v oblasti vrtov Nová Vieska-1, Modrany-1, Dubník-1, Pozba-3 a GTM-1 (obr. 5.1.4) od krýh s plytkovodnou jazernou sedimentáciou, napr. vrt SB-2 Radvaň nad Dunajom (obr. 5.1.5), a kryhy vrchov Gerecse, ktoré najskôr tvorili vynorenú oblasť. Prekryté boli až plytkovodnou a deltovou sedimentáciou počas regresie Panónskeho jazera (Bartha et al., 2014).

Aktivita spomínaných zlomov počas tvorby akomodačného priestoru pre budúce Panónske jazero je zaznamenaná aj hruboklastickými sedimentmi *nemčinianskeho súvrstvia* na báze panónskej sekvencie (Sztanó et al., 2016). Predstavuje sedimenty prevažne vejárových delt ukladajúcich štrky erodujúce lokálny materiál z odkrytých zlomových svahov limitujúcich depresie. V dôsledku ukladania počas postupujúcej transgresie je ich výskyt obmedzený na okraje panvy. *Nemčinianske súvrstvie* dosahuje hrúbku 70 m (Dubník-1) až 110 m (GTM-1).

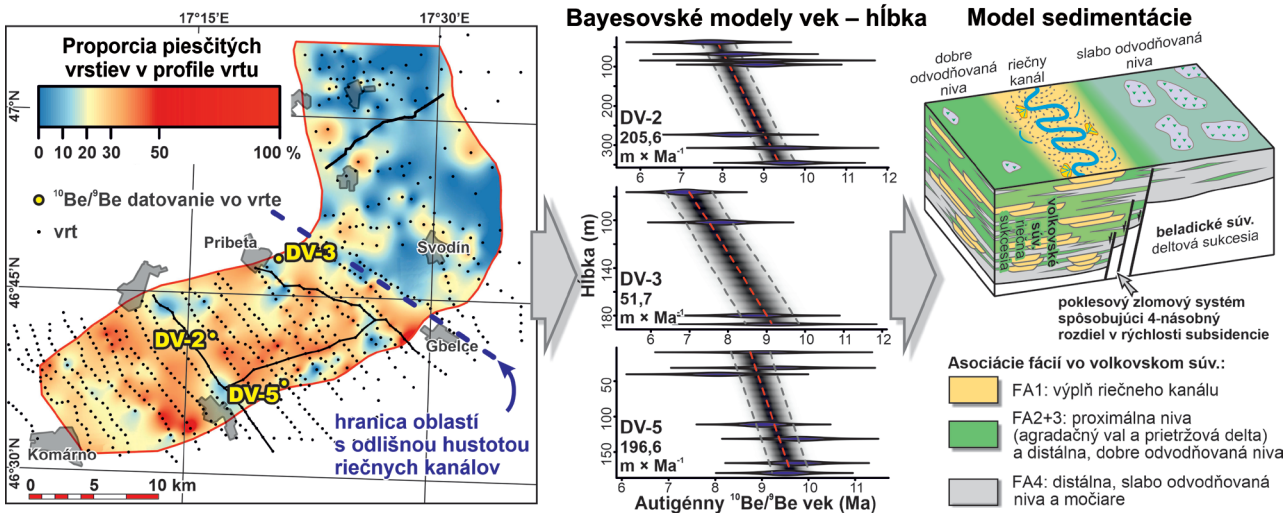
Ivanské súvrstvie reprezentuje sedimentáciu v otvorenom Panónskom jazere, pričom zahŕňa rôznorodé sedimentárne prostredia od bahnitého dna panvy cez gravitačné prúdy, prevažne zastúpené turbiditmi, až po svah šelfu a plytkovodné otvorené jazero na zaplavených kryhách (Sztanó et al., 2016). Jeho hrúbka poukazuje na batymetrické rozdiely spôsobené tektonikou.

Normálna regresia brakického Panónskeho jazera a nahradenie sedimentácie *ivanského súvrstvia* deltovým *beladickým súvrstvím* v študovanej oblasti prebehla už počas postriftového štádia vývoja panvy pred 8,9 – 8,7 mil. rokov (obr. 5.6.1). Hrúbka *ivanského súvrstvia* dosahujúca maximá 430 – 530 m (obr. 5.1.4, 5.1.5) a vekové rozpätie transgresie a regresie ca 11,6 – 8,7 mil. rokov naznačuje rýchlosť akomodácie želiezovskej depresie v ráde ~ 150 – 180 m . Ma^{-1}. *Ivanské súvrstvie* v profiloch vrtov Nová Vieska-1 a Modrany-1 tvoria prevažne kalovce. Je to spôsobené pozíciou tejto oblasti na relatívne vyvýšenom okraji v porovnaní s panvovým prostredím gabčíkovskej depresie hlbokým niekoľko sto metrov. Turbiditné prúdy transportujúce piesčitý sediment tak boli v prevažnej miere topograficky obmedzené na hlbšie časti Dunajskej panvy.

5.7. ŠTÁDIUM POSTRIFTU POČAS PANÓNU (~ 9,5 – 6,0 MIL. ROKOV)

Postriftové štádium vo vývoji panvy nasleduje jej rifting. Je spojené s poklesom intenzity extenznej subsidencie, teda poklesom miery pohybu na poklesových zlomoch, pričom prevažuje termálna subsidencia (Allen a Allen, 2013; Cloetingh et al., 2015). Litosféra sa dostáva do teplotného stavu pred jej extenziou, čo vedie k jej relaxácii, ochladeniu a zmršteniu (McKenzie, 1978; Allen a Allen, 2013). V panvovom meradle výplň Dunajskej panvy mladšia ako 9,5 mil. rokov okrem výnimiek nevykazuje porušenie zlomami. Subsidenčná analýza zároveň preukázala pokles v rýchlosti akomodácie naprieč panvou (Nováková, 2021; Šujan et al., 2021).

Sedimentácia prevažne piesčitého *beladického súvrstvia* uloženého nad dominantne kalovcovým *ivanským súvrstvím* prebiehala v oblasti juhovýchodu Podunajskej nížiny už počas postriftového štádia, približne medzi 9,1 – 8,7 mil. rokov (obr. 5.6.1). Zmena prostredia nastala v dôsledku progradácie depozičného systému svahu šelfu a delty paleo-Dunaja zo severozápadu (Magyar et al., 2013; Sztanó et al., 2016; Šujan et al., 2016). Uvedená normálna regresia pokračovala smerom na juhovýchod prekrytím Zadunajského stredohoria deltovými sedimentmi.



Obr. 5.7.1. Distribúcia riečnych kanálov v profiloch vrtov plytkého štruktúrneho prieskumu série Iža a Svodín. Datovanie autigénnym $^{10}Be/^{9}Be$ preukázalo rozdielnu rýchlosť akomodácie, ktorá spolu s priestorovou distribúciou poukazuje na aktivitu sz.-jv. orientovaného zlomového systému (Šujan et al., 2020).

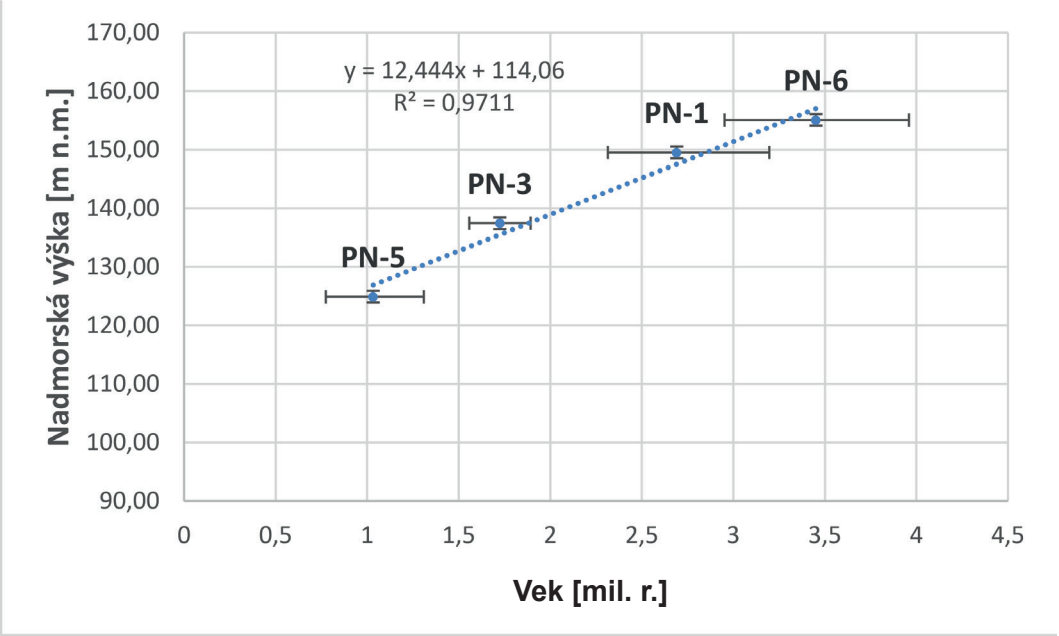
Následne sa v želiezovskej depresii ukladalo *volkovské súvrstvie* nív meandrujúcich a anastomujúcich riek (Šujan et al., 2020). Rýchlosť akomodácie v jz. časti územia dosahovala ~ 200 m . Ma^{-1}, zatiaľ čo na severozápade boli hodnoty rýchlosti akomodácie len na úrovni ~ 50 m . Ma^{-1} (obr. 5.7.1). Uvedený rozdiel ovplyvnil distribúciu riečnych fácií. Na JZ od línie spájajúcej Gbelce a Nové Zámky prevažujú piesky riečnych kanálov, zatiaľ čo na SZ sa ukladali prevažne nivné kaly. Preto sa predpokladá aktivita sz.-jv. orientovaného zlomového systému počas postriftového štádia ako výnimky v rámci panvy (obr. 9) (Šujan et al., 2020). Otázkou ostáva, prečo toto zlomové rozhranie nebolo rozpoznané staršími prieskumami reflexnou seizmikou v oblasti (obr. 5.1.3) (Vašek et al., 1967; Beinhauerová a Paulík, 1968; Holzbauer et al., 1968). Aj na početných odkryvoch *volkovského súvrstvia* je zlomové porušenie sporadické, s výnimkou lokality Kolta, ktorá sa pravdepodobne nachádza na špecifickom mieste v blízkosti zlomového systému (Vojtko et al., 2019).

5.8. ŠTÁDIUM INVERZIE PANVY (~ 6,0 MIL. ROKOV AŽ DNEŠOK)

Inverzia panónskeho panvového systému je proces prebiehajúci časovo transgresívne naprieč regiónom v rozmedzí 8 – 4 mil. rokov (Fodor et al., 2005; Horváth et al., 2006; Bada et al., 2007; Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2007; Uhrin et al., 2009). V prípade oblasti Dunajskej panvy bol jej začiatok stanovený na základe geochronologických údajov na 6,0 mil. rokov (Šujan et al., 2018, 2021). Boli interpretované viaceré príčiny tohto procesu, ktoré medzi sebou viac či menej geneticky súvisia: 1. tlak litosférickej mikroplatne Adria z juhozápadu, 2. topograficky indukované gravitačné stresy spôsobené nerovnomerným rozmiestnením horninových más po riftingu, 3. diferenciálne zaťaženie oblastí paniev a odľahčenie krýh denudovaných počas riftingu spôsobujúce elastické prehnutie litosféry, 4. celková kontrakcia litosféry pôsobiaca v rôznej miere na jej jednotlivé, reologicky odlišné vrstvy (vrchná a spodná kôra, vrchný plášť), ktoré boli vystavené termomechanickým zmenám po ukončení riftingu (Burov a Cloetingh, 1997; Bada et al., 2001; Jarosinski et al., 2011; Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2020; Tari et al., 2020). Výsledkom súhry uvedených procesov bolo vrásnenie v škále litosféry na viacerých vlnových dĺžkach, ktoré viedlo k výzdvihu a denudácii okrajov paniev prislúchajúcich k antiklinálam a zároveň k poklesu centrálnych depresií paniev. Veľká časť výplní paniev bola preto prehnutá a naklonená (Vakarcs et al., 1994; Horváth, 1995; Dunkl a Frisch, 2002). Je dôležité poznamenať, že miera prispenia jednotlivých opísaných procesov k výslednej kinematike sa pravdepodobne mení naprieč panvovým systémom.

Aj keď sa môže Dunajská panva javiť ako príliš vzdialená od oblastí ako Sávska panva a panva Zala, kde boli opísané tzv. sávske vrásy spôsobené inverziou (Tari, 1994; Uhrin et al., 2009; Tari et al., 2020), podobné formy boli nedávno dokumentované aj z južného okraja Dunajskej panvy na prechode k Zadunajskému stredohoriu (Koroknai et al., 2020). Vrchnomiocénnu výplň panvy tvoria pôvodne subhorizontálne uložené vrstvy, ktorých dnešné prehnutie do megavrásovej štruktúry je dobre pozorovateľné na reflexnoseizmických rezoch (obr. 5.3.1). Synklinála je lokalizovaná v gabčíkovskej depresii a osi antiklinál sú tvorené Malými Karpatmi a Zadunajským stredohorím. Kvartérne sedimenty sú v jv. časti Podunajskej nížiny uložené s uhlovou diskordanciou na tiltovanej vrchnomiocénnej sukcesii (obr. 5.3.1). Diferenciálny výzdvih v oblasti bol pozorovaný na základe zmeny geometrie riečnych terás Hronskej tabule (Šujan a Rybár, 2014), ako aj v terasovom systéme vrchov Gerecse a oblasti Győr – Tata (Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2020). Zároveň možno konštatovať absenciu významnejšieho zlomového porušenia vo výplni panvy aktívneho po 6 mil. rokov, dokonca aj na rozhraní Dunajskej panvy a Zadunajského stredohoria. Dokladajú to výsledky plytkého reflexnoseizmického prieskumu, ktorý vykonali Ruszkiczay-Rüdiger et al. (2020) z hladiny Dunaja. Interpretácia vytvorenia megavrásovej geometrie v dôsledku inverzie panvy je preto teória najlepšie vysvetľujúca pozorovanú geologickú stavbu Dunajskej panvy a konkrétne aj želiezovskej depresie (obr. 5.6.1).

Inverzia panvy je proces prebiehajúci kontinuálne dodnes. Na stabilný výzdvih poukazuje existencia systémov riečnych terás Dunaja na jeho južnej strane (Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2016, 2018, 2020) a zároveň systém terás v oblasti Hronskej tabule (Šujan a Rybár, 2014), ktoré boli datované hĺbkovými profilmi *in situ* produkovaných kozmogénnych nuklidov ^{10}Be a ^{26}Al výskumom v rámci tejto práce (obr. 5.8.1). Spolu s preukázanou kontinuálnou akumuláciou sedimentov v superpozícii v gabčíkovskej depresii (Šujan et al., 2018; Moravcová et al., 2018; Lehotský et al., 2022) je zjavná stála kinematika diferenciálnych procesov antiklinály a synklinály.



Obr. 5.8.1. Vývoj veku expozície riečnych terás Hrona datovaných hĺbkovými profilmi in situ produkovaných kozmogénnych nuklidov ^{10}Be a ^{26}Al v závislosti od nadmorskej výšky bázy terás. Rýchlosť zarezania sa/relatívneho výzdvihu dosahuje 11,255 m . Ma^{-1} na základe lineárnej regresie v rámci rozsahu analytickej chyby výpočtu vekov terás.

6. ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV

Geofyzikálna preskúmanosť

Zásadný význam pri definovaní hlbšej i plytšej stavby každej panvy majú metódy s hlbokým dosahom, predovšetkým gravimetria, magnetometria, seizmika a magnetotelurika. Pri skúmaní územia regiónu Podunajská nížina-jv. časť ich významne podporili aj geoelektrické merania. Viaceré iné geofyzikálne metódy slúžili viac špeciálnym požiadavkám pri definovaní rôznych geologických a ložiskových problémov.

História geofyzikálneho prieskumu a výskumu v slovenskej časti Podunajskej nížiny je veľmi pestrá a obsiahla a jej podrobné spracovanie možno nájsť vo viacerých správach (napr. Šefara et al., 1987; Džuppa et al., 1993; Pašiaková, 2014).

Gravimetria

Systematické mapovanie územia Slovenska je späté s vybudovaním gravimetrickej siete v Československu (tiažový systém 1957) a začalo sa v mierke 1 : 200 000 (Ibrmajer, 1963). Tiažové merania boli vykonané na celom území Československa s hustotou 1 bod/5 km^2 a skončili sa v roku 1962. Časť týchto meraní je zahrnutá v gravimetrickej databanke 1 : 25 000.

Gravimetrické merania v slovenskej časti Dunajskej panvy sa začali v roku 1959 (Blížkovský a Adam, 1959; Blížkovský et al., 1960) v mierke 1 : 25 000 s hustotou meraní 3 – 6 bodov/km^2 a boli stimulované vyhľadávaním uhľovodíkov v panve. Merania v celej slovenskej časti Dunajskej panvy boli dokončené v priebehu úlohy *DANREG* (Džuppa et al., 1993). Hlavnou úlohou gravimetrie v slovenskej časti panvy bolo skúmanie reliéfu predkenozoického podložia (napr. Odstrčil a Paulík, 1966; Šefara et al., 1987; Fusán et al., 1971, 1987; Bielik, 1984; Bielik et al., 1986) technikou odkrytých gravimetrických máp. Hlavným a často riešeným problémom bola kolárovská anomália (napr. Bielik, 1984; Bielik et al., 1986; Sitárová et al., 1984, 1994). Kvalitný obraz predkenozoického reliéfu panvy z hľadiska možností gravimetrie predstavujú práce Šefaru et al. (1987) a Killényiho a Šefaru (1989) a interpretácie v rámci projektu *DANREG* (Džuppa et al., 1993). V práci *Atlas hlbinných reflexných seizmických profilov Západných Karpát a ich interpretácia* (Vozár a Šantavý, 1999) je v kapitole *Tiažové pole Slovenska – mapa ÚBA a charakteristika regionálnych tiažových anomálií* venovaná pozornosť tiažovému poľu regiónu Podunajskej nížiny v podkapitole *2a. Dunajsko-vážska oblasť* (Szalaiová et al. in Vozár a Šantavý, 1999). Ďalšou prácou, ktorá sumarizuje výsledky geofyzikálnych meraní na území SR a obsahuje mapy ÚBA, mapy reziduálnych tiažových anomálií a lineárnych prvkov tiažového poľa v mierke 1 : 200 000, je *Atlas geofyzikálnych máp a profilov* (Kubeš et al., 2001).

Magnetometria

Prvé mapovanie magnetického poľa slovenskej časti Dunajskej panvy sa realizovalo v rokoch 1947 – 1948. Tieto merania spracoval Müller (1958) do prvej mapy magnetických anomálií vertikálnej zložky geomagnetického poľa slovenskej časti Dunajskej panvy. Detailnejšie pozemné merania prebehli v rokoch 1958 – 1961, ktoré spracoval Man (1962) do novej mapy izoanomál DZ. V 80. rokoch minulého storočia bol v severnej a severovýchodnej časti Dunajskej panvy urobený letecký magnetometrický prieskum (Gnojek a Janák, 1986).

V roku 1988 sa realizovali profilové merania regionálneho charakteru (Kubeš a Fiľo in Kubeš et al., 1989) s cieľom overiť a spresniť charakter poľa anomálií zistených už predtým plošnou gravimetriu. Zistené magnetické anomálie boli predmetom interpretácie, ktorú v Podunajskej nížine vykonali Gnojek a Kubeš v roku 1991.

V roku 2001 sa skončili práce na *Atlase geofyzikálnych máp a profilov*, pričom bola zostavená zjednotená magnetická mapa Slovenska. Boli modelované a interpretované prakticky všetky významnejšie magnetické anomality územia SR, teda aj v oblasti Podunajskej nížiny (Kubeš et al., 2001).

Tektonickú klasifikáciu magnetických anomálií v predkenozoických útvaroch Slovenska vykonali Kubeš et al. v roku 2010.

Detailné profilové merania magnetického poľa boli súčasťou aj komplexných geofyzikálnych prác (napr. Tkáčová a Komora, 1975), pri realizácii ktorých riešitelia predpokladali výskyt magnetických hornín. Ide hlavne o východnú a juhovýchodnú časť regiónu s výskytom vulkanických hornín.

Rádiometria

Preskúmanosť rádiometrickými metódami – gamaspektrometria (prírodná a umelá rádioaktivita), radónový prieskum, rádiohydrochemické vzorkovanie podzemnej a povrchovej vody vrátane meraní plošnej aktivity

^{137}Cs – bola v študovanom území súčasťou riešenia viacerých geologických úloh s rôznym zameraním a rôznymi mierkami prieskumných prác.

Leteckou gamaspektrometriou v M 1 : 25 000 je región preskúmaný v oblasti medzi obcami Farná – Salka – Ipeľský Sokolec. Lietanie sa uskutočnilo v roku 1979 a komplexné zhodnotenie bolo súčasťou riešenia projektu *Souhrnné zpracování letecky měřených geofyzikálních polí vnitřních Karpat do měřítka 1 : 50 000* (Gnojek a Janák, 1986).

Celý región je pokrytý pozemnou gamaspektrometriou a radónovým prieskumom v mierke 1 : 200 000, v extravilánoch okresných miest v mierke 1 : 50 000 v zmysle zadania geologickej úlohy *Geologické faktory životného prostredia*. Súčasťou riešenia bolo aj vyhodnotenie výsledkov meraní plošnej aktivity ^{137}Cs na území Slovenska v mierke 1 : 200 000 (Daniel et al., 1999).

Gamaspektrometriou, radónovým prieskumom a rádiohydrochemickým vzorkovaním v mierke 1 : 50 000 bolo v sv. cípe regiónu preskúmané územie s pomerne malou rozlohou pri riešení geologickej úlohy *Ipeľský región (IPREG) – orientačný prieskum geologických činiteľov životného prostredia* (Tkáčová et al., 2006).

V rámci riešenia geologickej úlohy *Hodnotenie radónového rizika z geologického podložia miest s počtom obyvateľov nad 10 000 a okresných miest s vysokým a stredným radónovým rizikom* (Bezák, 1997) sa zrealizovali merania objemovej aktivity radónu (OAR) v pôdnom vzduchu v intravilánoch, resp. extravilánoch vybraných sídiel.

V mierkach 1 : 500 000, 1 : 200 000 a 1 : 50 000 boli všetky dostupné relevantné výsledky meraní prírodnej rádioaktivity (gamaspektrometria, radónový prieskum a rádiohydrochemické vzorkovanie podzemnej, resp. povrchovej vody) komplexne vyhodnotené a spracované jednotnou metodikou pri riešení rozsiahlej geologickej úlohy *Geologický informačný systém – GeoIS* (Gluch, 2014, in Káčer et al., 2014).

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

Geoelektrické merania

Začiatky geoelektrických meraní v Dunajskej panve siahajú do obdobia 50. a 60. rokov minulého storočia. Geofyzika Brno vykonala v roku 1959 prieskum na riešenie reliéfu predneogénneho podložia v širokom rozsahu v rámci Dunajskej panvy od nitrianskej hrasti na severe cez poklesávajúce kryhy smerom do galantskej priehlbne a čiastočne aj východné kryhy nitrianskej hrasti smerom do komárňanskej depresie. Rozstup sýtnych elektród bol až do 20 000 m (Prokeš a Šafránek, 1960).

Ďalšie geoelektrické práce sa realizovali v rokoch 1960 – 1963 v jv. časti panvy v oblasti Komárno – Kolárovo – Šurany – Hurbanovo – Kravany (ca 900 km^2). Úlohou bolo zmapovať priebeh neogénnych sedimentov pod kvartérnymi sedimentmi. Výsledky merania VES sú prezentované formou mapy izohýps štrkopieskového podložia v mierke 1 : 50 000 (Bárta, 1960, 1962, 1963).

V období 1971 – 1977 a 1986 sa realizoval geofyzikálny prieskum komárňanskej vysokej kryhy geoelektrickými metódami pomocou VES s dĺžkou roztiahnutia AB = 1 000 až 4 000 m a AB = 4 000 až 6 000 m v oblasti Marcelovej a Patiniec. Výsledky meraní sú vo forme geofyzikálno-geologických rezov a máp hĺbky mezozoického podložia, izolínií merného odporu bázy terciérnej výplne a máp izolínií merného odporu podložia v mierke 1 : 25 000 (Zbořil et al., 1972, 1977, 1986; Paulovičová et al., 1974).

Vo východnej časti regiónu v priestore Ipeľskej pahorkatiny robila Tkáčová geofyzikálny prieskum s dôrazom na geoelektrické merania VES s AB = 2 000 až 4 000 m (Tkáčová a Komora, 1975). Okrem VES boli použité aj metódy SOP a profilovej magnetometrie.

Hydrogeologický prieskum v roku 1981 v oblasti Hurbanova realizovaný pomocou VES s roztiahnutím prúdových elektród AB = 600 m sa zameral na vyhľadávanie vodonosných štruktúr. Výsledky sú zobrazené formou geofyzikálno-geologických rezov v mierke 1 : 25 000/1 : 1 000 a štruktúrno-geologickej mapy zostavenej podľa geofyziky v M 1 : 25 000 (Komora, 1981).

V roku 1988 sa uskutočnili geoelektrické merania metódou VES s roztiahnutím AB = 300 až 400 m v okolí Štúrova (Nána) s cieľom zmapovania kolektorov s akumuláciou podzemnej vody vhodnej na pitné účely. Merania sa sústreďovali najmä na kvartérne štrkopieskové náplavy vyšších hronských terás. Výsledky sú prezentované formou geofyzikálno-geologických rezov v mierke 1 : 10 000/1 : 1 000 (Májovský a Zbořil, 1988).

V tesnej blízkosti severne od regiónu pri Želiezovciach sa v roku 1988 (Májovský, 1988) realizovali geoelektrické merania, ktorých cieľom bolo zistiť hrúbku kvartérnych sedimentov a zmapovať reliéf ílovitého podložia.

Geoelektrický prieskum v okolí Kováčovských kopcov (dnes Burda) a Belianskych kopcov v projekte *Podunajsko – DANREG* sa zameriaval na neovulkanické horniny tejto oblasti a ich štruktúrno-tektonickú pozíciu v rámci územia. Výsledky sú interpretované v mapách izoohm pri AB = 200 a 600 m v mierke 1 : 100 000 a geofyzikálno-geologické rezy v mierke 1 : 50 000/1 : 10 000 (Tkáč a Tkáčová, 1994).

Jedným z posledných projektov zameraných na geofyzikálny prieskum pomocou geoelektrických metód bol už spomenutý projekt *Podunajsko – DANREG (Danube Region Environmental Geology Program DANREG)*. Bol to veľmi rozsiahly medzinárodný projekt, na ktorom spolupracovali okrem Slovenska aj Maďarsko a Rakúsko. Projektované práce sa začali v roku 1991 a v roku 1995 vyústili do spoločných máp a profilov v rôznych mierkach. Projekt riešil otázky vodohospodárskeho režimu uvedenej oblasti s jej zásobami podzemnej vody, najväčšími v strednej Európe, ale aj otázky ochrany životného prostredia. Za zvlášť dôležitú sa považovala otázka Vodného diela Gabčíkovo – Nagymaros. Z geoelektrických prác bola cielene v oblasti ako najvhodnejšia zvolená metóda VES. Okrem oblastí, ktoré sú v regióne Podunajskej roviny, bola zmeraná aj oblasť Komárno – Nové Zámky – Svodín – Moča. Uskutočnili sa merania VES s roztiahnutím prúdových elektród AB = 2 000 m a krokom merania 500 m. Úlohou bolo zistiť hrúbku kvartérnych sedimentov. Hlavným výsledkom interpretácie geoelektrických meraní boli mapa hrúbky kvartéru v mierke 1 : 100 000, mapy hrúbky panónu až pliocénu v mierke 1 : 200 000 a mapy rezistivity pri AB = 200 a 600 m (Džuppa et al., 1993; Tkáč a Tkáčová, 1994; Tkáčová et al., 1996).

V rámci geologickej úlohy *Atlas geofyzikálnych máp a profilov* boli komplexnejšie spracované merania VES pri AB = 2 000 až 4 000 m. Vytvorená databanka obsahuje základné údaje o VES, tzv. metadáta (označenie VES, súradnice, rozstupy elektród) z každej sondy. Výsledky projektu boli vyhodnotené na mapách izoohm zdanlivého merného odporu v troch hĺbkových úrovniach – AB = 600, 1 200 a 2 000 m (Kubeš et al., 2001).

Posledný projekt zameraný na geoelektrické merania sa skončil v roku 2008. Bol zrealizovaný v rámci tvorby geofyzikálneho archívu, registra a databanky geofyzikálnych údajov, pričom bola vytvorená databanka geofyzikálnych meraní VES (Gluch et al., 2003). Do tejto úlohy bol zapracovaný aj projekt *GEOMIND* s cieľom zostaviť medzinárodnú databanku metadát. Boli do nej zahrnuté sondy VES AB = 200 až 6 000 m spracované pri riešení tohto projektu (Gluch et al., 2008).

Pravdepodobne poslednou prácou zahŕňajúcou podstatnú časť Podunajskej nížiny je dizertačná práca *Geoelektrické merania v strednej časti dunajskej panvy: problémy interpretácie a ich geologicko-geofyzikálna interpretácia* (Pašiaková, 2014). Autorka v nej sumarizovala skúsenosti predchádzajúcich riešiteľov geoelektrických meraní v regióne Podunajskej nížiny.

Magnetotelurika

Magnetotelurika ako pomerne mladá geofyzikálna metóda bola úspešne použitá v Dunajskej panve na maďarskej aj slovenskej strane. Výsledky magnetotelurických meraní spracovali Varga et al. in Džuppa et al. (1993). V rámci výskumu Malej uhorskej nížiny (ELGI Budapešť) a spoločného maďarsko-slovenského projektu *DANREG* bola magnetotelurika využitá na profilové zmapovanie rábskej línie a vzťahov veporika k Zadunajskému stredohoriu (blok Pelsó) v hĺbke. Komplexná mapová a profilová dokumentácia je zhrnutá v správe za geofyzikálnu časť projektu *DANREG* (Džuppa et al., 1993).

Seizmika

Územím jv. časti Podunajskej nížiny neprechádza žiaden významný reflexný seizmický profil. Zo západu sa ho dotýka záver regionálneho profilu 556/82, 83, ktorý je popísaný v *Atlase hlbinných reflexných seizmických profilov Západných Karpát* (Vozár a Šantavý, 1999). Ťažisko záujmu seizmických meraní leží viac na západ od regiónu jv. časti Podunajskej nížiny v centrálnej depresii Podunajskej nížiny.

Fyzikálne vlastnosti hornín

Fyzikálne vlastnosti hornín sa zisťovali v hlbokých vrtoch v slovenskej časti Dunajskej panvy v rámci rôznych geofyzikálnych úloh (napr. Husák, 1977, 1984, 1986; Uhmann, 1959; Uhmann a Dvořáková, 1985; Lizoň, 1982; Král et al., 1985, 1992). Boli stanovené hustotné, magnetické a odporové vlastnosti a geotermálna energia.

Z poznatkov o hustotných parametroch hornín zo širšieho okolia komárňanskej kryhy je možné usudzovať na ich značnú variabilitu. Hodnoty objemovej hustoty hornín budujúcich predkenozoický substrát sa pohybujú v rozmedzí 2,40 – 2,84 kg . dm^{-3} (Zbořil et al., 1986).

Výskum magnetických vlastností hornín v danom regióne priniesol poznatky o vysokých hodnotách magnetických parametrov pyroxénických andezitov, ale predovšetkým bazaltov a bazanitov. Parameter KAPA dosahuje v prípade týchto hornín hodnoty od zhruba 24 000 . 10^{-6}[SI] do ca 31 000 . 10^{-6}[SI].

Odporové vlastnosti hornín študovaného územia, predovšetkým širšieho okolia komárňanskej kryhy, boli získané zo starších karotážnych meraní, z výsledkov parametrických meraní na vrtoch a zisteného merného odporu z geoelektrických meraní. Merný odpor hornín sa pohyboval v intervale od jednotiek Ω . m do zhruba 1 250 Ω . m. Najnižšie hodnoty mali ílovité sedimenty a najvyššie hodnoty merného odporu mali štrkopiesky kvartéru nad hladinou podzemnej vody.

Vrtný a geotermálny prieskum

Vrtný prieskum sa v slovenskej časti Dunajskej panvy uskutočňoval v rôznych etapách a s rôznymi cieľmi. Mapovacie vrty, hydrogeologické vrty a vrty uhoľného prieskumu, okrem výnimiek, sú plytšie a menej významné. Pre systematickejšie poznanie plytších aj hlbších častí výplne jv. časti Podunajskej nížiny má význam predovšetkým 16 geotermálnych vrtov s hĺbkou maximálne 1 900 m (Komárno-Nová Stráž, FGK-1), ktoré sú sústredené najmä v južnej časti regiónu. Najhlbším vrtom v regióne je vrt Nová Vieska-1 (NV-1, 3 171 m). Paradoxne, tento vrt predkenozoické podložie nezastihol, skončil sa v paleogénnych sedimentoch (2 533 – 3 171 m).

Charakter tiažového poľa

Tiažové pole jv. časti Podunajskej nížiny (obr. 6.1) je charakteristické prevažne zápornými hodnotami. Zodpovedá to charakteru výplne panvy – predovšetkým ľahké neogénne sedimenty (íly a pieskovce) s pomerne tenkou vrstvou kvartérnych štrkopieskov a spraší. Výnimkou sú okrajové oblasti pri hranici s Maďarskom, kde pole ÚBA dosahuje kladné hodnoty. Ide o prejav starších hornín predkenozoického komplexu.

Zo západu zasahuje do regiónu okraj kladnej kolárovskej anomálie (p5) (obr. 6.4), ktorej centrum leží na území Podunajskej roviny. Charakterom poľa nadväzuje na líniu kladných hodnôt smerom na SV k Leviciam a na JV ku Komárnu a Štúrovu. O jej geologické vysvetlenie sa pokúsilo množstvo autorov od 60. rokov minulého storočia. Použitá diferenčná hustota zodpovedá hodnotám 3,10 – 3,15 kg . dm^{-3}, čo navodzuje prítomnosť horninových komplexov gabroidného charakteru v hĺbke od 6 do 19 km.

Najvýraznejšia kladná anomália v tomto regióne leží pri južnej hranici s Maďarskom a je prejavom predkenozoických hornín komárňanskej kryhy. Tie vystupujú v oblasti Štúrova až do úrovne ca 70 m pod povrchom. Len okrajovo pri východnej hranici s Maďarskom sa nachádza nevýrazná kladná anomália. Ide o prejav šahansko-ábelovskej elevácie.

Dominantným a plošne najrozsiahlejším prvkom je záporná anomália (m6) (obr. 6.4) ležiaca v centrálnej časti regiónu. Podľa Szalaiovej et al. (in Vozár a Šantavý, 1999) ide o tzv. železovskú zápornú anomáliu, ktorá je odrazom veľkej hrúbky ľahkých neogénnych sedimentov dubníckej depresie.

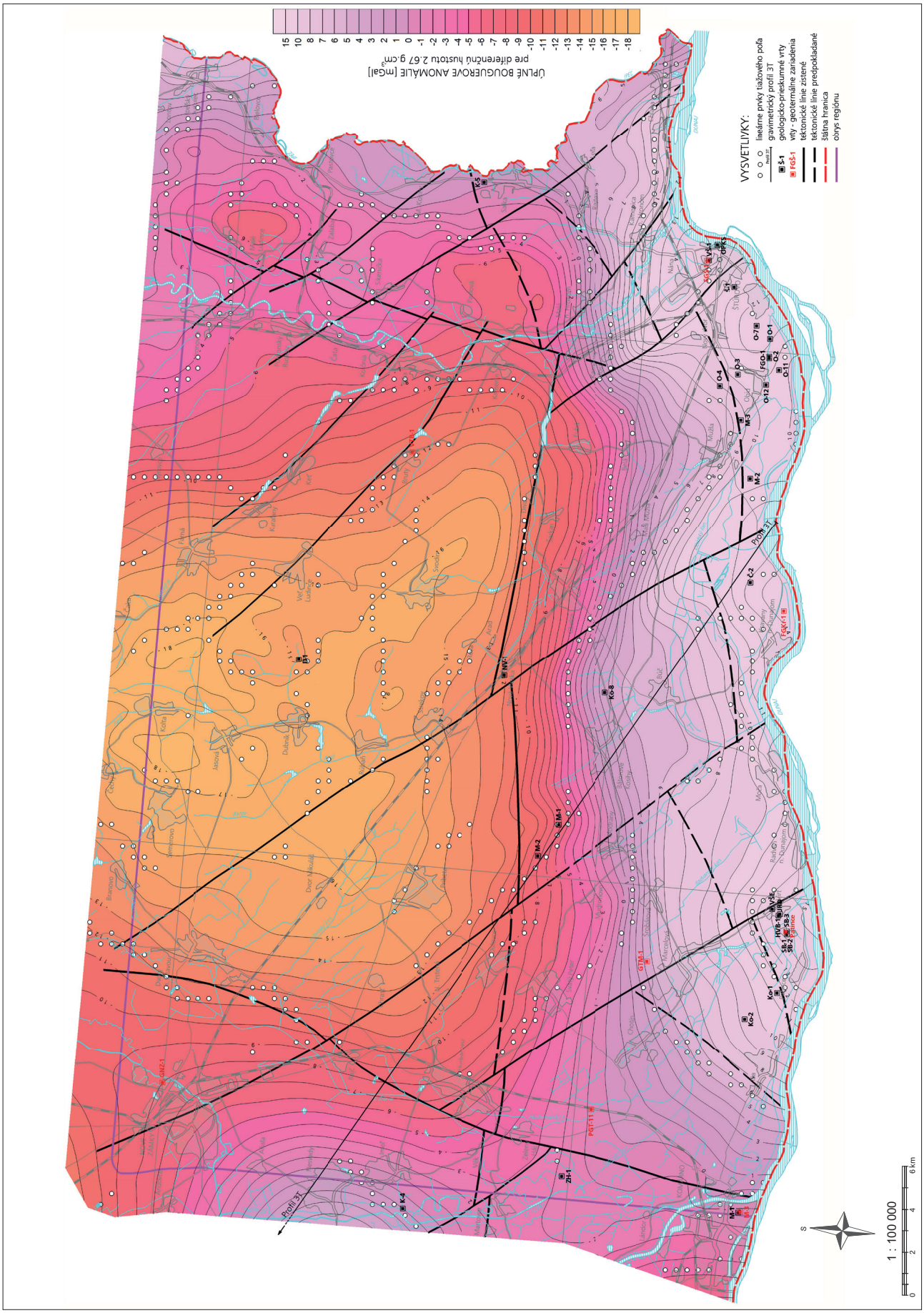
Charakter magnetického poľa

Región jv. časti Podunajskej nížiny sa vyznačuje relatívne veľkým počtom kladných magnetických anomálií (obr. 6.2, 6.4). Záporné anomálie majú menšie zastúpenie. Zdroje anomálií sa nachádzajú nielen v sedimentárno-vulkanickom komplexe terciéru, ale aj v predkenozoickom podloží.

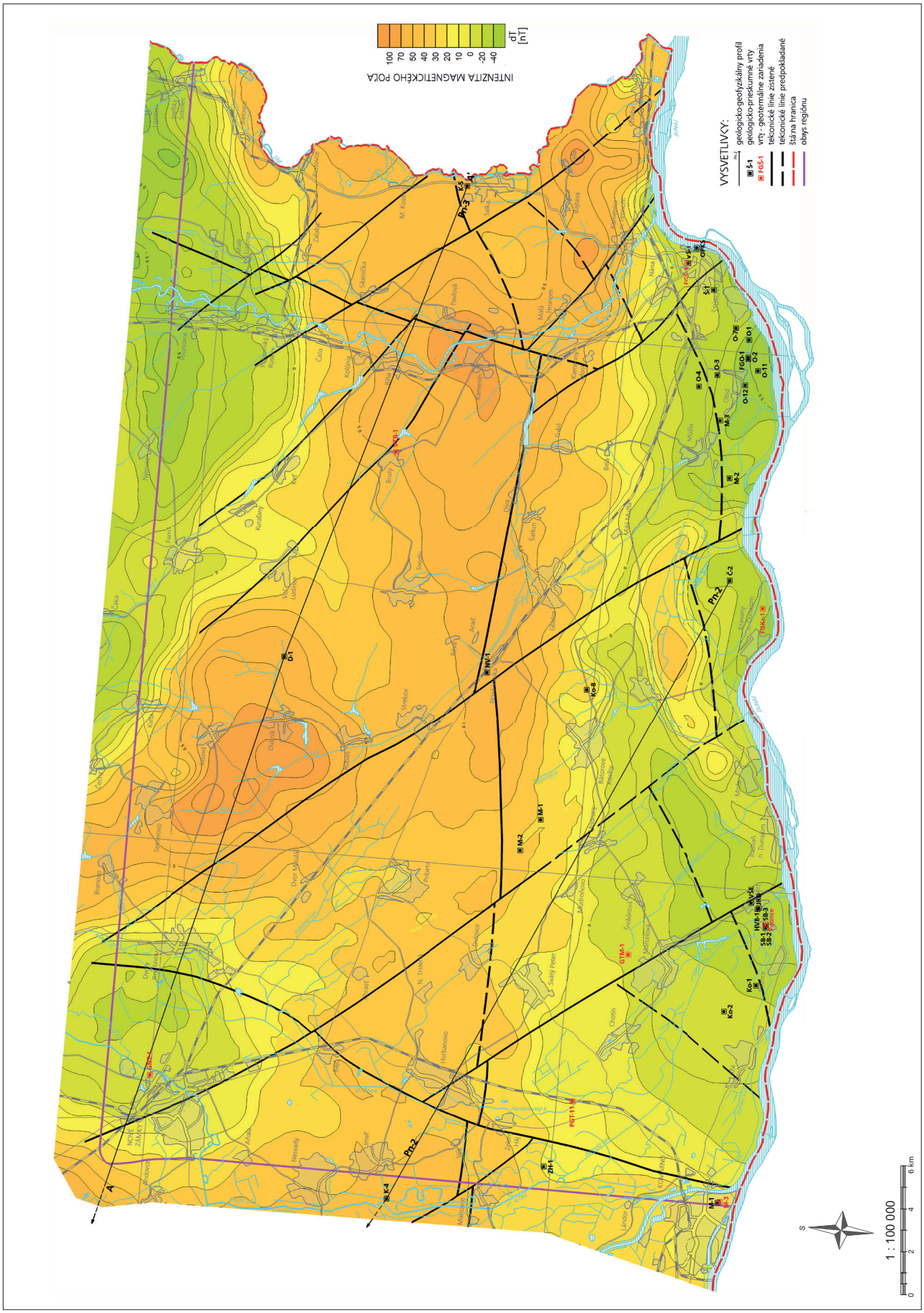
Hlavným zdrojom kladných magnetických anomálií v sedimentárno-vulkanickom komplexe sú produkty bádenského vulkanizmu s väčšou akumuláciou hrubozrnných vulkanoklastík a lávových prúdov s hrúbkou viac ako 1,5 km. Ich najväčšie rozšírenie predpokladáme v území Branovo – Dubník – b6 a b7 (2,3 – 2,5 km) (obr. 6.4).

Záporné anomálie pravdepodobne súvisia s reverzne magnetizovanými vulkanickými horninami spodnobádenského veku. S prejavom spodnobádenskej vulkanickej aktivity je pravdepodobne spätá aj nevýrazná záporná anomália v okolí Nových Zámkov – a4. Zápornými anomáliami sú sprevádzané aj produkty spodnobádenského vulkanizmu pohoria Burda – a5 (obr. 6.4).

Zdroje hlbokých anomálií v oblasti južného Slovenska môžu byť trojakého druhu: horniny v kryštaliniku tatrika a veporika (báziká, bázickejšie diferenciáty granitoidov, svory), fragmenty južného kadómskeho fundamentu a ultrabázické horniny, ktoré intrudovali pri riftingu kôry najmä v terciéri a boli spojené s výstupom lokálnych astenolitov.



Obr. 6.1. Mapa Bouguerových anomálií (Zeman a Gluch, 2017, in Zeman et al., 2020).



Obr. 6.2. Magnetická mapa (Zeman a Gluch, 2017, in Zeman et al., 2020).

Nevýrazná, ale plošne rozsiahla magnetická anomália zhodujúca sa s intenzívnou kladnou tiažovou anomáliou v okolí Kolárova (c6) (obr. 6.4) sa dáva do súvisu s mohutným telesom gabroamfibolitov (gabrodioritov) s horným okrajom v hĺbke 5,5 km. Štruktúrne vrty Kolárovo K-2, K-3 a K-4 nedokázali prítomnosť vulkanických hornín vo výplni panvy. Nejednoznačná je interpretácia zdrojov plošne rozsiahlej nevýraznej anomálie c7 južne od Dubníka s hĺbkou zdroja okolo 4 km. V mieste anomálie bol lokalizovaný vrt D-1 (Dubník) s konečnou hĺbkou 2 821 m. Sedimentárny komplex je v maximálnej miere zastúpený nemagnetickými horninami.

V širšom okolí Bíne registrujeme magneticky aktívny komplex c8 (bíňanská anomália) (obr. 6.4) v hĺbke asi 4 km. Zdrojom môžu byť metamorfované horniny južného veporika (napr. svory s granátom). Nasvedčuje tomu aj orientácia anomálie v smere JZ – SV, t. j. v smere štruktúry veporickej tektonickej jednotky. V blízkosti centra anomálie je lokalizovaný vrt K-5 (Salka) s konečnou hĺbkou 1 064 m. V prevŕtaných sedimentoch spodného až vrchného bádenu sa v intervale 400 až 800 m zistili len vrstvy tufov a tufitov a vrstva andezitov hrubá 40 m (interval 660 – 700 m). Táto vrstva zistená vrtom nemôže byť zdrojom bíňanskej magnetickej anomálie.

V území medzi Komárnom a Štúrovom sa zistila búčska magnetická anomália c9 (obr. 6.4). Jej zdroj bol interpretovaný v hĺbke okolo 0,6 km pod povrchom. Zdrojom anomálie sú pravdepodobne bázické až ultrabázické horniny v podložnom mezozoickom komplexe.

Interpretovaná plošná aj priestorová pozícia magnetických hornín v terciéri a v jeho podloží umožňuje celý študovaný región rozdeliť na niekoľko čiastkových magnetických štruktúr, oddelených od seba výraznými fyzikálnymi rozhraniami základných smerov S – J a Z – V, resp. ZJZ – VSV.

Charakteristika poľa prírodnej a umelej rádioaktivity

Z hľadiska prírodnej rádioaktivity je možné územie hodnotiť ako oblasť s nízkou koncentráciou prírodných rádionuklidov (K, eU a eTh) aj nízkou úrovňou celkovej prírodnej rádioaktivity (eUt). Koncentrácia draslíka K [%] je nízka, monotónna a pohybuje sa v rozmedzí 0,8 – 1,7 %, so strednou hodnotou 1,2 %, t. j. tesne pod úrovňou celoslovenského priemeru (1,3 %).

Koncentrácia ekvivalentného uránu eU [ppm] je prevažne nízka a je v intervale 0,6 – 5,2 ppm, s priemernou hodnotou 2,6 ppm (úroveň strednej prírodnej rádioaktivity) a zodpovedá hodnote celoslovenského priemeru. Najvyšší obsah (5,2 ppm) bol bodovo sledovaný pri obci Radvaň nad Dunajom vo fluviálnych/fluviálno-eolických sedimentoch. Zdroj je zrejme antropogénny a môže byť spôsobený napr. depozitom priemyselných hnojív využívaných v poľnohospodárstve.

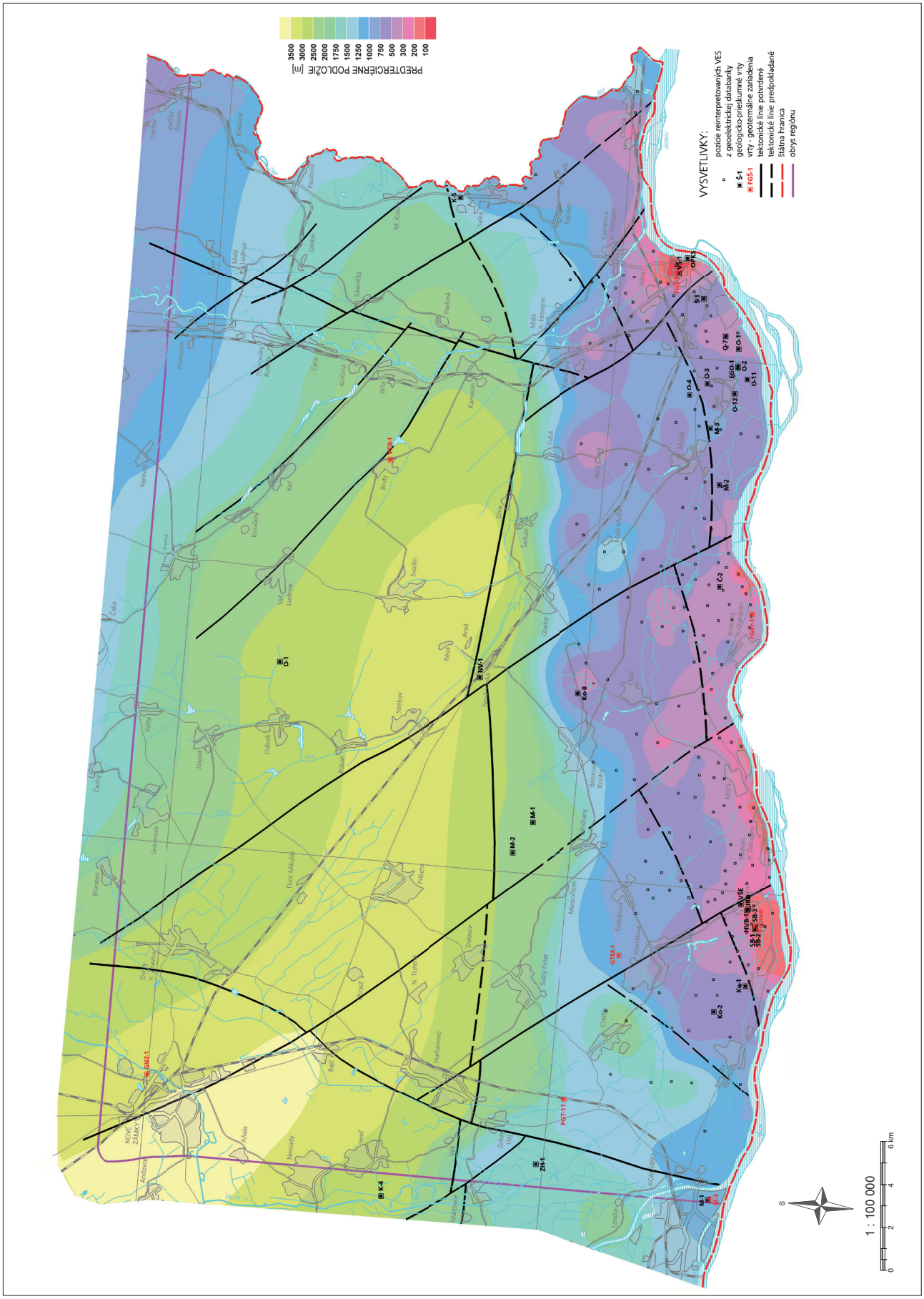
Koncentrácia ekvivalentného tória eTh [ppm] je monotónna, nízka a pohybuje sa v rozmedzí 2,6 – 11,1 ppm, so strednou hodnotou 7,1 ppm, čo je pod úrovňou celoslovenského priemeru.

Úroveň eUt v regióne je nízka, distribúcia hodnôt je monotónna a pohybuje sa v rozmedzí 5,1 – 13,3 ur, so strednou hodnotou 9,5 ur, t. j. pod úrovňou celoslovenského priemeru.

Výsledky geoelektrických meraní

Vzhľadom na dostatočne podrobnú geoelektrickú preskúmanosť regiónu jv. časti Podunajskej nížiny bolo možné zostrojiť mapy zdanlivej rezistivity z meraní VES a taktiež mapu litologicky aj geoelektricky výrazných štrkopieskových sedimentov kvartéru. Pri spracovaní údajov bola použitá databáza informácií o VES z práce *Databanka geofyzikálnych meraní – vertikálne elektrické sondovanie* (Gluch et al., 2008). Pri voľbe metodiky boli využité poznatky získané z predchádzajúcich geofyzikálnych meraní v tomto regióne. Hustota spracovaných VES – 1 VES/km^2 – bola zvolená s ohľadom na mierku výstupných máp 1 : 100 000. Boli použité štyri hĺbkové úrovne roztiahnutia sýtiacich elektród AB/2 = 10 m, 50 m, 100 m a 300 m. Rezistivita prostredia bola rozčlenená do troch úrovní:

1. nízko odporové prostredie s hodnotami zdanlivého merného odporu do 50 Ωm predstavujú ílovité a ílovito-piesčité sedimenty;
2. prostredie so strednými hodnotami zdanlivej rezistivity 50 – 200 Ωm zodpovedá prevažne horninám so štrkovito-piesčitým zložením a zvetraným karbonátom podložia;
3. vysoko odporové horniny nad 200 Ωm predstavujú hrubozrnné štrkové sedimenty, resp. horniny podložia.



Obr. 6.3. Mapa predkenozoického podložia (Zeman, Gluch a Dzurenda, 2018, in Zeman et al., 2020).

Mapa hrúbky kvartérnych sedimentov

Výsledkom kvantitatívneho spracovania meraní VES zo študovaného územia je mapa hrúbky kvartérnych sedimentov. Podobne ako mapy zdanlivej rezistivity bola táto mapa skonštruovaná v mierke 1 : 100 000. Región možno zhodnotiť ako územie s významným podielom kvartérnych sedimentov. Ich hrúbka je väčšia (rádovo desiatky metrov) hlavne v centrálnej oblasti pri obciach Farná a Svodín, kde sa kombinujú fluviálne sedimenty terás Hrona s eolickými a eolicko-deluviálnymi sedimentmi. Pri Svodíne dosahujú hrúbku až do 50 m a v teréne sa vyznačujú morfologicky výraznými pahorkami. Na prevažnej časti územia je hrúbka kvartérnych sedimentov do 10 m, okrem spomínaných oblastí pri Dunaji a v miestach akumulácií eolických sedimentov.

Mapa predkenozoického podložia a zlomové porušenie územia

Z výsledkov reinterpretácie meraní VES, vrtov a údajov z práce Zbořila et al. (1986) a Kilényiho a Šefaru (1989) bola zostrojená mapa (obr. 6.3), ktorá podáva obraz o rozložení reliéfu predkenozoického podložia. Bola doplnená o zlomové porušenie jv. časti Podunajskej nížiny, ktoré bolo do mapy predkenozoického podložia zapracované v súčinnosti s geológmi (Hók a Šamajová, ústna informácia). Mapa predkenozoického podložia poskytuje pohľad na predpokladaný priebeh hornín predkenozoického veku, ktoré sú v pohraničnej oblasti pri toku Dunaja na území tzv. komárňanskej kryhy pomerne blízko pod povrchom (vrt Patince Sb-1, ca 130 m; vrt Štúrovo OPKS, ca 76 m). Od línie Komárno – Chotín – Modrany – Gbelce – Kamenný Most – Salka úroveň predkenozoického podložia výrazne padá z hodnoty zhruba 1 000 m až na hodnotu 3 500 m smerom na SZ k Novým Zámkom. Spomínaná línia sa približne zhoduje s priebehom hurbanovského zlomu, resp. zlomu Rába – Hurbanovo – Diósjenö z.-v. smeru, ktorý oddeľuje komárňanskú kryhu od dubníckej depresie na severe. Usmernenie upadania podložia na SZ sleduje smer do centrálnej depresie ležiacej na území Podunajskej roviny, kde sa predkenozoické horniny predpokladajú v hĺbke vyše 6 000 m.

Úroveň predkenozoického podložia v severnej a sv. časti regiónu pozvoľna stúpa a korešponduje s generálnym výzdvihom smerom k Leviciam. Severne od hurbanovskej línie je predkenozoické podložie zastúpené tektonickou jednotkou veporika (Fusán et al., 1987). Budujú ho horniny kryštalinika zastihnuté vrtmi série Kolárovo (Kolárovo-4) a vrtom Dubník-1 (Biela, 1978). Vo vrte Kolárovo-4 sú okrem sedimentov neogénneho veku prítomné granitoidné horniny. Vo vrte Dubník-1 boli v predkenozoickom podloží zastihnuté kryštalické bridlice (svory a amfibolity).

Zo súčasného poznania rozmiestnenia horninových komplexov na severnom a južnom okraji hurbanovského zlomu a geofyzikálnych indícií je možné predpokladať, že ide o nasunutie hornín Maďarského stredohoria na kryštalinikum veporika (Nemesi et al., 1997; Šefara et al., 1998). Údaje FT vekov z kryštalinika veporika (Koroknai et al., 2001; Hók et al., 2016) poukazujú na obnaženie veporického kryštalinika v priebehu eocénu. Najstaršie horninové sekvencie neogénu v danej oblasti, ktoré sedimentovali na kryštalinickom podloží, patria k spodnému bádenu, pričom najmladšie sedimenty oligocénu/spodného miocénu, ktoré sú korelovateľné s faciálnym vývojom budínskeho paleogénu, patria do obdobia egeru. Z toho vyplýva, že nasunutie horninových komplexov Maďarského stredohoria sa mohlo uskutočniť v priebehu oligocénu až najspodnejšieho miocénu (eger – egenburg). Priebeh hurbanovskej násunovej línie bol následne modifikovaný viacerými systémami zlomového porušenia, z ktorých najvýznamnejšie mali smer SZ – JV. Tieto zlomy boli aktívne počas spodného miocénu (Hók et al., 2016) a následne boli aktivované v období pleistocénu až ?holocénu (Čepek, 1938; Littva et al., 2015). V danom prípade nie je možné bez výhrad akceptovať smerné a kinematické charakteristiky zlomového porušenia, ako ich uvádzajú Gaža a Beinhauerová (1977).

Geotermálna charakteristika

Región jv. časti Podunajskej nížiny je podľa Franka et al. (1995a) územie, ktoré možno rozdeliť na tri, resp. štyri geotermálne oblasti. Na západnom okraji je to centrálna depresia, od hurbanovského zlomu na juh komárňanská kryha zložená zo severnej okrajovej a južnej vysokej kryhy a na sever od hurbanovského zlomu zvyšok regiónu je dubnícka depresia. Z praktického hľadiska je významná komárňanská kryha. Geotermálna aktivita vysokej kryhy je známa prirodzenými vývermi geotermálnej vody v Štúrove a Patinciach s teplotou 39 a 26 °C. Komárňanská okrajová kryha obkolesuje vysokú kryhu zo západu, severu a východu. Je v nej akumulovaná termálna voda s teplotou vyše 40 °C (maximálna doteraz zistená teplota je 68 °C). Režim geotermálnej vody vo vysokej kryhe podľa pozorovaní v Štúrove a Obide priamo závisí od kolísania hladiny vody v Dunaji (Franko et al., 1995b).

Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií (MGII)

Na mape geofyzikálnych indícií a interpretácií (obr. 6.4) sú znázornené najmä tie geofyzikálne anomálie a fyzikálne rozhrania, ktoré poskytujú všeobecný obraz o štruktúrno-tektonických a geologických pomeroch celého regiónu. Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií obsahuje tieto základné informácie:

- výrazné lineárne tiažové rozhrania,
- tiažové anomálie indikujúce prevažne elevačné a depresné formy predkenozoického podložia,
- lineárne prvky odvodené z magnetickej mapy s charakterom magnetických rozhraní,
- magnetické anomálie indikujúce magnetické hmoty v predkenozoickom podloží a produkty neogénneho vulkanizmu,
- geologické prieskumné vrty a geotermálne zariadenia.

Región jv. časti Podunajskej nížiny charakterizuje jedna výrazná záporná tiažová anomália (m6), ktorá sa rozprestiera v centrálnej časti regiónu a pokračuje na sever do susedného regiónu. Jej centrum je lokalizované približne pri obci Dubník, a preto nesie názov dubnícka depresia. Od tiažových elevácií je oddelená hustotnými rozhraniami s.-j. smeru na západnej strane (od kolárovskej elevácie p5) a z.-v. smeru od južne ležiacej tiažovej elevácie mezozoika komárňanskej kryhy (p6). Na východe je oddelená ssz.-jjv. orientovaným rozhraním od menej zreteľnej šahansko-ábelovskej elevácie (p7).

Na základe magnetickej mapy jv. časti Podunajskej nížiny (obr. 6.3) a jej kvantitatívnej a kvalitatívnej interpretácie predpokladáme, že anomálie magnetického poľa sú vyvolané štyrmi typmi zdrojov:

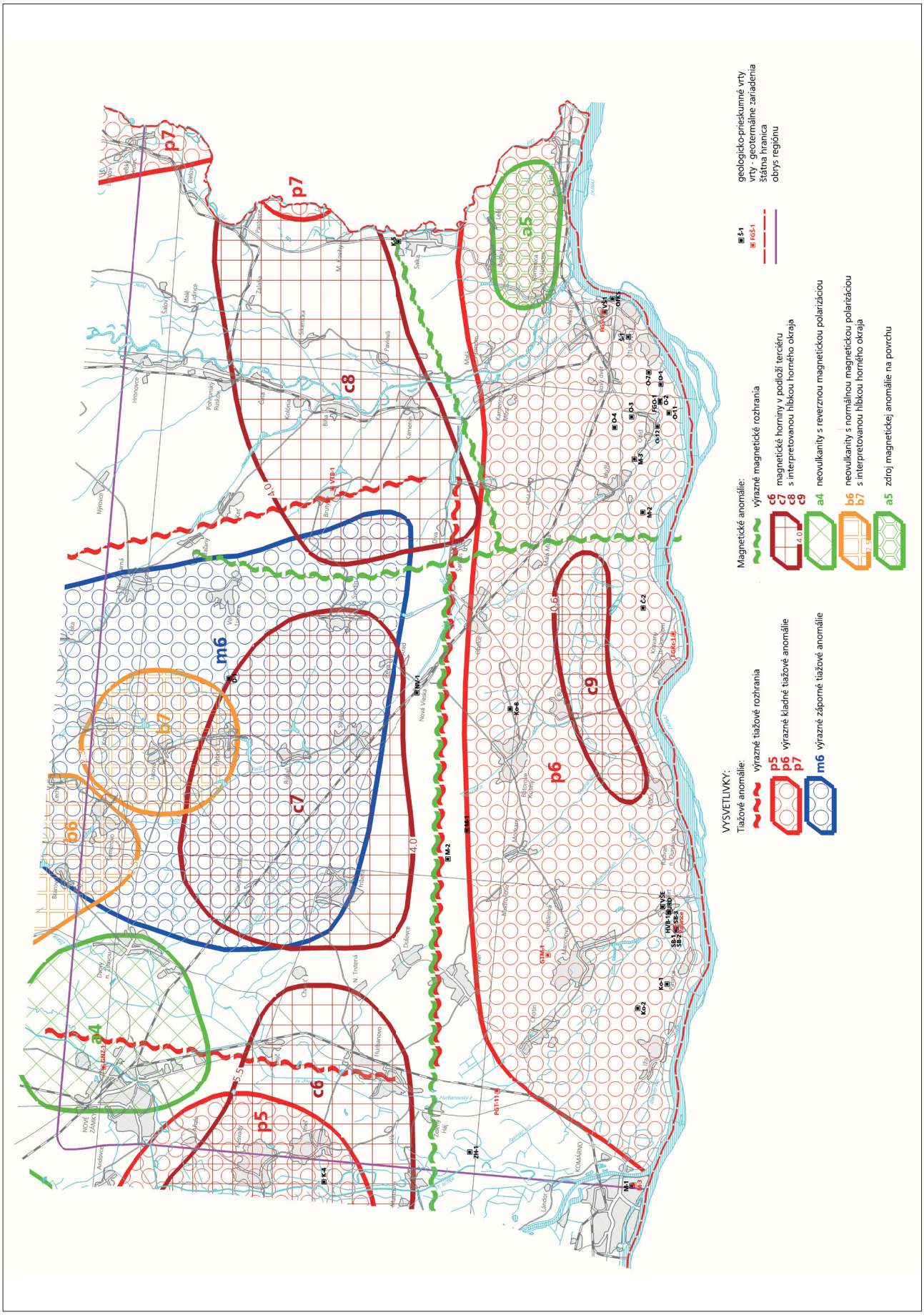
- magnetickými horninami neogénneho veku so zápornou magnetickou polaritou,
- magnetickými horninami neogénneho veku s kladnou magnetickou polaritou,
- magnetickými horninami predkenozoického podložia,
- magnetickými horninami na povrchu.

Zápornú anomáliu pri Nových Zámkoch (a4) dávame do súvisu s reverzne magnetizovanými vulkanickými horninami (obr. 6.4).

Hlavným zdrojom kladných magnetických anomálií (b6, b7) v sedimentárno-vulkanickom komplexe sú produkty bádenského vulkanizmu s normálnou magnetickou polarizáciou. Ďalším zdrojom menej výrazných kladných magnetických anomálií (c6, c7, c8) sú magnetické horniny v podloží kenozoických sedimentov. Pravdepodobne ide o horniny v kryštaliniku tatrika a veporika (báziká, bázickejšie diferenciáty granitoidov, svory). Na území komárňanskej kryhy možno sledovať aj kladnú magnetickú anomáliu (c9), ktorá je prejavom magnetických hornín v mezozoiku. V mieste, kde Dunaj opúšťa Slovensko, možno nájsť menej výraznú anomáliu (a5), ktorej zdrojom sú magnetické horniny na povrchu.

Rádiometrické parametre na území jv. časti Podunajskej nížiny dosahujú hodnoty vytvárajúce prevažne monotónne pole bez výrazných anomálií. Vzhľadom na to výsledná mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií (obr. 6.4) neobsahuje žiadne rádiometrické anomálie.

Výsledky interpretácie geoelektrických meraní nie sú zobrazené na výslednej MGII. Čiastočne ich obsahuje mapa predkenozoického podložia (obr. 6.3), kde v južnej časti územia boli údaje z interpretácie VES použité pri konštrukcii tejto mapy.



Obr. 6.4. Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií (Zeman a Gluch, 2017, in Zeman et al., 2020).

7. HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Hydrogeologické pomery regiónu Podunajská nížina-juhovýchodná časť sú podmienené jeho geologicko-tektonickou stavbou a morfologickými, klimatickými a hydrologickými podmienkami. Tieto základné faktory ovplyvňujú vznik podzemnej vody, jej obeh, akumuláciu v hydrogeologických štruktúrach a formujú jej fyzikálno-chemické vlastnosti.

Z geologickej stavby tohto územia vyplýva, že v ňom prevláda medzizrnová, prípadne puklinová priepustnosť horninového prostredia. Hlavnými kolektormi obyčajnej podzemnej vody sú **kvartérne piesčité štrky a piesky, neogénne piesky a pieskovce,** ale aj **vulkanické tufy a tufity.** Hlavnými kolektormi geotermálnej podzemnej vody sú **neogénne piesky, pieskovce a mezozoické karbonáty.**

Priaznivé hydrogeologické pomery tejto oblasti prispeli k tomu, že s cieľom získania pitnej, resp. úžitkovej podzemnej vody bolo v území realizovaných zhruba 1 000 hydrogeologických prieskumných vrtov.

V regióne Podunajská nížina-juhovýchodná časť je možné vyčleniť dva hlavné hydrogeologické komplexy s odlišnými hydrofyzikálnymi vlastnosťami horninového prostredia a odlišným režimom a chemickým zložením podzemnej vody. Ide o hydrogeologický komplex, ktorého celky budujú **podložie** Dunajskej panvy a hydrogeologický komplex, ktorého celky tvoria **výplň** budínskej panvovej štruktúry.

7.1. OBYČAJNÁ PODZEMNÁ VODA

7.1.1. HYDROGEOLOGICKÝ KOMPLEX HORNÍN PREDKENOZOICKÉHO PODLOŽIA DUNAJSKEJ PANVY

Hydrogeologické celky regiónu Podunajskej nížiny-juhovýchodná časť sú vyčlenené na základe geologicko-tektonickej stavby územia, typu priepustnosti, hodnôt filtračných parametrov a charakteru obehu podzemnej vody v dvoch hydrogeologických komplexoch.

Hydrogeologický komplex hornín predkenozoického podložia Dunajskej panvy zastupujú hydrogeologické celky ***veporika a transdanubika***. Hydrogeologické celky veporika tvorí kryštalinikum (granitoidy a metamorfity) a sedimentárny obal južného veporika (karbonáty?). Hydrogeologické celky transdanubika sú tvorené sekvenciami paleozoických sedimentov (devón?, karbón?, perm) a mezozoických hornín (karbonáty triasu až jury, klastické a pelitické sedimenty kriedy).

Hydrogeologický celok kryštalinika južného veporika

Hydrogeologický celok kryštalinika južného veporika zastupujú granitoidy a metamorfity, ktoré majú obmedzenú puklinovú priepustnosť. Tieto horniny usmerňujú smer prúdenia podzemnej vody v nadložných horninách. Ich zvodnenie je ovplyvnené jednak ich tektonickým porušením, jednak prítomnosťou vodnej zložky v týchto sedimentoch, ktoré im do značnej miery vtláčajú svoje chemické zloženie. Tieto horniny boli zastihnuté vo vrte Kolárovo-2, Kolárovo-3 a Dubník-1. Prítomnosť podzemnej vody v uvedených horninách bola dokumentovaná iba v oblasti Kolárova (Biela, 1978).

Hydrogeologický celok sedimentárneho obalu južného veporika

Hydrogeologický celok obalu južného veporika reprezentovaný vrchnopaleozoicko-mezozoickými sedimentmi je charakteristický puklinovou priepustnosťou karbonátov mezozoika. Vo vrte HGŽ-3 Želiezovce bola dokumentovaná prítomnosť metamorfovaných karbonátov, v ktorých sa nezistil výrazný prítok podzemnej vody (Bondarenková et al., 1990). Rozšírenie týchto sedimentov smerom na juh nie je doložené. Aj pri týchto sedimentoch vzhľadom na ich hrúbku a charakter tektonického porušenia je možné očakávať, že chemické zloženie vody bude ovplyvnené nadložnými sedimentmi.

Hydrogeologický celok paleozoických hornín transdanubika

Horniny reprezentujúce uvedený hydrogeologický celok boli dokumentované vo vrtoch komárňanskej okrajovej kryhy, ktorá predstavuje pokračovanie Maďarského stredohoria (transdanubika) na území Slovenska. V oblasti Modrian bola dokumentová prítomnosť červených kompaktných arkózových pieskovcov permského veku a v ich podloží metamorfované zelenosivé ílovce a tmavosivé piesčité droby pravdepodobne karbónskeho veku (vrt Modrany-2; Gaža a Beinhauerová, 1977). Vrt ZH-1 Zelený Háj dokumentoval v podloží sedimentárnej výplne neogénneho veku prítomnosť olivovozelených vápencov (1 608 – 1 665 m), pod ktorými sa nachádzali sivé a čierne rohovce, slienité bridlice a hľuznaté vápence jurského veku (Gaža a Beinhauero-

vá, 1977). Hľuznaté vápence boli neskôr zaradené do devónu na základe hojného výskytu tentakulitov (Biely a Kullmanová, 1979). Uvedené sedimenty z hydrogeologického hľadiska plnia funkciu izolátora nadložných sedimentov a usmerňujú v nich prúdenie podzemnej vody.

Hydrogeologický celok mezozoických hornín transdanubika

Sedimentárne horniny tohto hydrogeologického celku sú reprezentované karbonátovými horninami strednotriasového (*hlavný dolomit*, *dachsteinské vápence*), jurského (hľuznaté vápence *tölgyhátskeho* a *pálihálaskeho súvrstvia*, krinoidové vápence *tűzkövesárockého súvrstvia*) a kriedového veku (vápence *szentivánhegyského súvrstvia*), ktoré boli overené v *komárňanskej vysokej kryhe*. Sedimenty spodnokriedového veku postupne prechádzajú do vápnitých pieskovcov, bridlíc a zlepencov *lábatlanského súvrstvia*. Oblasť komárňanskej vysokej kryhy budovaná sedimentmi mezozoika bola overená hydrogeotermálnymi vrtmi (FGKr-1Kravany/trias, FGO-1 Obid/trias, SB-1 Patince/trias, SB-2 Patince/trias – jura, SB-3 Patince/trias, OPKS Štúrovo/trias, FGŠ-1 Štúrovo/trias, VŠ-1 Štúrovo/trias, JRD Virt/trias, HVB-1 Virt/trias, VŠE Virt/trias). V oblasti komárňanskej okrajovej kryhy bola dokumentovaná prítomnosť sedimentov mezozoika v chotínskej geotermálnej štruktúre (vrty M-1 Komárno/trias, M-3 Komárno/jura a FGK-1 Komárno-Nová Stráž/trias) a marcelovskej hydrogeotermálnej štruktúre (GTM-1 Marcelová/jura). Mezozoické sedimenty komárňanskej vysokej kryhy mávajú zvyčajne hodnoty koeficientu prietočnosti T od 2,41 . 10^{-4} do 1,25 . 10^{-1} m^2 . s^{-1} a v komárňanskej okrajovej kryhe od 5,07 . 10^{-5} do 1,19 . 10^{-4} m^2 . s^{-1} (Remšík et al., 1992).

Obeh a režim podzemnej vody komplexu hornín predkenozoického podložia Dunajskej panvy

Mezozoické horniny predkenozoického podložia komárňanskej kryhy sú v území prekryté prevažne sedimentmi neogénneho veku a od línie Búč – Mužla aj sedimentmi paleogénneho veku. Predstavujú regionálne kolektory podzemnej a geotermálnej vody, ktoré majú napätú hladinu. Tieto kolektory podzemnej vody sa dopĺňajú v oblasti Zadunajského stredohoria, kde uvedené sedimenty vystupujú na povrch a budujú pohorie Pilišské vrchy a pohorie Gerecse. Mezozoické sedimenty sú postihnuté tektonickými poruchami, ktoré prispeli k ich čiastočnému skrasovateniu. Časť otvorených tektonických porúch je vyplnená sedimentmi neogénneho alebo paleogénneho veku. Najintenzívnejšie je postihnutá oblasť medzi Dorogom a Štúrovom, kde dochádza k poklesu tektonických blokov z J na S. Tektonické porušenie pozorujeme aj na kontakte komárňanskej vysokej kryhy a komárňanskej okrajovej kryhy, kde sa nachádzajú komárňanské tektonické línie a na jej z. okraji tektonické línie Ráby. Na severnom okraji komárňanskej okrajovej kryhy sú horniny porušené tektonickou líniou Hurbanovo – Diósjenő (Remšík et al., 1979b). Geotermálna voda komárňanskej kryhy sa formuje v poklesnutých blokoch tvorených horninami mezozoického veku a vystupuje vo forme puklinových prameňov v Patinciach, Virte a Obide (Čepek, 1938). Podľa hĺbky obehu podzemnej vody v poklesnutom bloku získava podzemná voda svoju teplotu a pri výstupe na povrch sa ochladzuje podzemnou vodou s plytkým obehom.

Chemické zloženie podzemnej vody komplexu hornín predkenozoického podložia Dunajskej panvy

Pre hydrogeologické celky uvedeného hydrogeologického komplexu je charakteristické pomerne pestré zastúpenie chemických typov vôd, pričom ich mineralizácia sa pohybuje od 0,7 až do 90 g . l^{-1}.

Podzemná voda dokumentovaná v kryštaliniku južného veporika v oblasti Kolárova dosahovala mineralizáciu od 30 g . l^{-1} do 43,4 g . l^{-1} a jej chemický typ bol Na–Cl (Biela, 1978).

Najpestrejšie zastúpenie chemických typov podzemnej vody môžeme sledovať v hydrogeologickom celku mezozoických hornín transdanubika. Je to dané rozdielnym geologicko-tektonickým vývojom komárňanskej okrajovej a komárňanskej vysokej kryhy. V komárňanskej vysokej kryhe v prechodných hydrogeotermálnych štruktúrach (Patince – Tata, Obid – Ostrihom a Štúrovo – Ostrihom) vystupuje geotermálna voda s teplotou 20 – 40 °C a dosahuje mineralizáciu 0,7 – 0,73 g . l^{-1}. Chemický typ sa pohybuje od Ca–Mg–HCO_3 po Ca–Mg–HCO_3–SO_4. V komárňanskej okrajovej kryhe sa geotermálna voda nachádza v zatvorených hydrogeotermálnych štruktúrach (chotínska hydrogeotermálna štruktúra, marcelovská hydrogeotermálna štruktúra), pričom dosahuje teplotu 64 – 70 °C a jej mineralizácia sa pohybuje od 2,2 do 90 g . l^{-1}. Chemický typ vody je od Na–Ca–Mg–SO_4–Cl–HCO_3 po Na–Cl. V kriedových sedimentoch transdanubika dosahuje podzemná voda hodnoty mineralizácie do 1 g . l^{-1} a jej chemický typ je Na–HCO_3 (Marcin et al., 2020b).

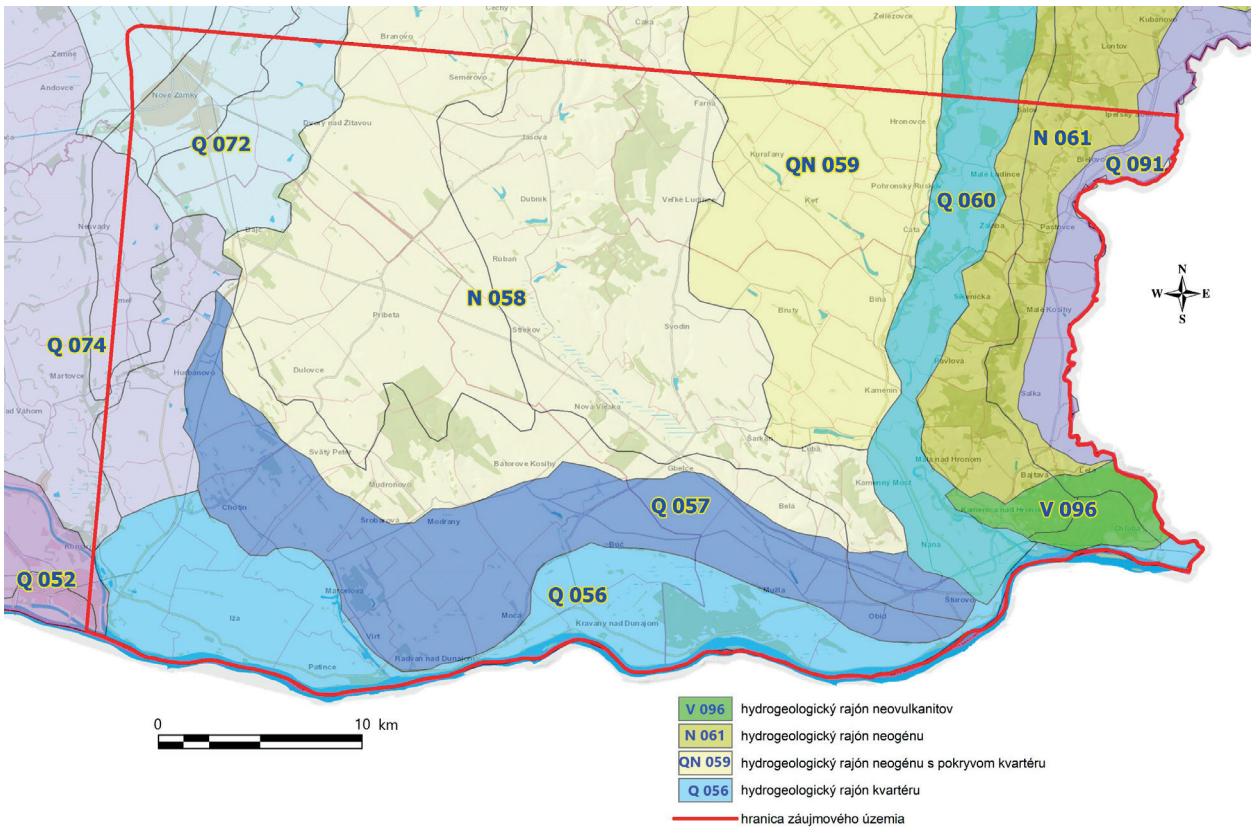
Využívanie podzemnej vody komplexu hornín predkenozoického podložia Dunajskej panvy

Podzemná voda tohto hydrogeologického komplexu sa využíva iba z hydrogeologického celku mezozoických hornín transdanubika, a to prostredníctvom geotermálnych vrtov (SB-2 Patince, VŠE Virt, FGŠ-1, VŠ-1 a OPKS Štúrovo) na rekreáciu a vykurovanie objektov.

7.1.2. HYDROGEOLOGICKÝ KOMPLEX HORNÍN PANVOVÝCH ŠTRUKTÚR DUNAJSKEJ PANVY

Komplex hornín panvových štruktúr reprezentuje hydrogeologické celky sedimentov štúrovského paleogénu Budínskej panvy, hydrogeologické celky Dunajskej panvy sedimentárneho a vulkanicko-sedimentárneho neogénu, neovulkanitov Burdy a kvartérnych sedimentov. V tomto komplexe, ktorý je v skúmanom území z vodohospodárskeho hľadiska dominantný, boli v zmysle *Hydrogeologickej rajonizácie Slovenska* (Šuba et al., 1984) vyčlenené nasledujúce hydrogeologické rajóny (obr. 7.1.2.1):

- Q 056 Kvartér Dunaja v úseku Komárno – Chľaba,
- Q 057 Kvartér dunajských terás na úpätí Hronskej pahorkatiny,
- N 058 Neogén Hronskej pahorkatiny,
- QN 059 Kvartér hronských terás v Podunajskej nížine,
- Q 060 Kvartér nivy Hrona v Podunajskej nížine,
- N 061 Neogén strednej a južnej časti Ipeľskej pahorkatiny,
- Q 072 Kvartér Nitry od mesta Nitra po Nové Zámky,
- Q 074 Kvartér medziriečia Podunajskej roviny,
- Q 091 Kvartér Ipľa,
- V 096 Neovulkanity Burdy.



Obr. 7.1.2.1. Hydrogeologické rajóny neovulkanitov, sedimentárneho neogénu a kvartéru jv. časti Podunajskej nížiny.

Hydrogeologický celok sedimentov štúrovského paleogénu Budínskej panvy

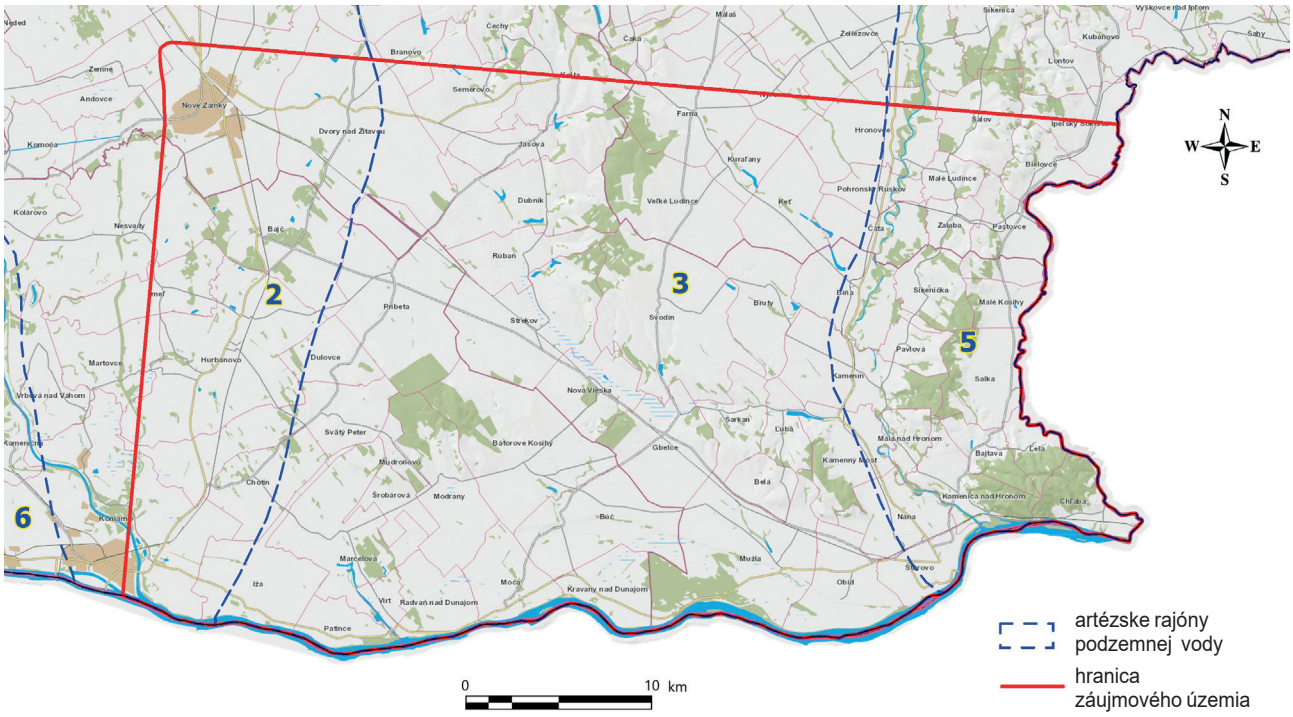
Sedimenty štúrovského paleogénu boli overené v pokračovaní Dorockej panvy na území Slovenska v Obide vo vrtoch O-1 až O-12. Tieto sedimenty sú reprezentované odspodu prachovcami (*tardské súvrstvie*/ kišcel) s polohami pieskovcov *(hárshedské súvrstvie)* a lignitu *(ostrihomské vrstvy)*. Nad týmito morsko-brakickými sedimentmi vystupujú lagunárne sedimenty tvorené ílovitými prachovcami a pieskovcami *(mányského súvrstvia)*, ktoré laterálne prechádzajú do fluviálnych sedimentov *(súvrstvie Csatka)* tvorených brekciami, zlepencami, pieskovcami, pestrými ílmi a slojčekmi lignitu. Vo vrchnej časti sa nachádza *séčénske (šlírové) súvrstvie* egerského veku, ktoré laterálne prechádza do *törökbálintského (pieskového) súvrstvia*. Uvedený hydrogeologický celok sa formoval podobne ako sedimenty kriedy a môžeme ich charakterizovať ako zvodnence, ktoré majú puklinovú priepustnosť, a podzemná voda má napätú hladinu. Tento kolektor dosahuje koeficient prietočnosti T v rozsahu od 1 . 10^{-4} do 1 . 10^{-3} m^2 . s^{-1}, čím sa v porovnaní s karbonátovým podložím mezozoika javí ako izolátor, ktorý je priepustný len na tektonicky porušených zónach (Remšík et al., 1980).

Hydrogeologický celok sedimentárneho a vulkanicko-sedimentárneho neogénu

V nasledujúcom texte je zhodnotená podzemná voda nachádzajúca sa v neogénnych sedimentoch v hĺbke, ktorá umožňuje ich využitie na pitné účely (ca pod úrovňou 400 m). Charakteristika podzemnej vody hlbšie uložených neogénnych kolektorov je uvedená v časti o minerálnej a termálnej vode.

Územia budované sedimentmi neogénneho veku, najmä ***Hronská pahorkatina*** a ***Ipeľská pahorkatina***, predstavujú menej priaznivé územie na akumuláciu obyčajnej podzemnej vody ako oblasti budované sedimentmi kvartérneho veku. Napriek tomu sa tu vyskytujú oblasti, kde sa v plytko uložených kolektoroch nachádza ***artézska podzemná voda***. V skúmanom území boli vyčlenené tri významné artézske územia, ktoré Bujalka et al. (1967) a Fatul a Haviarová (1973) v danom čase označili ako ***artézske rajóny***. Aby však nedochádzalo k zámene týchto „rajónov“ s hydrogeologickými rajónmi, ktoré sú v súčasnosti bilancované, označujeme ich ako ***artézske oblasti*** (Hanzel in Vaškovský et al., 1982) (obr. 7.1.2.2):

- *dolnovážska artézska oblasť (2),*
- *hronsko-žitavská artézska oblasť (3),*
- *artézska oblasť Ipeľskej pahorkatiny (5).*



Obr. 7.1.2.2. Artézske oblasti podzemnej vody jv. časti Podunajskej nížiny (Fatul a Haviarová, 1973; Hanzel in Vaškovský et al., 1982).

Dolnovážska artézska oblasť (2) je z hydrogeologického hľadiska najpriaznivejšia. Zaberá územie západne od línie Dvory nad Žitavou – Iža (obr. 7.1.2.2). Sedimenty tejto oblasti pokračujú západným smerom ***do artézskej oblasti Žitného ostrova (6)***, ktorá sa nachádza už mimo študovanej oblasti a ktorej podzemná voda sa zúčastňuje na formovaní geotermálnej vody v centrálnej depresii Dunajskej panvy. Artézske horizonty v celej oblasti sa viažu na sedimenty vrchného panónu *volkovského súvrstvia* (polohy štrkov, piesčitých štrkov, pieskov, pieskovcov a zlepencov v íloch a prachoch).

V uvedenom území sa zrealizovalo približne 100 hydrogeologických prieskumných vrtov s priaznivými výsledkami. Ide o vrty v oblasti Nové Zámky, Dvory nad Žitavou, Nesvady, Bajč, Imeľ, Hurbanovo, Martovce, Komárno a Iža. Ich hĺbka je v rozpätí 28 – 300 m p. t., prevažne viac ako 100 m. Filtračné časti vo vrtoch sa nachádzajú v intervale 17 – 242 m, pričom na 15 vrtoch bol dokumentovaný voľný preliv podzemnej vody (lokality Dvory nad Žitavou, Nové Zámky, Komárno, Bajč, Hurbanovo a Imeľ). Overená výdatnosť vrtov kolísala v intervale 0,4 – 31,0 l . s^{-1}, najčastejšie v intervale 1,0 – 4,0 l . s^{-1}, jej stredná hodnota bola 3,0 l . s^{-1}. Merná výdatnosť *q* kolísala v rozmedzí 0,01 – 6,6 l . s^{-1}, jej stredná hodnota bola q = 0,68 l . s^{-1}. Vypočítaný koeficient filtrácie z prieskumných vrtov v tejto oblasti dosahuje hodnotu 5,6 . 10^{-7} až 2,8 . 10^{-3} m . s^{-1}. Priemerná hodnota k = 2,26 . 10^{-4} m . s^{-1}, priemerná hodnota T = 2,27 . 10^{-3} m^2 . s^{-1}. Najpriaznivejšie podmienky na získanie dostatočného množstva podzemnej vody v tejto artézskej oblasti boli dokumentované prostredníctvom hydrogeologických vrtov uvedených v tab. 7.1.2.1 a na obr. 7.1.2.3.

Hronsko-žitavská artézska oblasť (3) sa rozprestiera východne od dolnovážskej oblasti. Na východe je ohraničená približne tokom Hrona a na juhu Dunajom (obr. 7.1.2.2). Zaberá prevažne centrálnu časť skúmaného územia, v ktorom boli vyčlenené dva hydrogeologické rajóny s prevahou neogénnych kolektorov – ***N 058*** a ***QN 059*** (obr. 7.1.2.1).

Okrem nížinnej časti jej súčasťou je aj Žitavská pahorkatina a Hronská pahorkatina (Vaškovský et al., 1982). Ide o územie ohraničené približne líniou v okolí obcí Farná – Veľké Ludince – Svodín – Gbelce – Moča – Marcelová – Svätý Peter – Pribeta – Kolta. Artézske horizonty sa nachádzajú v sedimentoch vrchného panónu, reprezentované volkovským súvrstvím (polohy štrkov, piesčitých štrkov, pieskov a pieskovcov v íloch a prachoch). V juhozápadnej a centrálnej časti sú v menšej miere a v sv. a v. časti oblasti vo väčšej miere prekryté sedimentmi štrkových terás s pokryvom spraše a sprašovej hliny.

V tejto oblasti sa v minulosti realizovalo okolo 150 hydrogeologických prieskumných vrtov s hĺbkou od 25 do 330 m (ca 100 vrtov malo hĺbku väčšiu ako 100 m), ktoré overili kolektory sedimentov neogénneho veku. Overená výdatnosť vrtov počas prieskumných prác dosahovala hodnoty od 0,01 do 23,25 l . s^{-1}, pričom priemerná hodnota výdatnosti vrtov z tejto oblasti je 2,96 l . s^{-1} a stredná hodnota výdatnosti je 2,0 l . s^{-1}. Merná výdatnosť *q* kolísala v rozmedzí 0,01 – 6,67 l . s^{-1}, jej stredná hodnota bola q = 0,24 l . s^{-1}. Vypočítaný koeficient filtrácie z prieskumných vrtov tejto oblasti dosahuje hodnoty v intervale 2,41 . 10^{-7} až 1,09 . 10^{-3} m . s^{-1}, priemerná hodnota k = 8,83 . 10^{-5} m . s^{-1}, stredná hodnota *k* je 2,83 . 10^{-5} m . s^{-1}. Priemerná hodnota koeficientu prietočnosti *T* je 1,05 . 10^{-5} m^2 . s^{-1}, stredná hodnota *T* je 4,41 . 10^{-4} m^2 . s^{-1}. Najpriaznivejšie podmienky na získanie dostatočného množstva podzemnej vody v tejto artézskej oblasti boli dokumentované prostredníctvom hydrogeologických vrtov uvedených v tab. 7.1.2.2 a na obr. 7.1.2.3.

Artézska oblasť Ipeľskej pahorkatiny (5) sa rozprestiera od poriečnej nivy Hrona k štátnej hranici s Maďarskom (obr. 7.1.2.2), kde bol v r. 1984 (Šuba et al., 1984) vyčlenený hydrogeologický rajón s prevahou neogénnych kolektorov – ***N 061 Neogén strednej a južnej časti Ipeľskej pahorkatiny*** (obr. 7.1.2.1). Artézske horizonty sa nachádzajú v sedimentoch spodnobádenského veku reprezentované *bajtavským súvrstvím* (vrstvy pieskov, ojedinele štrkov s častým výskytom medzivrstvičiek s vulkanickým materiálom v íloch a slieňoch).

Vzhľadom na ich rozlohu bolo v uvedenej artézskej oblasti vyhodnotených len 40 hydrogeologických prieskumných vrtov, a to predovšetkým v oblasti obcí Pohronský Ruskov, Bíňa, Kamenín, Štúrovo, Chľaba a Ipeľský Sokolec. Hĺbka realizovaných vrtov dosahovala hodnotu od 32 do 321 m, pričom asi 2/3 vrtov mali hĺbku viac ako 100 m. Priemerná dĺžka otvoreného úseku vo vrte je 21 m. Na štyroch vrtoch bol zaznamenaný voľný preliv podzemnej vody.

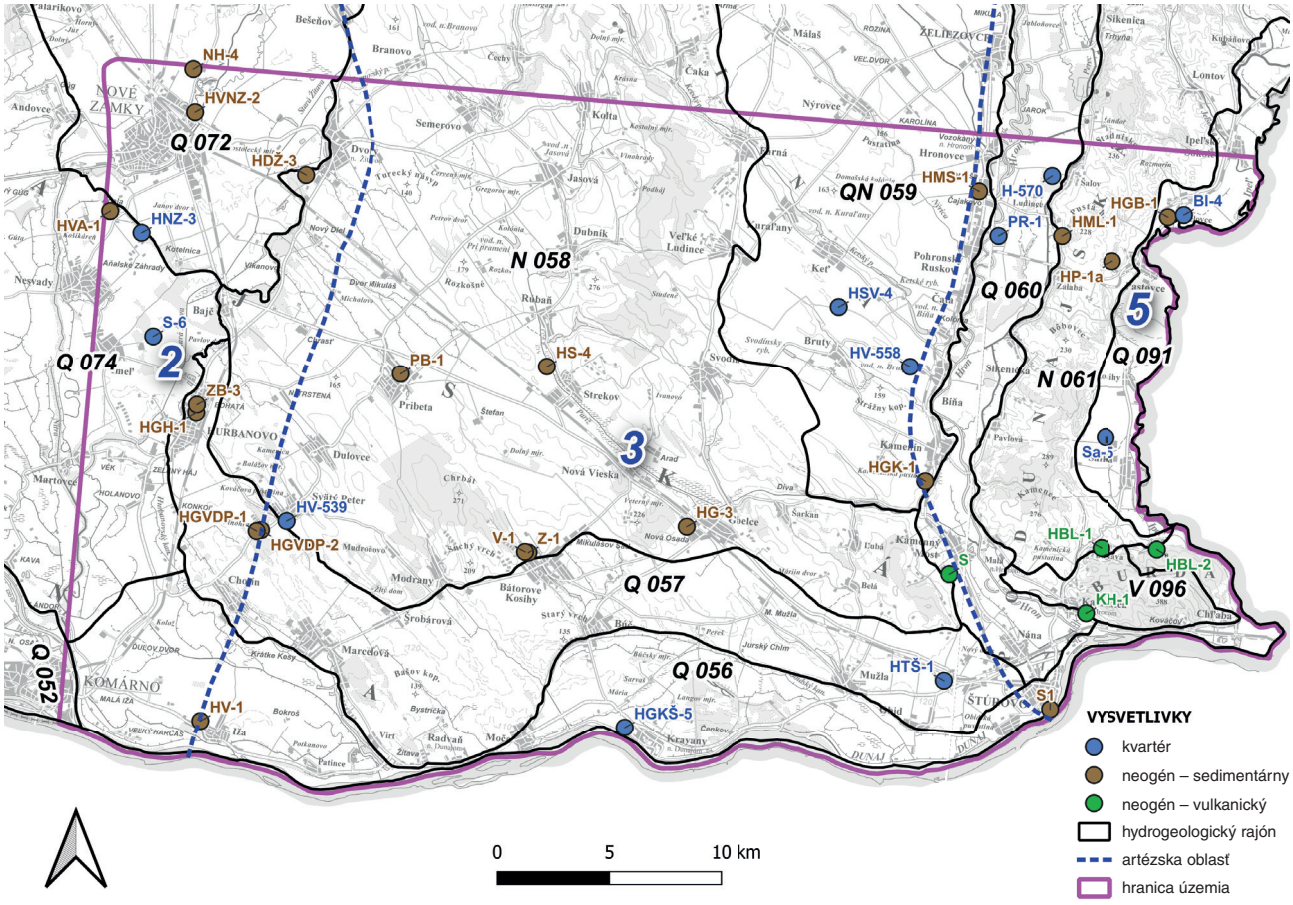
Overená výdatnosť vrtov počas prieskumných prác dosahovala hodnoty 0,30 – 10,0 l . s^{-1}, najčastejšie viac ako 2,0 l . s^{-1}. Priemerná hodnota výdatnosti vrtov z tejto oblasti je 2,96 l . s^{-1}, medián je 2,1 l . s^{-1}. Merná výdatnosť *q* kolísala v rozmedzí 0,01 – 2,33 l . s^{-1}, jej stredná hodnota bola q = 0,12 l . s^{-1}. Vypočítaný koeficient filtrácie z prieskumných vrtov v tejto oblasti dosahuje hodnoty v intervale 8,36 . 10^{-8} až 3,32 . 10^{-4} m . s^{-1}, priemerná hodnota k = 4,25 . 10^{-5} m . s^{-1}, stredná hodnota *k* je 1,32 . 10^{-5} m . s^{-1}. Priemerná hodnota koeficien-

tu prietočnosti *T* je 6,64 . 10^{-4} m^2 . s^{-1}, stredná hodnota *T* je 1,44 . 10^{-4} m^2 . s^{-1}. Najpriaznivejšie podmienky na získanie dostatočného množstva podzemnej vody v tejto artézskej oblasti boli dokumentované prostredníctvom hydrogeologických vrtov uvedených v tab. 7.1.2.3 a na obr. 7.1.2.3.

Hydrogeologický celok neovulkanitov

Podzemná voda tohto hydrogeologického celku sa formuje v horninovom prostredí neovulkanitov formácie Burda (pôvodné označenie Kováčovské kopce), ktorá predstavuje najzápadnejší výbežok pohoria Börzsöny. Rozsah uvedeného hydrogeologického celku je zhodný s rozsahom hydrogeologického rajónu ***V 096 Neovulkanity Burdy*** (obr. 7.1.2.2). Tento rajón budujú prevažne vulkanické horniny (andezitové submarinné extruzívne dómy) a vulkanoklastické horniny (aglomeráty, jemnozrnné tufy, piesčité tufity) bádenského a sarmatského veku, ktoré sú miestami prekryté denudačnými reliktmi štrkopieskových terás s pokryvom sprašových hlín.

Realizované hydrogeologické prieskumné vrty (tab. 7.1.2.4, obr. 7.1.2.3) overili priaznivé zvodnenie vulkanických a vulkanoklastických hornín na viacerých lokalitách (Bajtava, Leľa a Kamenný Most). Hĺbka vrtov bola 70 – 200 m. Výdatnosť týchto vrtov počas prieskumu kolísala v intervale 0,8 – 8,3 l . s^{-1} (stredná hodnota výdatnosti bola 2,5 l . s^{-1}) pri znížení hladiny podzemnej vody o 31 až 58 m od pôvodnej úrovne. Merná výdatnosť *q* kolísala v rozmedzí 0,06 – 1,07 l . s^{-1}, jej stredná hodnota bola q = 0,09 l . s^{-1}. Vypočítaný koeficient filtrácie dosahuje hodnotu 3,7 . 10^{-7} až 3,7 . 10^{-5} m . s^{-1}, v priemere 1,28 . 10^{-5} m . s^{-1}, stredná hodnota k = 7,0 . 10^{-6} m . s^{-1}. Koeficient prietočnosti *T* dosahuje hodnotu 3,21 . 10^{-5} až 1,59 . 10^{-3}m . s^{-1}, v priemere 4,65 . 10^{-4} m^2 . s^{-1}, stredná hodnota T = 1,19 . 10^{-4} m^2 . s^{-1}.



Obr. 7.1.2.3. Prehľadná situácia hydrogeologických prieskumných vrtov s overenými priaznivými hydrogeologickými podmienkami v neogénnych a kvartérnych kolektoroch jv. časti Podunajskej nížiny.

Tab. 7.1.2.1. Najvýznamnejšie hydrogeologické vrty dolnovážskej artézskej oblasti.

Vrt	Lokalita	Súradnica X	Súradnica Y	Nadmorská výška terénu [m]	Hĺbka vrtu [m]	Overovaný úsek od – do [m]	Hladina vody narazená [m]	Hladina vody pred čerpaním [m]	Q Výdatnosť [l . s^{-1}]	s Zníženie [m]	q Štandardná merná výdatnosť [l . s^{-1}]	k Koeficient filtrácie [m . s^{-1}]	T Koeficient prietočnosti [m^2.s^{-1}]	Autor, rok, č. správy v geofonde
HVA-1	Bajč	–499 266,41	–1 308 775	112,8	101,0	18,0 – 33,0	2,0	2,4	12,00	2,00	6,00	5,96E-04	1,09E-02	Koša, J., 1966, 16 522
NH-4	Nové Zámky	–495 574,81	–1 302 459	116,2	150,0	17,4 – 18,9 27,5 – 34,5 67,0 – 79,3	5,7	5,3	5,55 9,09 14,28	3,00 5,70 8,15	1,85	1,42E-04	2,93E-03	Takáčová, J., 1972, 27 617
HVNZ-2	Nové Zámky	–495 496,09	–1 304 374	114,5	360,0	49,6 – 55,7 66,3 – 77,8 103,2 – 146,0 177,2 – 192,3 209,2 – 311,9		2,0	14,29	8,03	1,78	1,55E-05	5,10E-03	Januš, 1986, 61 741
HV-1	Iža	–495 264,74	–1 331 514,2	109,5	160,0	58,5 – 60,7 63,4 – 65,6 73,6 – 75,8 82,8 – 94,0 97,5 – 106,5 109,2 – 113,7 126,8 – 129,0 144,3 – 155,5		4,8	11,36 13,70 14,70 14,70	24,79 30,78 31,94 32,39	0,46	1,27E-05	1,14E-03	Hrouzek, S., 1991, 75 668
HGH-1	Hurbanovo	–495 441,91	–1 317 783	115,0	115,0	34,0 – 39,0 64,0 – 100,0	1,2	1,2	3,08 8,69 10,00 15,00 17,64	1,00 5,30 6,82 10,94 13,14	3,08	1,35E-04	4,86E-03	Kertész, A., 1980, 45 406
ZB-3	Hurbanovo	–495 413,67	–1 317 424,8	120,5	122,0	63,8 – 75,3 87,2 – 103,2	4,5	0,9	20,00 15,00	14,81 11,88	1,26	5,97E-05	2,31E-03	Varjú, Z., 2000, 82 858
HDŽ-3	Dvory nad Žitavou	–490 561,09	–1 307 167	118,0	65,0	43,2 – 48,5 56,0 – 59,0		–2,7	31,00	7,72	4,02	8,87E-04	6,48E-03	Tartal, M., 1968, 20 291

Tab. 7.1.2.2. Najvýznamnejšie hydrogeologické vrty hronsko-žitavskej artézskej oblasti.

Vrt	Lokalita	Súradnica X	Súradnica Y	Nadmorská výška terénu [m]	Hĺbka vrtu [m]	Overovaný úsek od – do [m]	Hladina vody narazená [m]	Hladina vody statická [m]	Q Výdatnosť [l . s^{-1}]	s Zníženie [m]	q Štandardná merná výdatnosť [l . s^{-1}]	k Koeficient filtrácie [m . s^{-1}]	T Koeficient prietočnosti [m^2.s^{-1}]	Autor, rok, č. správy v geofonde
HG-3	Gbelce	–473 574	–1 322 859	149,0	120,0	43,5 – 55,0 78,0 – 79,4 105,0 – 110,0	13,8	13,5	9,20	2,30	4,00	3,66E-04	6,55E-03	Kršák, M., 1967, 18 502
HS-4	Strekov	–479 808	–1 315 713	132,5	105,0	55,0 – 67,0 69,0 – 73,0 75,0 – 80,0 82,0 – 85,0 85,0 – 95,0	6,0	–0,8	2,00 3,00 4,00 5,00 6,00 7,00 8,00 9,00 10,00	0,07 0,22 0,81 1,40 2,10 2,84 3,75 4,79 6,00	4,94	2,86E-04	8,57E-03	Jendraššák, E., 1976, 36 107
Z-1	Vojnice	–480 627	–1 324 011	124,9	171,0	57,0 – 82,0 112,0 – 122,0 135,0 – 155,0	3,0	3,0	1,40 3,80 8,00 0,40 11,00	6,81 18,24 22,59 2,70 26,70	0,15	3,78E-06	2,08E-04	Čubrík, M., 1989, 72 771
HG VDP2	Dolný Peter	–492 569	–1 323 007	119,1	145,0	70,0 – 90,0 92,5 – 104,0	4,8	4,8	5,00 6,36 12,34	21,65 25,95 39,00	0,23	1,23E-05	3,43E-04	Kertész, A., 1984, 58 143
V-1	Vojnice	–480 781	–1 323 980	128,0	70,0	11,9 – 33,5 54,5 – 67,0	8,5	–1,0	13,33	16,00	0,83	2,26E-05	7,72E-04	Everling, 1966, 16 545
HGVDP-1	Dolný Peter	–492 763	–1 323 053	118,2	154,0	42,0 – 52,0 67,0 – 77,0 79,0 – 84,0 120,0 – 125,0	4,0	3,2	13,33 15,87 17,54	21,72 26,21 28,86	0,61	3,58E-05	9,30E-04	Kertész, A., Bím M., 1980, 47 329
PB-1	Pribeta	–486 315	–1 316 043	140,0	300,0	90,5 – 92,7 94,4 – 101,0 130,0 – 135,0 139,0 – 150,0 158,6 – 163,0 170,6 – 186,0 188,8 – 202,0 210,0 – 212,2 215,0 – 219,5 237,8 – 240,0 244,6 – 249,0 254,8 – 274,6 278,6 – 280,2 287,4 – 294,0	1,5	7,6	10,00 16,95 23,25	21,06 33,36 43,28	0,47	7,39E-06	7,32E-04	Hrouzek, S., 1989, 68 831

Tab. 7.1.2.3. Najvýznamnejšie hydrogeologické vrty ipeľskej artézskej oblasti.

Vrt	Lokalita	Súradnica X	Súradnica Y	Nadmorská výška terénu [m]	Hĺbka vrtu [m]	Overovaný úsek od – do [m]	Hladina vody narazená [m]	Hladina vody pred čerpaním [m]	Q Výdatnosť [l . s^{-1}]	s Zníženie [m]	q Štandardná merná výdatnosť [l . s^{-1}]	k Koeficient filtrácie [m . s^{-1}]	T Koeficient prietočnosti [m^2 . s^{-1}]	Autor, rok, číslo správy v geofonde
HML-1	Malé Ludince	–456 837,62	–1 309 881,7	129,7	150,5	62,0 – 66,0 84,0 – 87,5 103,0 – 106,0 111,0 – 113,0 136,0 – 139,5 141,5 – 145,0	6,0	4,6	2,08 3,07 4,00 5,00 6,00 5,00 5,00 5,00	1,57 2,45 3,25 4,06 4,84 3,61 4,32 4,49	1,32	1,06E-04	2,07E-03	Šarlayová, M., 1991, 77 726
HGK-1	Kamenín	–462 922,56	–1 320 836,4	119,8	103,5	32,0 – 45,0 47,0 – 53,0 62,0 – 67,0 73,0 – 78,0	2,8	8,3	5,00 5,20	10,60 12,50	0,47	2,49E-05	7,21E-04	Kovács, Z., 1990, 73 293
HP-1 a	Pastovce	–454 598	–1 311 026		120,0	6,0 – 9,0 15,0 – 19,0 60,0 – 65,0 91,0 – 95,0 110,0 – 115,0		0,9	0,86 2,04 5,30	1,50 3,38 4,18	0,57	3,71E-05	7,80E-04	Lauko, V., 1976, 37 637
S1	Štúrovo	–457 373,81	–1 330 989	110,0	321,0	223,5 – 234,0	10,0	10,0	6,66	43,70	0,15	2,12E-05	2,33E-04	Gallé, 1970, 23 484
HMS-1	Pohronský Ruskov	–460 540,31	–1 307 897		150,0	80,0 – 100,0 108,0 – 122,0 136,0 – 141,0		3,9	7,14	14,45	0,49	1,95E-05	7,59E-04	Lauko,V., 1991, 77 736
HGB-1	Bielovce	–452 097,81	–1 309 065	114,6	150,0	78,0 – 91,0 110,0 – 119,0		1,7	1,66 3,77 10,00	5,00 11,00 30,00	0,33	2,39E-05	5,26E-04	Hlavatý, Z., 1970, 30 516

Tab. 7.1.2.4. Vybrané parametre hydrogeologických prieskumných vrtov situovaných v hydrogeologickom celku neovulkanitov Burdy.

Vrt	Lokalita	Súradnica X	Súradnica Y	Nadmorská výška terénu [m]	Hĺbka vrtu [m]	Overovaný úsek od – do [m]	Hladina vody narazená [m]	Hladina vody pred čerpaním [m]	Q Výdatnosť [l . s^{-1}]	s Zníženie [m]	q Štandardná merná výdatnosť [l . s^{-1}]	k Koeficient filtrácie [m . s^{-1}]	T Koeficient prietočnosti [m^2 . s^{-1}]	Autor, rok, číslo správy v geofonde
KH-1	Kamenica nad Hronom	–455 773,6	–1 326 709	130	70	47,0 – 48,0 50,0 – 55,0 58,0 – 67,0	28,3	23,8	0,83	14,76	0,06	4,91E-06	7,36E-05	Šedivý, V., 1967, 18 588
S	Kamenný Most	–461 859	–1 324 972	113	90	65,0 – 83,0	7,9	3,8	2,4	20,9	0,11	9,09E-06	1,64E-04	Paulov, 1964, 13 154
HBL-2	Leľa	–452 592	–1 323 861	140	200	64,0 – 72,0 84,0 – 111,0 117,0 – 128,0 136,0 – 172,0 180,0 – 184,0	14	14,4	1,85 2,5 3,1 2,63	32,5 45,65 55,15 58	0,06	3,73E–07	3,21E-05	Jalč, D., 1987, 67 960
HBL-1	Bajtava	–455 078	–1 323 808	111,8	190	48,0 – 54,0 136,0 – 173,0	7	6	5,37 8,33	5 31	1,07	3,70E-05	1,59E-03	Jalč, D., 1987, 67 960

Z porovnania vybraných hydraulických parametrov neogénnych kolektorov (tab. 7.1.2.5) je zrejmé, že najvyššie hodnoty hydraulických parametrov boli dokumentované v sedimentoch dolnovážskej artézskej oblasti a najmenej priaznivé v neovulkanitoch Burdy.

Tab. 7.1.2.5. Porovnanie vybraných hydraulických parametrov kolektorov neogénu.

Hydrogeologický celok	Počet vyhodnocovaných vrtov	Štatist. parameter	Hĺbka vrtu [m]	Q Výdatnosť [l . s^{-1}]	q Štandardná merná výdatnosť [l . s^{-1}]	k Koeficient filtrácie [m . s^{-1}]	T Koeficient prietočnosti [m^2 . s^{-1}]
Hydrogeologický celok sedimentárneho a vulkanicko-sedimentárneho neogénu							
Neogén dolnovážskej artézskej oblasti	93	min	28,00	0,41	0,01	5,65E-07	1,32E-05
		max	365,00	31,00	6,61	2,81E-03	1,77E-02
		M	110,50	4,58	1,14	2,26E-04	2,27E-03
		Md	85,00	3,00	0,68	7,13E-05	1,32E-03
Neogén hronsko-žitavskej artézskej oblasti	148	min	25,50	0,01	0,00	2,41E-07	5,59E-06
		max	330,00	23,25	6,67	1,09E-03	1,20E-02
		M	118,49	2,96	0,55	8,45E-05	1,05E-03
		Md	109,00	2,00	0,24	2,83E-05	4,41E-04
Neogén ipeľskej artézskej oblasti	40	min	32,00	0,26	0,01	8,36E-08	9,28E-06
		max	321,00	10,00	2,33	3,32E-04	5,65E-03
		M	120,37	2,65	0,34	4,24E-05	6,64E-04
		Md	116,50	2,14	0,12	1,32E-05	1,44E-04
Hydrogeologický celok sedimentárneho a vulkanicko-sedimentárneho neogénu spolu							
Sedimentárny neogén spolu	281	min	25,50	0,01	0,00	8,36E-08	5,59E-06
		max	365,00	31,00	6,67	2,81E-03	1,77E-02
		M	116,10	3,45	0,72	1,29E-04	1,43E-03
		Md	103,50	2,49	0,32	3,81E-05	5,58E-04
Hydrogeologický celok neovulkanitov							
Neovulkanity Burdy	4	min	70,00	0,83	0,06	3,73E-07	3,21E-05
		max	200,00	8,33	1,07	3,70E-05	1,59E-03
		M	137,50	3,55	0,33	1,28E-05	4,65E-04
		Md	140,00	2,52	0,09	7,00E-06	1,19E-04

Poznámka: min – minimálna hodnota, max – maximálna hodnota, M – aritmetický priemer, Md – medián

Hydrogeologický celok kvartéru

Podzemná voda hydrogeologického celku kvartéru je charakterizovaná v zmysle *Hydrogeologickej rajonizácie Slovenska* (Šuba et al., 1984) (obr. 7.1.2.2) a je vyčlenená v zmysle hlavných povrchových tokov v území (Dunaj, Hron, Váh, Nitra, Žitava a Ipeľ).

Situovanie vybraných hydrogeologických prieskumných vrtov s overenými priaznivými hydrogeologickými podmienkami v kvartérnych sedimentoch je znázornené na obr. 7.1.2.3.

Kvartérne náplavy Dunaja (Q 056, Q 057)

Južnú časť skúmaného územia dominantne pokrývajú kvartérne náplavy povrchového toku Dunaja. Na tejto časti územia bol vyčlenený hydrogeologický rajón ***Q 056 Kvartér Dunaja v úseku Komárno – Chľaba*** a rajón ***Q 057 Kvartér dunajských terás na úpätí Hronskej pahorkatiny*** (obr. 7.1.2.1).

Pre územie hydrogeologického rajónu ***Q 056***, ktorý leží v bezprostrednej blízkosti Dunaja, je charakteristická hrúbka kvartérnych náplavov prevažne v intervale 10 – 15 m, resp. 5 – 10 m (Maglay et al., 2008). Na východ od Komárna v území Čenkovskej nivy sa dunajské sedimenty zjemňujú, hoci sa tu lokálne vyskytujú aj štrky. V okolí Kravian nad Dunajom je najpriepustnejšia spodná časť hrubozrnných náplavov. Ide o fáciu riečneho dna. Na týchto priepustnejších náplavoch ležia jemno- až strednozrnné piesky s nižšou priepustnosťou (Jetel et al., 2012).

Kvartérne náplavy Dunaja vzhľadom na dosiahnuté hydraulické parametre overené prieskumnými vrtmi v území sú veľmi dobre priepustné. Maximálna výdatnosť bola overená v aluviálnych náplavoch Dunaja vrtmi HGKŠ v Kravanoch nad Dunajom (Fatul, 1975), z ktorých tri sa využívajú na vodárenské účely. Vrtom HGKŠ-5 Kravany nad Dunajom s hĺbkou 28 m bola dosiahnutá výdatnosť Q = 33,5 l . s^{-1} pri znížení 4,2 m a hodnote q = 5,0 l . s^{-1}. m^{-1} (tab. 7.1.2.6). Stredná hodnota koeficientu filtrácie fluviálnych piesčitých štrkov na základe štatistického vyhodnotenia 144 vrtov bola stanovená na k = 7,21 . 10^{-4} m . s^{-1}, stredná hodnota koeficientu prietočnosti T = 4,00 . 10^{-3} m^2 . s^{-1} (tab. 7.1.2.7).

Hydrogeologický rajón ***Q 057***, ktorý na severe rovnobežne susedí s rajónom Q 056, je charakteristický výskytom najmä terasových sedimentov. Celková hrúbka kvartérnych sedimentov v tomto rajóne je prevažne v intervale 15 – 20 m, resp. 20 – 30 m (Maglay et al., 2009). Terasy majú na báze vyvinuté štrky, piesčité štrky a piesky v hrúbke 2 – 5 m, ojedinele aj viac. Nad nimi sú prachovité a piesčité hliny, spraše a viate piesky. V území východne od Šrobárovej v smere k Štúrovu dosahujú spraše hrúbku 15 m. Štrky sú strednozrnné, s ojedinelým výskytom 30 cm obliakov. V terasách bola overená aj vysoká priepustnosť štrkopieskových kolektorov, len o niečo nižšia ako v nivných náplavoch. Maximálna výdatnosť vrtu situovaného v dunajskej terase bola overená na lokalite Štúrovo – širokoprofilový vrt HTŠ-1 s hĺbkou 16,5 m (Polák et al., 1974). Hrúbka terasy dosiahla 6,1 m, hladina podzemnej vody bola v úrovni 9,84 m p. t., maximálna výdatnosť vrtu bola Q = 15,3 l . s^{-1} pri znížení 1,02 m a hodnote q = 11,01 l . s^{-1} . m^{-1} (tab. 7.1.2.6).

Stredná hodnota koeficientu filtrácie piesčitých štrkov dunajských terás zo súboru 38 vrtov bola stanovená na k = 6,45 . 10^{-4} m . s^{-1}, stredná hodnota koeficientu prietočnosti T = 1,58 . 10^{-3} m^2 . s^{-1} (tab. 7.1.2.7).

Kvartérne náplavy Hrona (QN 059, Q 060)

Kvartérne náplavy povrchového toku Hrona a jeho prítokov sa v študovanom území rozprestierajú v jeho centrálnej časti v dvoch vymedzených hydrogeologických rajónoch. Ide o rajón ***QN 059 Kvartér hronských terás v Podunajskej nížine*** a rajón ***Q 060 Kvartér nivy Hrona v Podunajskej nížine*** (obr. 7.1.2.1). Náplavy v centrálnej časti tohto územia dosahujú minimálnu hrúbku (0 m) a smerom na východ k pravobrežným hronským terasám sa ich hrúbka zväčšuje až na 40 m (Maglay et al., 2009). Vypočítaná stredná hodnota koeficientu filtrácie k = n . 10^{-4} m . s^{-1}, stredná hodnota koeficientu prietočnosti T = n . 10^{-3} m^2 . s^{-1} (tab. 7.1.2.7).

Vysoká hydrogeologická produktivita terasových náplavov rajóna QN 059 bola dokumentovaná vrtom HV-558 Bíňa (Bátory a Potyš, 1967) s hĺbkou 15,5 m, výdatnosťou Q = 5,90 l . s^{-1}, znížením 1,5 m a hodnotou q = 3,93 l . s^{-1} . m^{-1} (tab. 7.1.2.6). Priaznivé výsledky z hľadiska vodárenského využitia boli dosiahnuté aj vrtom HSV-4 Svodín – Gbelce (Polák a Novomestská, 1982), ktorý je situovaný v strekovsko-svodínskej terase a zachytáva kvartérny kolektor. Vrtom s hĺbkou 19,0 m bola dosiahnutá maximálna výdatnosť Q = 4,76 l . s^{-1} pri znížení 1,04 m a hodnote q = 4,58 l . s^{-1} . m^{-1} (tab. 7.1.2.6).

V rámci kvartérnych náplavov Hrona najpriaznivejšie hydrogeologické pomery zistené vrtmi boli situované v hydrogeologickom rajóne Q 060 vzhľadom na jeho vyčlenenie v bezprostrednej blízkosti pravobrežia Hrona. Hrúbka kvartérnych sedimentov tu kolíše v intervale iba 5 – 10 m. Stredná hodnota výdatnosti 25 vyhodnocovaných vrtov bola 6,4 l . s^{-1}, stredná hodnota mernej výdatnosti *q* bola 2,55 l . s^{-1}. Najpriaznivejšie výsledky z hľadiska overenej výdatnosti a zníženia sa dosiahli vrtom H-570 Šalov (Tužinský et al., 1963). Vrtom s hĺbkou 10,2 m bola dosiahnutá maximálna výdatnosť Q = 11,05 l . s^{-1} pri znížení 2,11 m a hodnote q = 5,24 l . s^{-1} . m^{-1}. Vysoká výdatnosť bola overená aj vrtom PR-1 Pohronský Ruskov (Pechočiaková, 1965) s hĺbkou 10,2 m, výdatnosťou Q = 8,14 l . s^{-1}, znížením 2,1 m a q = 3,88 l . s^{-1}. m^{-1} (tab. 7.1.2.6).

Kvartérne náplavy Váhu, Nitry a Žitavy (Q 072, Q 074)

V západnom okraji územia sú vyčlenené z hydrogeologického hľadiska dva najproduktívnejšie kvartérne hydrogeologické rajóny. Ide o rajón ***Q 072 Kvartér Nitry od mesta Nitra po Nové Zámky*** a ***Q 074 Kvartér medziriečia Podunajskej roviny*** (obr. 7.1.2.1). V území sú vyvinuté fluviálne náplavy dolného toku Váhu, Nitry, Žitavy a ich prítokov, ktoré sú zastúpené najmä piesčitými štrkmi a pieskami. Celková hrúbka kvartérnych usadenín kolíše v zmysle mapy hrúbky kvartérnych sedimentov (Maglay et al., 2009) v intervale 10 – 0 m, prevažne však do 20 m. Vypočítaná stredná hodnota koeficientu filtrácie je 10^{-3} m . s^{-1}, stredná hodnota koeficientu prietočnosti 10^{-2} – 10^{-3} m^2 . s^{-1} a stredná hodnota mernej výdatnosti vrtov je q = 4,33, resp. 6,32 l . s^{-1} (tab. 7.1.2.6).

Do severozápadného cípu mapovaného územia zasahuje v okolí Nových Zámkov svojou malou časťou rajón ***Q 072***. Hrúbka kvartérnych náplavov povrchového toku Nitry je tu rôzna, prevažne však v intervale 10 – 15 m. Najvyššia výdatnosť bola overená vrtmi HNZ-1, -2, -3 Nové Zámky (Žák et al., 1969), ktoré boli realizované do hĺbky 17 m. Vo svojom profile do hĺbky zhruba 13 až 16,4 m overili piesčitý štrk s obliakmi veľkými maximálne do 25 cm a stredno- až hrubozrnný piesok. Vrtom HNZ-3 Nové Zámky bola overená maximálna výdatnosť Q = 53,8 l . s^{-1} pri znížení 2,51 m a tým aj pri extrémnej hodnote mernej výdatnosti q = 21,43 l . s^{-1} . m^{-1}.

V zmysle štatistického spracovania súboru 87 vrtov je možné konštatovať, že medián overenej výdatnosti vrtov dosiahol hodnotu Q = 9,80 l . s^{-1} a medián mernej výdatnosti hodnotu q = 6,32 l . s^{-1} . m^{-1}, pričom dĺžka perforovaných častí vrtov kolísala v intervale 0,8 – 25,3 m. Z toho vyplývajú aj vysoké stredné hodnoty koeficientu filtrácie k = 1,52 . 10^{-3} m . s^{-1} a koeficientu prietočnosti T = 8,91 . 10^{-3} m^2 . s^{-1}.

Podobne ako hydrogeologický rajón Q 072, aj rajón ***Q 074*** zasahuje do skúmaného územia svojou malou časťou v západnom okraji približne medzi Komárnom, Martovcami, Hurbanovom, Imeľom, Bajčom a Nesvadmi. Kvartérne náplavy najmä Žitavy, ale aj Nitry, dosahujú hrúbku prevažne 20 m, ojedinele, v okolí obcí Imeľ a Bajč, aj 28,5 m. Približne vo vzdialenosti 1,5 km západne od Žitavy v okolí obce Imeľ sa v 60. rokoch minulého storočia realizovali do hĺbky 15 – 17 m širokoprofilové vrty S-1 až S-11 (Everling et al., 1965). Najvyššie čerpané množstvo sa potvrdilo hydrogeologickým prieskumom z vrtu S-6 Imeľ, Q = 44,0 l . s^{-1} pri znížení 2,47 m a pri vysokej hodnote q = 17,81 l . s^{-1} . m^{-1}.

Podľa štatistického vyhodnotenia súboru 32 vrtov sa v tomto území potvrdila celkovo najvyššia stredná hodnota výdatnosti vrtov (medián) zo všetkých vrtov overujúcich kvartérny kolektor v mapovanom území, a to hodnotou Q = 17,25 l . s^{-1}. Medián mernej výdatnosti dosiahol hodnotu q = 4,33 l . s^{-1} . m^{-1}, pričom dĺžka perforovaných častí vrtov kolísala v intervale 2 – 18 m. Z uvedených údajov vyplývajú aj vysoké stredné hodnoty koeficientu filtrácie k = 1,26 . 10^{-3} m . s^{-1} a celkovo najvyššie hodnoty mediánu koeficientu prietočnosti zo skúmaného územia T = 1,36 . 10^{-2} m^2 . s^{-1} (tab. 7.1.2.7).

Kvartérne náplavy Ipľa (Q 091)

Východnou hranicou mapovaného územia preteká povrchový tok Ipľa, ktorý v tomto území tvorí zároveň štátnu hranicu medzi Slovenskom a Maďarskom. Hydrogeologický rajón ***Q 091*** je vyčlenený v línii obcí Leľa – Salka – Malé Kosihy – Pastovce – Bielovce – Ipeľský Sokolec (obr. 7.1.2.1). Kvartérne náplavy Ipľa a jeho prítokov dosahujú hrúbku prevažne 5 – 15 m, miestami do 20 m. V území sú vyvinuté nivné, ale aj terasové stupne, v oboch typoch náplavov sa realizovali prieskumné hydrogeologické vrty (Porubský et al., 1960).

Vodárensky najpriaznivejšie pomery nivných náplavov Ipľa sa potvrdili v mieste vrtu BI-4 Bielovce, ktorý mal hĺbku 9,0 m. Maximálna výdatnosť dosiahla hodnotu Q = 12,66 l . s^{-1} pri znížení 3,02 m a hodnote q = 4,19 l . s^{-1} . m^{-1}.

Podobne priaznivé hydrogeologické pomery sa potvrdili prieskumnými vrtmi situovanými v terasách Ipľa. Dominantne ide o lokality Salka a Malé Kosihy. Najvyššia hodnota výdatnosti Q = 7,96 l . s^{-1} pri znížení 1,49 m a hodnote q = 5,34 l . s^{-1}. m^{-1} bola overená vrtom Sa-5 Salka, ktorý bol vyhĺbený a zabudovaný do hĺbky 11,6 m (tab. 7.1.2.6).

V tomto rajóne bol štatisticky spracovaný najmenší súbor prieskumných vrtov – 16 vrtov. Prekvapivé je zistenie o niečo vyšších hodnôt mediánov koeficientu filtrácie a prietočnosti v prípade terasových stupňov ako v prípade vrtov s overeným nivným kolektorom (tab. 7.1.2.7). Stredná hodnota dosiahnutej výdatnosti vrtov bola stanovená na Q = 3,21, resp. 3,10 l . s^{-1}, medián koeficientu filtrácie k = 5,95 . 10^{-4}, resp. 1,03 . 10^{-3} m . s^{-1}, medián koeficientu prietočnosti T = 2,97 . 10^{-3}, resp. 4,53 . 10^{-3} m^2 . s^{-1} a medián q = 1,29, resp. 2,61 l . s^{-1} . m^{-1}.

Tab. 7.1.2.6. Vybrané hydrogeologické prieskumné vrty s overenou vyššou výdatnosťou kvartérnych kolektorov v skúmanom území.

Vrt	Lokalita	HG rajón	Súradnica X	Súradnica Y	Nadmorská výška terénu [m]	Hĺbka vrtu [m]	Overovaný úsek od – do [m]	Hladina vody pred čerpaním [m]	Q Výdatnosť [l . s^{-1}]	s Zníženie [m]	q Merná výdatnosť [l . s^{-1} . m^{-1}]	k Koeficient filtrácie [m . s^{-1}]	T Koeficient prietočnosti [m^2 . s^{-1}]	Autor	Rok	Číslo správy v geofonde
HV-539	Dolný Peter	N 058	–491 431	–1 322 606	127,4	15,0	7,0 – 13,0	5,4	2,90	3,00	0,97	3,20E-4	1,92E-3	Koša, J.	1967	18 139
HSV-4	Svodín – Gbelce	QN 059	–466 777	–1 313 045	155,6	19,0	13,0 – 19,0	14,4	1,50 2,85 4,00 4,76	0,26 0,50 0,76 1,04	4,58	1,67E-3	5,40E-3	Polák, R.	1982	55 065
HV-558	Bíňa	QN 059	–463 601	–1 315 720	137,0	15,5	8,4 – 12,4	8,7	5,90	1,50	3,93	1,13E-3	4,16E-3	Bátory, V.	1967	18 325
Sa-5	Salka	Q 091	–454 889	–1 318 874	115,3	11,6	7,0 – 11,0	6,1	7,96	1,49	5,34	1,53E-3	6,89E-3	Porubský, A.	1960	6 677
PR-1	Pohronský Ruskov	Q 060	–459 672	–1 309 879	124,5	10,2	3,0 – 8,5	3,0	8,14	2,10	3,88	1,50E-3	5,69E-3	Pechočiaková, A.	1965	14 840
H-570	Šalov	Q 060	–457 282	–1 307 213	126,7	10,2	1,7 – 7,8	1,0	11,05	2,11	5,24	1,22E-3	7,81E-3	Tužinský, A.	1963	11 430
Bl-4	Bielovce	Q 091	–451 387	–1 308 967	114,3	9,0	4,1 – 7,9	1,3	12,66	3,02	4,19	2,32E-3	9,52E-3	Porubský, A.	1960	6 677
HTŠ-1	Štúrovo	Q 057	–462 099	–1 329 712	123,6	16,5	11,0 – 14,5	9,8	11,23 15,30	0,32 1,02	11,01	4,78E-3	1,67E-2	Polák, R.	1974	34 666
HGKŠ-5	Kravany n. Dunajom	Q 056	–476 339	–1 331 809	108,4	28,0	7,0 – 23,0	4,8	10,00 33,50	2,00 4,20	5,00	4,76E-4	1,10E-2	Fatul, R.	1975	35 253
S-6	Imeľ	Q 074	–497 353	–1 314 355	111,4	15,0	5,5 – 13,5	2,0	44,00	2,47	17,81	3,26E-3	2,61E-2	Everling, G.	1965	15 199
HNZ-3	Nové Zámky	Q 072	–497 871	–1 309 739	114,7	17,0	8,3 – 15,0	1,3	53,80	2,51	21,43	3,58E-3	4,43E-2	Žák, D.	1969	21 561

Tab. 7.1.2.7. Prehľad vybraných hydraulických parametrov fluviálnych a terasových sedimentov v jednotlivých hydrogeologických rajónoch skúmaného územia.

Oblasť	HG celok	Počet vrtov n	Štatist. parameter	Hĺbka vrtu [m]	Dĺžka otvoreného úseku [m]	Hladina vody pred čerpaním [m]	Q Výdatnosť [l . s^{-1}]	s Zníženie [m]	q Merná výdatnosť [l . s^{-1}]	k Koeficient filtrácie [m . s^{-1}]	T Koeficient prietočnosti [m^2 . s^{-1}]
Kvartérne sedimenty Dunaja	fQ 056 + fQ 057	144	min	5,10	0,80	0,30	0,20	0,29	0,13	3,58E-05	2,16E-04
			max	43,00	24,00	10,60	**33,50**	7,25	45,71	1,55E-02	8,78E-02
			priemer	15,34	5,04	2,88	6,84	2,43	3,63	1,27E-03	7,07E-03
			medián	13,00	4,00	2,67	4,71	2,00	2,18	7,21E-04	4,00E-03
	tQ 056 + tQ 057	38	min	8,20	1,20	5,52	0,27	0,05	0,05	1,17E-05	3,03E-05
			max	82,00	6,00	10,40	**15,30**	11,09	11,01	6,09E-03	1,67E-02
			priemer	17,07	3,71	7,60	2,19	1,41	2,75	9,74E-04	2,70E-03
			medián	14,00	4,25	7,50	1,56	0,91	1,96	6,45E-04	1,58E-03
Kvartérne sedimenty Hrona	fN 058	13	min	8,00	2,00	0,10	0,25	0,30	0,05	1,76E-06	2,82E-05
			max	40,00	22,00	6,60	**2,90**	10,82	3,13	2,14E-03	8,88E-03
			priemer	16,39	5,60	3,21	1,24	2,95	0,79	5,26E-04	1,81E-03
			medián	14,00	3,05	2,60	1,13	2,11	0,59	3,75E-04	1,12E-03
	tN 058	13	min	16,30	2,00	7,15	0,31	0,75	0,29	1,09E-04	1,44E-04
			max	32,00	6,50	18,67	**4,76**	3,00	4,58	2,05E-03	6,16E-03
			priemer	22,52	4,17	15,68	2,08	1,38	1,58	6,24E-04	2,01E-03
			medián	22,00	4,30	16,43	1,60	1,04	1,37	3,36E-04	1,73E-03
	fQN 059	9	min	6,00	1,00	0,50	0,25	0,75	0,11	3,25E-05	1,48E-04
			max	35,00	8,00	3,50	**8,14**	8,45	3,88	1,50E-03	5,69E-03
			priemer	13,09	3,89	2,13	2,83	3,14	1,27	4,50E-04	1,61E-03
			medián	10,20	3,00	2,40	1,33	2,40	0,81	1,11E-04	1,11E-03
	tQN 059	32	min	7,00	0,75	3,20	0,20	0,27	0,19	4,43E-05	1,64E-04
			max	43,00	10,00	19,54	**5,90**	10,62	7,26	6,71E-03	1,01E-02
			priemer	18,80	3,10	10,40	2,35	1,70	2,26	1,36E-03	2,45E-03
			medián	16,50	2,00	10,30	2,00	1,34	1,56	6,78E-04	1,82E-03
	fQ 060	25	min	6,00	1,00	1,00	0,66	0,59	0,31	7,04E-05	3,31E-04
			max	40,00	20,00	3,60	**11,76**	6,44	11,53	3,74E-03	1,35E-02
			priemer	12,41	4,36	2,39	5,45	2,41	2,79	1,06E-03	4,05E-03
			medián	9,50	3,75	2,30	6,40	2,10	2,55	9,45E-04	4,04E-03
Kvartér Váhu, Nitry a Žitavy	fQ 072	87	min	6,00	0,80	0,22	0,70	0,20	0,28	1,61E-04	6,47E-04
			max	53,20	25,30	6,60	**53,80**	10,01	60,00	5,38E-02	2,69E-01
			priemer	17,39	6,03	4,32	12,67	2,25	7,94	2,93E-03	1,60E-02
			medián	15,00	5,20	4,67	9,80	2,00	6,32	1,52E-03	8,91E-03
	fQ 074	32	min	8,00	2,00	1,03	0,60	0,30	0,24	2,50E-05	4,25E-04
			max	40,00	18,00	5,00	**44,00**	6,80	22,73	6,13E-03	4,90E-02
			priemer	21,48	9,36	2,63	18,61	3,43	7,54	1,61E-03	1,62E-02
			medián	18,70	8,75	2,60	17,25	3,21	4,33	1,26E-03	1,36E-02
Kvartér Ipľa	fQ 091	7	min	6,30	1,00	0,93	1,00	1,64	0,34	1,43E-04	4,35E-04
			max	13,00	4,80	2,26	**12,66**	4,00	4,19	2,32E-03	9,52E-03
			priemer	9,12	3,08	1,56	4,14	2,77	1,49	9,05E-04	3,29E-03
			medián	9,00	3,10	1,56	3,21	3,00	1,29	5,95E-04	2,97E-03
	tQ 091	9	min	9,00	1,30	2,54	0,25	0,40	0,63	1,34E-04	8,07E-04
			max	33,00	6,00	16,10	**7,96**	2,50	5,34	5,38E-03	1,02E-02
			priemer	15,89	3,87	7,29	3,95	1,56	2,53	1,55E-03	4,38E-03
			medián	11,60	4,00	5,80	3,10	1,70	2,61	1,03E-03	4,53E-03
Kvartér spolu		**409**	**min**	**5,10**	**0,75**	**0,10**	**0,05**	**0,05**	**0,02**	**1,76E-06**	**2,76E-05**
			max	**82,00**	**25,30**	**19,54**	**53,80**	**11,09**	**60,00**	**5,38E-02**	**2,69E-01**
			priemer	**17,03**	**5,38**	**4,69**	**7,81**	**2,43**	**4,31**	**1,57E-03**	**8,54E-03**
			medián	**15,00**	**4,50**	**3,50**	**4,10**	**2,00**	**2,61**	**9,04E-04**	**4,36E-03**

Poznámka: fQ – fluviálne sedimenty, tQ – fluviálne sedimenty terás

Obeh a režim podzemnej vody komplexu hornín panvových štruktúr

Obeh a režim podzemnej vody komplexu hornín panvových štruktúr Dunajskej panvy sa v jednotlivých hydrogeologických celkoch odvíja od hydraulických parametrov hornín a ich úložných pomerov. Jednotlivé hydrogeologické celky sa líšia najmä v tom, ako výrazne plytký obeh podzemnej vody prevyšuje hlbší.

Hydrogeologický celok sedimentov štúrovského paleogénu Budínskej panvy z pohľadu obehu a režimu podzemnej vody najlepšie charakterizujú pomery zistené pri realizácii hlbších vrtov v oblasti Obidu. Zvodnenie tohto hydrogeologického celku bolo zdokumentované, ale vzhľadom na jeho litologický charakter a dominantnú puklinovú priepustnosť v ňom prevažuje iba obmedzený obeh vody cez systém zlomov (Remšík et al., 1980).

Obeh podzemnej vody v hydrogeologickom celku sedimentárneho a vulkanicko-sedimentárneho neogénu prebieha v plytko uložených kolektoroch, ktoré sa dopĺňajú prostredníctvom zrážok, povrchovej vody na pahorkatinách a z kvartérnych riečnych kolektorov. Napájanie zo zrážok je významné najmä v plytko uložených kolektoroch neogénu mimo pririečnych zón. Okrem iného ho indikujú aj výsledky režimových pozorovaní (Benková in Nagy et al., 1998).

Napájanie zo zrážok prebieha prevažne v zimných mesiacoch, keď je úhrn zrážok vyšší ako celkový výpar. Infiltrácii zrážok v zimných mesiacoch napomáha nedostatok rastlinného pokryvu, plochý reliéf a charakter krycieho nadložia (Bujalka et al., 1967).

Najlepšie a stále dopĺňanie vrstvových vôd v neogénnych kolektoroch je zabezpečené z podzemnej vody kvartérnych fluviálnych kolektorov v dolinách riek. V menšej miere sa vrstvové vody neogénnych kolektorov dopĺňajú z povrchových tokov, kde neogénne kolektory v terénnych depresiách na pahorkatinách vychádzajú na povrch. Odvodňovanie prebieha predovšetkým rozptýleným príronom do povrchových tokov a kvartérnych kolektorov, v menšej miere v podobe prameňov. Piezometrické pomery zvodní v neogénnych kolektoroch odrážajú všeobecné zákonitosti hydrogeodynamickej zonálnosti – všeobecný rast piezometrického napätia s rastúcou hĺbkovou pozíciou zvodne (Jetel et al., 2012).

Podľa Franka et al. (1976) možno konštatovať určité rozdiely medzi dolnovážskou artézskou oblasťou neogénu a hronsko-žitavskou artézskou oblasťou. V dolnovážskej artézskej oblasti klesá piezometrické napätie zvodní v plytko uložených neogénnych kolektoroch od úrovne okolo 160 – 170 m n. m. na severnom okraji územia na úroveň okolo 110 – 120 m n. m. na južnom okraji územia. Prúdenie podzemnej vody v neogénnych zvodnencoch postupuje zo SZ na JV a tento smer sa zachováva až po údolie Váhu. Druhé významné napájacie územie (svahy Tribeča) sa prejavuje prúdením na JZ až JJZ. Piezometrické napätie zvodní v smere Nitra – Neded klesá v zmysle sklonu od 170 – 140 m n. m až na 120 – 110 m n. m.



Obr. 7.1.2.4a. Pozorovaná sonda podzemnej vody č. 543 Svodín (zdroj: https://www.shmu.sk).



Obr. 7.1.2.4b. Pozorovaný prameň č. 1 465 Pri JRD v Nýrovciach (zdroj: https://www.shmu.sk).

V hronsko-žitavskej artézskej oblasti klesá piezometrické napätie zvodní v nehlboko uložených neogénnych kolektoroch od úrovne okolo 170 – 200 m n. m. na severnom okraji územia po úroveň okolo 105 – 110 m n. m. pri Dunaji. Výrazne sa tu uplatňujú dve napájacie územia: na Z sú to jv. svahy Tribeča, na V južné svahy Pohronského Inovca, sz., jz. a jv. svahy Kozmálovských vŕškov a napokon j. a z. svahy Hodrušskej hornatiny. Z týchto území podzemná voda prúdi na J až JZ. V juhozápadnej časti oblasti – v povodí Žitavy, Nitry a dolného Váhu – sa uplatňuje predovšetkým zjz. smer prúdenia. Na základe pozorovaní hladiny podzemnej vody (ďalej HPV) v období 1969 – 2017 v sonde SHMÚ č. 543 Svodín (obr. 7.1.2.4a) (hydrogeologický rajón ***N058 Neogén Hronskej pahorkatiny***), ktorá je situovaná v centre skúmaného územia, sa HPV nachádzala v hĺbke 13,5 – 19,7 m p. t., v roku 2018 v hĺbke 15,1 – 15,4 m p. t. s rozkyvom 0,3 m (Kullman et al., 2020).

V Ipeľskej artézskej oblasti (hydrogeologický rajón ***N 061 Neogén strednej a južnej časti Ipeľskej pahorkatiny***) je prostredníctvom SHMÚ pozorovaný prameň č. 1 471 Čurgó v Malej nad Hronom, ktorého výdatnosť sa pohybuje od 0,61 do 1,09 l . s^{-1}, a sonda č. 5 038 – Kubáňovo – Sazdice. Priemerná úroveň HPV v sonde počas dlhodobého sledovania sa nachádzala v hĺbke 1,66 m p. t., v roku 2018 v hĺbke 1,8 – 2,0 m p. t. (Kullman et al., 2020).

Hydrogeologický celok neovulkanitov (rajón ***V 096 Neovulkanity Burdy***) z pohľadu obehu a režimu podzemnej vody je charakteristický tým, že prítomnosť tektonických porúch zapríčiňuje rozdielnosť v priepustnosti horninového prostredia, ako aj prestup vody do susedných hydrogeologických celkov. Vzhľadom na malú plošnú rozlohu pohoria Burda (28 km^2) a charakter uloženia kolektorov s dominantne puklinovou priepustnosťou je prítomnosť väčšieho množstva podzemnej vody značne limitovaná. Prevažná časť podzemnej vody skryto prestupuje do fluviálnych sedimentov rieky Dunaj, resp. Ipeľ. Jediným viac-menej stálym tokom v pohorí Burda je potok Dona v dolnej časti Veľkej doliny ústiaci pri Chľabe do Dunaja. Územie je chudobné na pramene.

Obeh a režim podzemnej vody **kvartérnych sedimentov** je spojený s režimom riek (Dunaj, Žitava, Hron, Ipeľ, Nitra a Váh), ktoré sa podieľajú na ich formovaní. Prítoky Dunaja prirodzene rozčlenili územie na podcelky – čiastkové pahorkatiny – Nitriansku pahorkatinu, Žitavskú pahorkatinu, Hronskú pahorkatinu a Ipeľskú pahorkatinu.

Režim podzemnej vody v hydrogeologickom rajóne ***Q 056 Kvartér Dunaja v úseku Komárno – Chľaba*** je ovplyvňovaný Dunajom, zrážkami, výparom a odvodňovacími kanálmi. Vplyv Dunaja je veľmi intenzívny najmä v užšej pririečnej zóne Čenkovskej nivy. Infiltrácia pri vysokých stavoch sa tu strieda s drénovaním pri nízkych stavoch. Pri Kravanoch nad Dunajom má značný význam aj infiltrácia zrážkovej vody. Prevažnú časť roka Dunaj drénuje okolité územie. Na základe dlhodobých pozorovaní merania úrovne hladiny podzemnej vody (ďalej HPV) v pozorovacích objektoch SHMÚ kolísala HPV v sondách pri Kameničnej, Komárne, Iži, Patinciach, Moči, Kravanoch nad Dunajom, Mužle a Chľabe v úrovni 0,0 – 7,7 m p. t. s priemernou hodnotou 3,3 m p. t. Dlhodobý priemerný rozkyv HPV v závislosti od vzdialenosti sondy od Dunaja je zhruba 1 – 6 m. V roku 2018 dosiahol rozkyv HPV v sondách 0,4 – 2,3 m.

V hydrogeologickom rajóne ***Q 057 Kvartér dunajských terás na úpätí Hronskej pahorkatiny*** sa HPV nachádza vo väčšej hĺbke v porovnaní s územiami v alúviách a dosahuje hĺbku okolo 7,5 – 12,0 m p. t. (sondy v Obide, Radvani nad Dunajom, Bátorových Kosihách a Štúrove). Priemerný ročný rozkyv HPV v roku 2018 bol nižší ako v rajóne Q 056 a dosiahol hodnoty v intervale 0,15 – 1,7 m. Hydrogeologický charakter sedimentov terás, režim podzemnej vody v nich, ako aj spôsob dopĺňania zásob podzemnej vody sa jednoznačne líši od okolitého územia. Hladina podzemnej vody v porovnaní s nivnými sedimentmi je nižšie pod terénom (overená vrtmi v tejto oblasti v hĺbke 5,5 – 10,4 m p. t.). Prevláda tu dopĺňanie zásob podzemnej vody zo zrážok. Priaznivé miesta na infiltráciu sú na dne eolických depresií a v miestach s pokryvom viatych pieskov. Kolektor dosahuje hrúbku 3 – 7 m, pri terénnej hrane klesá až na 1 m (Jetel et al., 2012).

Režim podzemnej vody v hydrogeologickom rajóne ***QN 059 Kvartér hronských terás v Podunajskej nížine*** je podmienený jednak úhrnom zrážok, jednak prestupom vody do povrchových tokov. Ich meraním odvodili Bujalka at al. (1967) priemerný merný odtok 0,7 l . s^{-1} . km^{-2}. V pozorovacích sondách situovaných v oblasti hronských terás sa podzemná voda nachádza tiež hlbšie ako v kvartérnych náplavoch a dlhodobo kolísala v intervale 3,16 – 14,51 m p. t., v priemere zhruba v hĺbke 5,7 m p. t. s hodnotou dlhodobého ročného rozkyvu približne 2,3 m. Režim podzemnej vody v tomto rajóne dokumentujú aj pozorovania SHMÚ na prameni Pri JRD v Nýrovciach (č. 1 465) (obr. 7.1.2.4b), ako aj na prameni Studená studňa v Kameníne (č. 1 467). Výdatnosť prameňov sa pohybuje v rozsahu od 0,24 do 2,38 l . s^{-1}, resp. od 0,21 do 1,54 l . s^{-1} (Kullman et al., 2020).

Podzemná voda v rajóne ***Q 060 Kvartér nivy Hrona v Podunajskej nížine*** často vystupuje počas vysokých stavov nad terén a počas dlhodobého pozorovania kolísala v úrovni 0,0 – 3,7 m p. t. s priemernou hodnotou 1,9 m p. t. a dlhodobým rozkyvom 2,8 m. Hodnota rozkyvu HPV v roku 2018 dosiahla v jednotlivých sondách 0,5 – 1,6 m.

Hydrogeologický rajón ***Q 072 Kvartér Nitry od mesta Nitry po Nové Zámky*** zasahuje do skúmaného územia v sz. cípe územia a je v ňom pozorovaných asi 20 sond SHMÚ. Podľa výsledkov dlhodobého sledovania úrovne HPV je zrejmý jej výskyt v úrovni 0,0 – 6,4 m p. t., v priemere v hĺbke okolo 3 m p. t. s dlhodobým rozkyvom hladín 2,2 – 4,4 m. Rozkyv HPV v roku 2018 bol menší, iba 0,62 – 1,6 m.

Podobne ako rajón Q 072, aj rajón ***Q 074 Kvartér medziriečia Podunajskej roviny*** je vyčlenený na malej časti skúmaného územia, v jeho západnom okraji. V sledovanom období 1960 – 2017 sa HPV nachádzala v úrovni 0,0 – 5,9 m p. t., v priemere v hĺbke 2,2 m s priemerným rozkyvom hladiny 2,5 m. V roku 2018 dosiahol rozkyv v sondách iba hodnoty 0,3 – 1,73 m.

V rajóne ***Q 091 Kvartér Ipľa*** je HPV dlhodobo pozorovaná v sondách Ipeľský Sokolec (č. 817) a Salka (č. 820). Hladina podzemnej vody sa nachádza prevažne plytko pod terénom v hĺbke 0,0 – 2,0 m, v priemere zhruba 1,5 m s dlhodobým rozkyvom okolo 2 m. V roku 2018 bol rozkyv HPV do 1 m.

Chemické zloženie podzemnej vody komplexu hornín panvových štruktúr

Chemické zloženie podzemnej vody hydrogeologických celkov najlepšie dokumentuje geologický vývoj územia a vplyv jednotlivých mineralizačných procesov na ich formovanie. Vplyv obehu a režimu podzemnej vody sa odráža aj v ich charaktere, a to najmä pri vertikálnej zonalite.

Sedimenty hydrogeologického celku **štúrovského paleogénu Budínskej panvy** sa formovali podobne ako sedimenty kriedy. Z pohľadu zastúpenia chemických typov podzemnej vody môžeme preto sledovať aj istú podobnosť. V tektonických zónach s plytkým obehom prevládajú chemické typy podzemnej vody Ca–HCO_3 a Ca–Na–HCO_3, s narastajúcou hĺbkou obehu sa zvyšuje hodnota mineralizácie do 1 g . l^{-1} a chemický typ je Na–HCO_3 (Marcin et al., 2020b).

V hydrogeologickom celku **sedimentárneho a vulkanicko-sedimentárneho neogénu** prevažuje silno vápnitý charakter usadenín. Ak nepôsobia iné genetické faktory, v systéme neogénne sedimenty/zrážková voda sa v malej hĺbke tvoria typické vody s karbonátogénnou mineralizáciou. V dôsledku pomalšieho prúdenia vody v prostredí s prevažne medzizrnovou priepustnosťou a s dotáciou CO_2 podmienenou intenzívnou mikrobiálnou činnosťou má podzemná voda podstatne vyššiu hodnotu celkovej mineralizácie v porovnaní s vodou s karbonátogénnou mineralizáciou z karbonátového mezozoika. Celkove možno konštatovať rast priemernej celkovej mineralizácie s hĺbkou (Jetel et al., 2012).

Prevažná väčšina vody v sedimentoch neogénu v skúmanom území v hĺbke do 400 m má celkovú mineralizáciu v rozpätí 0,44 – 3,65 g . l^{-1}, najčastejšie však v intervale 0,46 – 1,4 g . l^{-1}. Medián celkovej mineralizácie vody má hodnotu okolo 0,64 g . l^{-1}, aritmetický priemer 0,78 g . l^{-1}. Najvyššia celková mineralizácia (3,65 g . l^{-1}) sa zistila v podzemnej vode z vrtu v HGK-1 Kamenín v úrovni 32 – 78 m v centre ipeľskej artézskej oblasti, ktorá je výrazného Na–Cl typu.

V tomto celku výrazne prevažuje výrazný základný typ Ca–Mg–HCO_3, resp. Mg–HCO_3. Podstatne menej je zastúpený nevýrazný základný typ Ca–Mg–HCO_3, resp. Mg–HCO_3, základný typ Na–HCO_3 a prechodný typ Na–Ca–Mg–HCO_3.

Mineralizácia podzemnej vody hydrogeologického celku **neovulkanitov** je prevažne silikátogénna. Intenzita hydrolytického rozkladu silikátových minerálov podmieňuje základné typy horninového prostredia (prevažne pyroxénických andezitov a ich vulkanoklastík). Pri rozklade silikátových minerálov sa do podzemnej vody uvoľňujú najmä hydrogénkarbonáty alkalických zemín a alkálií a formuje sa tak základné chemické zloženie typu Ca–HCO_3, Ca–Mg–HCO_3 v plytkom obehu a typu Ca–Na–HCO_3 až Na–HCO_3 v hlbšom obehu.

Celkovú mineralizáciu podzemnej vody do 1 g . l^{-1} (vo vrtoch na lokalite Bajtava a Leľa bola ojedinele dokumentovaná v intervale 0,65 – 1,2 g . l^{-1}) limituje značná odolnosť silikátových minerálov proti hydrolytickému účinku vody. Mineralizácia vody plytkého obehu je výrazne ovplyvnená aj značnou členitosťou reliéfu s rýchlym odtokom podzemnej vody k miestnej eróznej báze. To má za následok iba krátkodobý kontakt vody s horninou. V priemere vyššia mineralizácia vody vulkanoklastík oproti vode efuzív súvisí najmä s vyššou pórovitosťou a tým aj vyšším merným povrchom vulkanoklastík umožňujúcim tesnejší kontakt vody s minerálmi. Význam tu majú aj určité odlišnosti v mineralogicko-petrografickom zložení vulkanoklastík (prítomnosť exotického materiálu a premenených, okrem iného aj karbonatizovaných andezitov či lokálna prítomnosť $CaCO_3$ v tmele).

Tvorba chemického zloženia podzemnej vody vo **fluviálnych kvartérnych kolektoroch** v údolných nivách povrchových tokov vykazuje celý rad špecifických čŕt. Je to predovšetkým dôsledok toho, že hlavným zdrojom napájania tu nie sú zrážky, ale infiltrujúca povrchová voda s premenlivou mineralizáciou a premenlivým chemickým zložením pozdĺž toku a v čase. Popri tom sa pri tvorbe chemického zloženia vôd pririečnej zvodne uplatňuje aj vzájomné pôsobenie rôznych prúdov postupujúcich nivou rovnobežne s tokom alebo zostupujúcich zo svahov a z priľahlých predkvartérnych kolektorov alebo vystupujúcich z podložia kvartérnych

uložením. Chemické zloženie vody pririečnej zvodne je teda často skôr výsledkom miešania vody rôzneho pôvodu a s rôznym zložením ako produktom mineralizačných procesov prebiehajúcich na fázovom rozhraní voda/hornina (hydrolytický rozklad silikátov, rozpúšťanie karbonátov a oxidačné procesy, v hlbších častiach kvartérnych depresií aj redukčné procesy). Primárne genetické faktory (litologický charakter sedimentov, charakter priepustnosti, hydrodynamické podmienky obehu) pôsobia v smere zvýrazňovania kalciovo-(magnéziovo)-hydrogénkarbonátového zloženia prestupujúcej zdrojovej vody. Proti tejto tendencii pôsobia sekundárne antropogénne faktory ako producenti rozličných organických aj anorganických látok, najmä chloridov, dusičnanov a síranov alkalických zemín a alkálií. Pôsobením týchto faktorov sa chemické zloženie vody posúva k nevýraznému typu Ca–(Mg)–HCO_3, resp. až k rôznym zmiešaným typom s podstatným rastom celkovej mineralizácie. Výsledné zloženie potom závisí od pomeru, v akom sa uplatňujú obe uvedené skupiny faktorov.

Podzemná voda v kvartérnych kolektoroch skúmaného územia má celkovú mineralizáciu prevažne v rozpätí 0,27 – 2,30 g . l^{-1} s mediánom 0,61 g . l^{-1} a priemerom 0,58 g . l^{-1}. V 90 % prípadov je pritom mineralizácia nižšia ako 0,89 g . l^{-1}. Očakávaný rast celkovej mineralizácie sa s hĺbkou neprejavuje. Prevažuje tu výrazný základný typ Ca–Mg–HCO_3 (77 %) nad nevýrazným základným typom Ca–Mg–HCO_3 (19 %). Výskyty ostatných typov sú zriedkavé.

Nízku úroveň mineralizácie (v priemere okolo 0,56 – 0,57 g . l^{-1}) vykazuje pririečna niva Hrona.

Nivné sedimenty Ipľa spolu s vodami nízkej terasy Hrona sa tu hodnotia ako vody prevládajúceho typu Ca–Mg–HCO_3 až Ca–Mg–HCO_3–SO_4, s celkovou mineralizáciou prevažne 0,60 až 1,20 g . l^{-1}, so zvýšeným obsahom Al, H_2SiO_3 a niekedy aj As (z neovulkanického materiálu). Vody so silikátogénno-karbonátogénnou mineralizáciou vo fluviálnych sedimentoch strednej a vrchnej riečnej terasy Hrona predstavujú zväčša výrazný alebo nevýrazný základný typ Ca–Mg–HCO_3, s mineralizáciou prevažne 0,65 až 1,10 g . l^{-1}, s výraznými prejavmi antropogénneho ovplyvnenia (vysoký obsah dusičnanov).

Z uvedených schém priemerného chemického zloženia podzemnej vody vymedzených skupín v jv. časti Podunajskej nížiny je zrejmé, že sa tieto skupiny priemerným zložením vzájomne iba veľmi málo odlišujú: všetky predstavujú skupinu s pomerne úzkym rozpätím priemernej mineralizácie, 0,85 – 1,02 g . l^{-1}, a patria k výraznému alebo nevýraznému typu (Jetel et al., 2012).

Využívanie podzemnej vody komplexu hornín panvových štruktúr

V zmysle vodohospodárskej bilancie množstva podzemnej vody v SR (Belan et al., 2019) sa zo študovaného územia v roku 2018 sumárne odoberalo množstvo 101,32 l . s^{-1} z celkového dosiaľ vyčísleného využiteľného množstva podzemnej vody 1 734,4 l . s^{-1} v častiach hydrogeologických rajónov, ktoré sa tu nachádzajú (tab. 7.1.2.8). Z toho je zrejmé, že najväčšie využiteľné množstvo podzemnej vody je v rajónoch, v ktorých sa vyskytujú kvartérne štrkopiesčité kolektory (Q 074, Q 072, Q 056 a Q 057), resp. v rajóne Hronskej pahorkatiny (N 058), kde hlavný kolektor zastupujú prevažne neogénne piesky a pieskovce.

Tab. 7.1.2.8. Prehľad využiteľného množstva a odberov podzemnej vody z časti hydrogeologických rajónov nachádzajúcich sa v študovanom území v roku 2018 (Belan et al., 2019).

Označenie rajónu	Názov hydrogeologického rajónu	Využiteľné množstvo [l . s^{-1}]	Odber [l . s^{-1}]
Q 056	Kvartér Dunaja v úseku Komárno – Chľaba	285,00	8,28
Q 057	Kvartér dunajských terás na úpätí Hronskej pahorkatiny	208,00	34,99
N 058	Neogén Hronskej pahorkatiny	201,6	19,15
QN 059	Kvartér hronských terás v Podunajskej nížine	10,00	0
Q 060	Kvartér nivy Hrona v Podunajskej nížine	86,00	2,36
N 061	Neogén strednej a j. časti Ipeľskej pahorkatiny	17,00	0
Q 072	Kvartér Nitry od mesta Nitra po Nové Zámky	288,80	17,02
Q 074	Kvartér medziriečia Podunajskej roviny	540,00	19,01
Q 091	Kvartér Ipľa	88,00	0,51
V 096	Neovulkanity Burdy	10,00	0
	Spolu	1 734,4	101,32

Na hromadné zásobovanie obyvateľstva pitnou vodou prevádzkuje Západoslovenská vodárenská spoločnosť, a. s., Nitra v tomto území vodárenské zdroje Kravany nad Dunajom (vrty HGŠK-6, HGŠK-7, HGŠK-8), Chľaba – Kováčov (vrt HVCH-1), Dvory nad Žitavou (vrty HDŽ-3, HDŽ-7) a Hurbanovo – Imeľ (vrt HH-1).

V území boli v zmysle vodohospodárskej bilancie množstva podzemnej vody v SR (Belan et al., 2019) v roku 2018 v prevádzke aj vodné zdroje Hurbanovo-Pavlov dvor, Hurbanovo-Bohatá, Nové Zámky, Komárno, Marcelová, Štúrovo, Semerovo, Pribeta, Bátorove Kosihy, Dulovce, Kolta, Jasová, Dubník, Nová Vieska, Nesvady, Imeľ, Ipeľský Sokolec, Moča, Modrany, Mudroňovo, Sikenička, Svätý Peter a rôzne menšie rozptýlené lokálne zdroje. Využívané zdroje sú v tab. 7.1.2.9 zvýraznené modrou plochou.

Tab. 7.1.2.9. Prehľad využiteľného a využívaného množstva podzemnej vody v skúmanom území v roku 2018 (Belan et al., 2019).

Rajón	Názov lokality	Okres	Využiteľné množstvo			Zhodnotenie využívania	
			Kategória	Množstvo [l . s^{-1}]	Kvalita	Odber [l . s^{-1}]	Využitie
Q 056	Kravany nad Dunajom	KN	I.	54	V, CO	6,96	V3
	Štúrovo	NZ	II.	22	O, V	0,21	V3
	Štúrovo	NZ	III.	15	O		
	Moča – Radvaň nad Dunajom	KN	II.	19	O, V, CO	0	V3
	Patince	KN	III.	30	N, O	0	V3
	Iža, Bokroš	KN	III.	20	N, O	0	V3
	Chľaba	NZ	III.	15	CO, O	1,11	
	Komárno	KN	III.	50	CO, O	0	V3
	Rozptýlené lokálne zdroje	KN, NZ	III.	60	O	0	V3
	Spolu rajón Q 056			**285**		**8,28**	
Q 057	Hurbanovo-Bohatá	KN	II.	38	V, O	32,61	V3
	Hurbanovo-Bohatá	KN	III.	20	O		
	Marcelová	KN	II.	40	O, B	0,63	V3
	Marcelová	KN	III.	5	O		
	Moča	KN	III.	5	O, N	0	V3
	Bátorove Kosihy	KN	II.	16	CO, O	0,6	V3
	Bátorove Kosihy	KN	III.	4	O		V3
	Štúrovo	NZ	III.	30	O	1,11	
	Chotín	KN	III.	30	O	0	V3
	Rozptýlené lokálne zdroje	KN, NZ	III.	20	O	0,04	V3
	Spolu rajón Q 057			**208**		**34,99**	

Tab. 7.1.2.9 – pokračovanie.

Rajón	Názov lokality	Okres	Využiteľné množstvo			Zhodnotenie využívania	
			Kategória	Množstvo [l . s^{-1}]	Kvalita	Odber [l . s^{-1}]	Využitie
N 058	Semerovo	NZ	C1	8	V	0,36	V1
			II.	2,5			
	Dvory nad Žitavou – vinohrady, vrt HGV	NZ	II.	4	V	0,72	V1
	Dvory nad Žitavou-Ačov dvor, vrt S-1	NZ	II.	6,9	V	0	V1
	Dvory nad Žitavou-Dvorský kanál	NZ	II.	4	V	2,06	V1
	Dvory nad Žitavou – vrt HV-6	NZ	C1	1,5	V	0	V1, V2
			II.	8,3	N		
	Dvory nad Žitavou-Nový diel, vrt HGV	NZ	II.	4	V	1,12	V1
	Nové Zámky – Dvory nad Žitavou	NZ	II.	20	O	12,03	V1
	Pribeta-Tehelný kanál, vrty HGP-1, 4	NZ	C2	2,7	N	0,74	V1
			II.	8			V1
	Pribeta, vrt HV-2	KN	C2	5,1	N	0	V1
	Bajč, vrt HVB-2	KN	II.	6	N	0	V2
	Dulovce, vrt HU-1	KN	C2	18,8	V	0,14	V2
	Rozptýlené lokálne zdroje	KN, NZ	C2	2,2	V, O, N	0,78	V3
			II.	11,5			
	Spolu subrajón N 058/VH 30			**113,5**		**17,95**	
	Kolta, vrt K-1	NZ	C1 C2	0,6 2	V	0,14	V1
	Jasová, pr. Komloš 1, 2, vrty HJ-1, HU-3	NZ	C1 C2	2,4 4,1	V	0,34	V3
	Dubník, vrty HGP-1, HU-5	NZ	C1 C2	1,5 5,9	V	0,2	
	Rúbaň, vrt HU-4	NZ	II.	4 5,6	V	0	V3
	Strekov – žel. stanica, vrty HS-4, HGRN-1	NZ	III.	0,9 10,5	V	0	V3
	Strekov, vrt HS-3	NZ	III.	2,9 2	V	0	V3
	Nová Vieska	NZ	III.	2,1	N	0,01	
	Svodín, vrty SRV-2, HV-2	NZ	III.	9,4	V	0	V3
	Rozptýlené lokálne zdroje	NZ	III.	1,2 5	V, O, N	0,4	V3
	Spolu subrajón N 058/HN 30			**60,1**		**1,09**	
	Hurbanovo, vrt HV-1	KN	II.	4	V	0	V1
	Svätý Peter-Čierne vinice, vrt HV-2	KN	II.	5	N	0	V2
	Svätý Peter – vrt HV-539	KN	II.	5	V, N	0	V1, V2
	Vojnice, vrty HVV-10, 13	KN	C1 II.	2 3	V	0	V1
	Vojnice-Mikulášov sad	KN	II.	5	V	0	V1
	Rozptýlené lokálne zdroje	KN	II.	4	V, O	0,11	V3
	Spolu subrajón N 058/DN 30			**28**		**0,11**	
	Spolu rajón N 058			**201,6**		**19,15**	

Tab. 7.1.2.9 – pokračovanie.

Rajón	Názov lokality	Okres	Využiteľné množstvo			Zhodnotenie využívania	
			Kategória	Množstvo [l . s^{-1}]	Kvalita	Odber [l . s^{-1}]	Využitie
QN 059	Kamenín	NZ	C2	10	V, N	0	V3
	Spolu rajón QN 059			**10**		**0**	
Q 060	Kamenný Most	NZ	III.	10	O, V, CO	0	V3
	Štúrovo	NZ	III.	40	O	2,36	V3
	Rozptýlené lokálne zdroje	NZ	III.	36	O	0	V3
	Spolu rajón Q 060 (Hron-ústie)			**86**		**2,36**	
N 061	Rozptýlené lokálne zdroje	NZ	II.	6	N	0	V3
	Spolu N 061 (Hron-ústie)			**6**		**0**	
	Rozptýlené lokálne zdroje	LV NZ	II. III.	7 4	O, N N	0	V3
	Spolu N 061 (Ipeľ-ústie)			**11**		**0**	
	Spolu rajón N 061			**17**		**2,36**	
Q 072	Nové Zámky – vodáreň	NZ	II.	137,7	N, V	0	V2, V1
	Nové Zámky	NZ	II. III. B	51 30 0,1	V, N O	0,92	V1, V2
	Rozptýlené lokálne zdroje	NZ	III.	10	O	0	V3
	Spolu subrajón Q 072/NA 10			**228,8**		**0,92**	
	Nové Zámky – Dvory nad Žitavou	NZ	II.	20	O	16,1	V1
	Nové Zámky-Janov dvor	NZ	I.	20	CA, B	0	V2
	Rozptýlené lokálne zdroje	NZ	III.	20	O	0	V3
	Spolu subrajón Q 072/VH 10			**60**		**16,1**	
	Spolu rajón Q 072			**288,8**		**17,02**	
Q 074	Hurbanovo – Imeľ	NZ	C II.	25 110	CA, B	0,11	V1 V2
	Rozptýlené lokálne zdroje	KN	C II.	5 20		0,6	
	Rozptýlené lokálne zdroje	NZ	C II.	1 5		0,26	
	Spolu subrajón Q 074/VH 00 – Dunaj – Komárno pod			**166**		**0,97**	
	Hurbanovo-Pavlov dvor, vrty HV-1, 2, 3, HH-1, 2, 3, 4	KN	C1	90	B	12,03	V1
	Rozptýlené lokálne zdroje	KN	II.	20	CA, B	0	V3
	Spolu subrajón Q 074/VH 00 – Dunaj-štátna hranica			**110**		**12,03**	
	Rozptýlené lokálne zdroje	KN	C III.	2 20	CA, B	2,66	V1 V3
	Spolu subrajón Q 074/NA 00 Nitra – Nové Zámky			**22**		**2,66**	
	Imeľ	KN	C II.	25 75	CA, B	2,61	V2
	Nesvady-Aňala	KN	C I. II.	7 60 50	CA, B	0,74	V2
	Rozptýlené lokálne zdroje	KN	C III.	5 20	CA, B	0	V1 V3
	Spolu subrajón Q 074/DN 00 – Dunaj – Komárno pod			**242**		**3,35**	
	Spolu rajón Q 074			**540**		**19,01**	

Tab. 7.1.2.9 – pokračovanie.

Rajón	Názov lokality	Okres	Využiteľné množstvo			Zhodnotenie využívania	
			Kategória	Množstvo [l . s^{-1}]	Kvalita	Odber [l . s^{-1}]	Využitie
Q 091	Rozptýlené lokálne zdroje	LV	C2	26	O	0,51	V2
	Q 091/Ipeľ – Ipeľský Sokolec			26		0,51	
	Rozptýlené lokálne zdroje	LV, NZ	C2	62	O	0	V2
	Q 091/Ipeľ-ústie			62		0	
	Spolu rajón Q 091			**88**		**0,51**	
V 096	Kováčov	NZ	III.	2	N	0	V3
	Zvyšok subrajónu	NZ	III.	2	O	0	V3
	Spolu subrajón V 096/povodie Dunaja			4		0	
	Bajtava	NZ	III.	0,4	O	0	V2
	Kamenica nad Hronom	NZ	III.	2,6	N	0	V3
	Spolu subrajón V 096/povodie Hrona			3		0	
	Leľa – vrt HBL-2	NZ	II.	1,5	N	0	V2
	Zvyšok subrajónu	NZ	III.	1,5	O	0	V3
	Spolu subrajón V 096/povodie Ipľa			**3**		**0**	
	Spolu rajón V 096			**10**		**0**	
	SPOLU ÚZEMIE			**1 734,4**		**101,32**	

Vysvetlivky:
Kategória:
B, C, C1, C2, I, II, III – množstvo schválené hydrogeologickou komisiou v kategóriách A, B, C, C1, C2 a dokumentované množstvo v kategóriách I, II, III

Kvalita:
O – nehodnotená
V – vyhovuje
N – nevyhovuje
CA – chemicko-anorganické znečistenie
CO – chemicko-organické znečistenie
B – bakteriologicko-biologické znečistenie

Využitie:
V1 – zdroj vodohospodársky nevyužitý alebo využitý len čiastočne, s vyhovujúcou kvalitou
V2 – zdroj vodohospodársky nevyužitý alebo využitý len čiastočne, s nutnou úpravou kvality
V3 – zdroj s nutným doplňujúcim prieskumom
V4 – zdroj plne využitý
V5 – zdroj devastovaný odberom

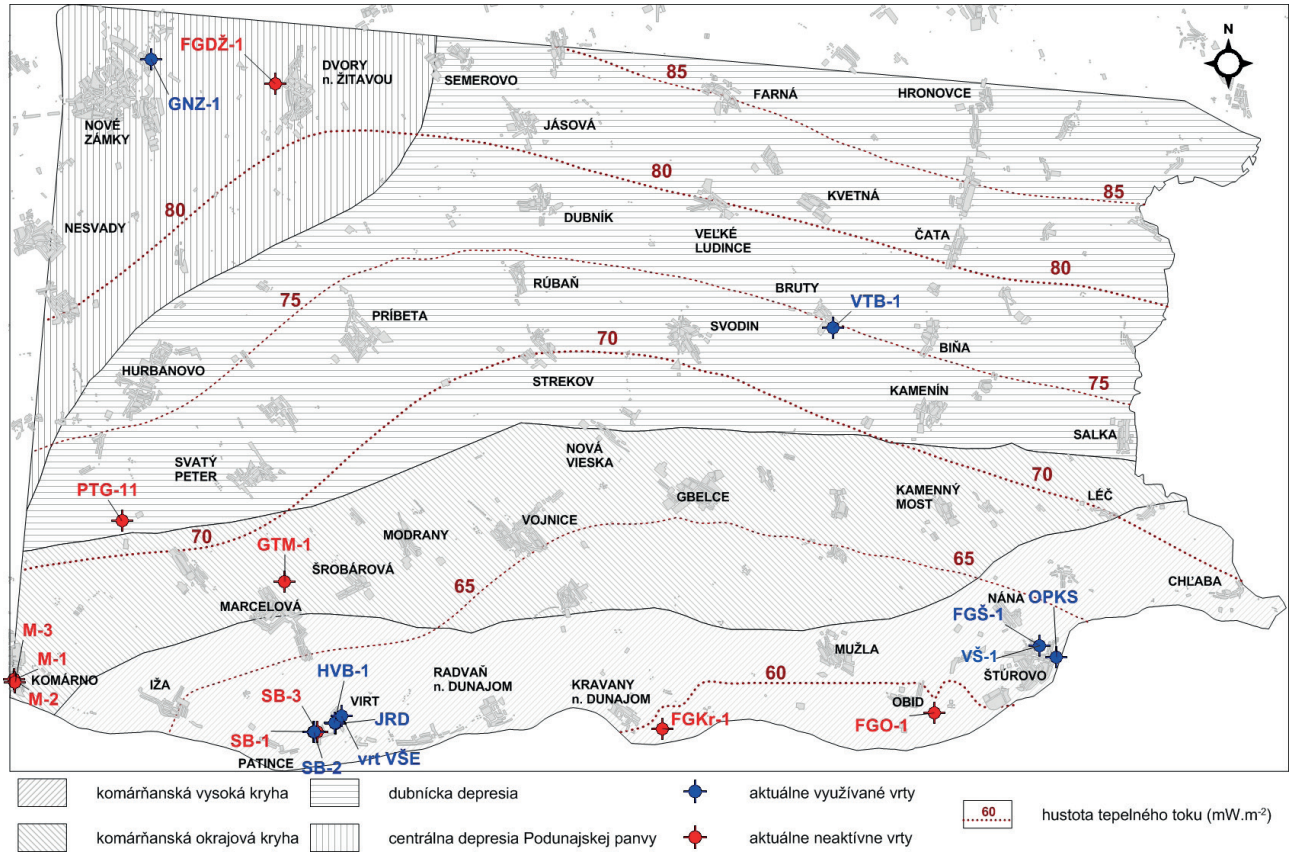
7.2. GEOTERMÁLNA VODA A ZDROJE GEOTERMÁLNEJ ENERGIE

7.2.1. CHARAKTERISTIKA GEOTERMICKÝCH PODMIENOK

Študované územie juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny priestorovo pokrýva vyčlenené perspektívne geotermálne oblasti (napr. Franko et al., 1995a), respektíve vyčlenené útvary geotermálnych vôd (Kullman et al., 2005):

- centrálna depresia Podunajskej panvy (východný okraj); CDPP,
- komárňanská vysoká kryha; KVK,
- komárňanská okrajová kryha; KOK,
- dubnícka depresia (južný okraj); DBD.

Geotermické prostredie charakterizuje pokles povrchovej hustoty tepelného toku s konvexnou vergenciou, s hodnotou v intervale 57 – 91 mW . m^{-2}. Maximálne hodnoty geotermickej aktivity vyššie ako 91 mW . m^{-2} sú podľa mapy hustoty tepelného toku (napr. Franko et al., 1995a) ohraničené sv. výklenkom územia na spojnici Hronovce – Ipeľský Sokolec, pričom zvýšená geotermická aktivita sa týka ani nie 1 % územia. Naopak, významný pokles geotermickej aktivity je spojený s južným okrajom komárňanskej vysokej kryhy (KVK) na spojnici Kravany nad Dunajom – Obid. Pre východný okraj CDPP pripadajú hodnoty hustoty tepelného toku v rozpätí 71 – 84 mW . m^{-2}, kým interval na južnom okraji DBD narastá na 70 – 91 mW . m^{-2}. Spomínaná južná vergencia poklesu geotermickej aktivity sa následne prejavuje v KOK, t. j. 61 – 71 mW . m^{-2}, no najvýraznejšia je v komárňanskej vysokej kryhe, s rozpätím hustoty tepelného toku 57 – 61 mW . m^{-2}. Vážená priemerná hustota tepelného toku podľa jeho priestorovej distribúcie dosahuje 68 mW . m^{-2} +/– 1,4 mW . m^{-2}. Na porovnanie, celoslovenský priemer dosahuje 82,1 +/– 20 mW . m^{-2} (Bodiš et al., 2018), zatiaľ čo priemer v geodynamicky aktívnych zónach narastá až na úroveň 150 mW . m^{-2} (Flóvenz et al., 2012). Ak vypočítaný interval hustoty tepelného toku na území Slovenska (Západných Karpát) je 30 – 125 mW . m^{-2} (Franko et al., 1995a; Bodiš et al., 2018), geotermickú aktivitu na hodnotenom území je možné považovať za mierne zníženú (obr. 7.2.1.1). Hodnoty hustoty tepelného toku v priemere do oblasti juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny sú charakteristické pre „koncepcie“ konduktívneho typu (Moeck, 2014).



Obr. 7.2.1.1. Priemet mapy hustoty tepelného toku s vyznačením kľúčových geotermálnych vrtov v juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny.

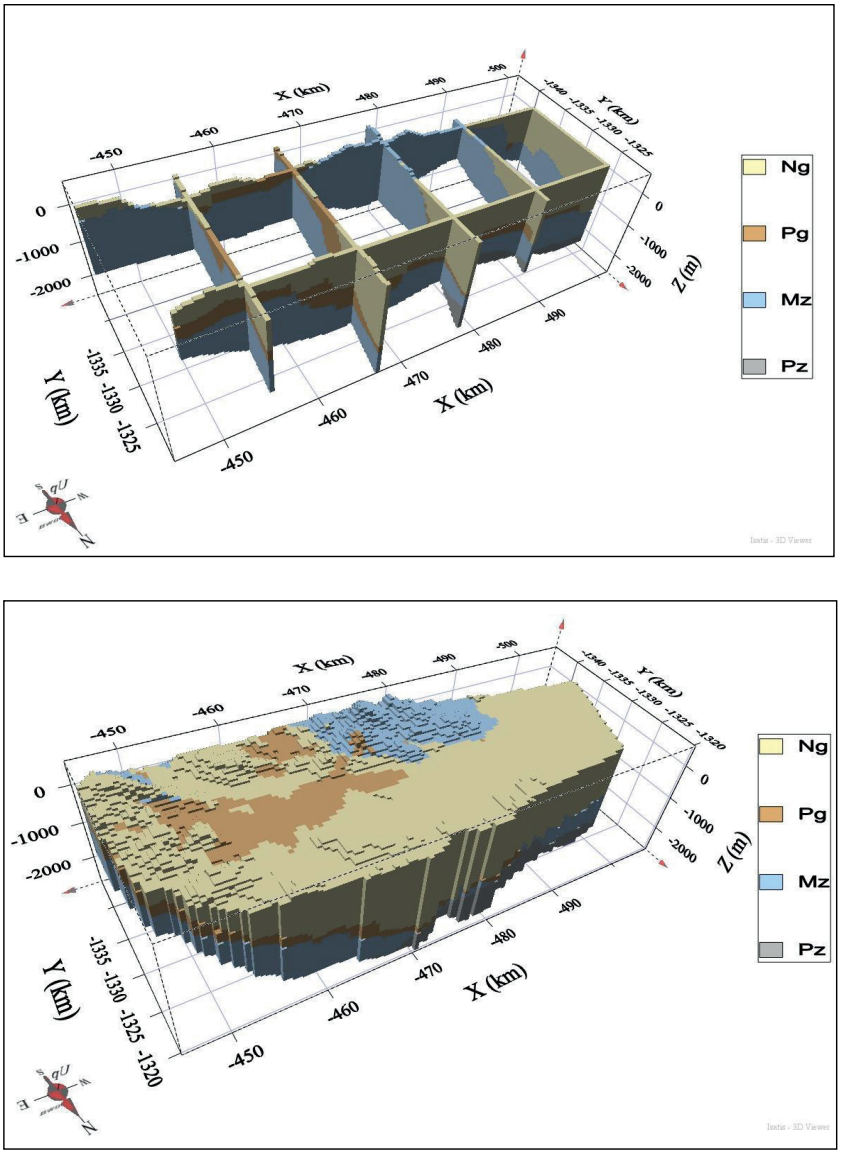
Komárňanská vysoká kryha a komárňanská okrajová kryha

Geologická jednotka komárňanská kryha ako celok sa nachádza v jv. časti Dunajskej panvy, približne medzi Komárnom a Štúrovom. V území dominuje Podunajská pahorkatina, Podunajská rovina tvorí iba západnú časť kryhy. Svojou rozlohou v rámci rozlohy na území Slovenska predstavuje 40 % študovaného územia jv. časti Podunajskej nížiny. Z južnej strany je kryha lemovaná pohoriami Zadunajského stredohoria (Gerecse, Pilis), prirodzenú južnú hranicu tvorí rieka Dunaj. Severnú hranicu tvorí línia z.-v. smeru cez Hurbanovo a Kamenný Most. Na východe územie ohraničuje pohorie Burda.

Z geologického hľadiska sa na stavbe kryhy podieľa mezozoikum Zadunajského stredohoria (hlavne triasové vápence a dolomity), ktoré je zakryté sedimentmi paleogénu, neogénu a kvartéru (obr. 7.2.1.2). Kryha je výrazne porušená zlomovou tektonikou a v podloží paleogénnych sedimentov tvorí morfologicky členitú štruktúru. Zo západu je oproti CDPP ohraničená systémom komárňanských zlomov, zo severu hurbanovským zlomom, smerom na východ prechádza pod neovulkanity pohoria Börzsöny a na juhu (pravá strana Dunaja) do mezozoického pohoria Gerecse a pod neovulkanity pohoria Pilis.

Zo štruktúrno-hydrogeotermálneho hľadiska bola kryha v r. 1992 (Remšík et al., 1992) rozčlenená na:

- komárňanskú vysokú kryhu,
- komárňanskú okrajovú kryhu.



Obr. 7.2.1.2. Geologický model komárňanskej (okrajovej a vysokej) kryhy. Ng – sedimentárny a vulkanosedimentárny neogén + kvartér, Pg – paleogén + kriedový vývoj mezozoika, Mz – triasový a jurský vývoj mezozoika, Pz – paleozoické podložie (Fričovský a Vizi, 2020).

Obe kryhy boli vyčlenené zároveň ako samostatné útvary geotermálnej vody (Kullman et al., 2005) v zmysle tzv. *Rámcovej smernice o vode – Smernica č. 2006/60/EC Európskeho parlamentu a Rady* pod kódovým označením SK300020FK (komárňanská okrajová kryha) a SK300010FK (komárňanská vysoká kryha), ktoré sú zároveň cezhraničným útvarom.

Geotermálna voda v útvare SK300010FK sa viaže na triasové karbonáty (vápence a dolomity) a jurské vápence. Hydrogeotermálnym prieskumom bola overená geotermálna voda s teplotou T_v = 20 °C v hĺbke 1 021 m vo vrte FGKr-1 Kravany nad Dunajom alebo v hĺbke 1 000 m vo vrte FGO-1 Obid, ktoré odrážajú výrazné ochladzovanie rezervoárového prostredia. V oblasti Patiniec vo vrtoch SB-1, SB-2 (obr. 7.2.1.3) a SB-3 bola v hĺbke 160 – 230 m potvrdená geotermálna voda s teplotou T_v = 26 – 27 °C.

Podobné teplotné pomery boli dokumentované aj v oblasti Virtu vo vrtoch JRD, HVB-1 a VŠE, kde v hĺbke 240 – 280 m bola ustálená teplota T_v = 26 °C. Iná situácia je v oblasti Štúrova. Výrazne vyššia teplota, T_v = 35 – 40 °C, bola dokumentovaná vo vrtoch OPKS, FGŠ-1 a VŠ-1,

(obr. 7.2.1.4) v hĺbke 97 – 210 m (Marcin et al., 2016). Porušenie konduktívneho (stacionárneho) geotermálneho poľa v západnej (línia Kravany nad Dunajom – Patince) a východnej (okolie Obidu) zóne ochladzovaním chladnejšími geotermálnymi vodami prichádzajúcimi z Maďarska (Fričovský a Vizi, 2020) potvrdzuje hydrogeologickú otvorenosť a cezhraničnosť útvaru vrátane intenzívnej vodovýmeny v štruktúre (Marcin et al., 2020b).

Geotermálny útvar SK300020FK – komárňanská okrajová kryha (KOK) – vystupuje po obvode vysokej kryhy. Obkolesuje ju zo západnej, severnej a východnej strany. Rovnako ako v KVK, aj tu je geotermálna voda viazaná na triasové vápence a dolomity, respektíve jursko-kriedový vývoj ich nadložia. Geotermálna voda bola dokumentovaná vo vrtoch GTM-1 v Marcelovej v hĺbke 1 760 m s teplotou T_v = 56 °C a v Komárne-Novej Stráži vo vrte FGK-1, kde v hĺbke 1 970 m teplota geotermálnej vody na ústí produkčného vrtu je T_v = 64 °C (Marcin et al., 2016). Priestorovo bola v okolí Komárna overená geotermálna voda aj vo vrtoch M-1 až M-3 (Pagáč, 1968; Franko a Račický, 1979). Z pohľadu útvarov geotermálnej vody ale prislúcha k CDPP, lebo jej rezervoárové prostredie je definované v pieskoch vrchnomiocénneho veku. Prieskum v blízkosti Modrian potvrdil geotermálnu vodu vrtmi MO-1 a MO-2 s teplotou T_v = 77 °C v hĺbke do 2 200 m (Gaža, 1970; Gaža a Beinhauerová, 1974).



Obr. 7.2.1.3. Zhlavie geotermálneho vrtu SB-2 Patince (foto K. Benková, 2010).



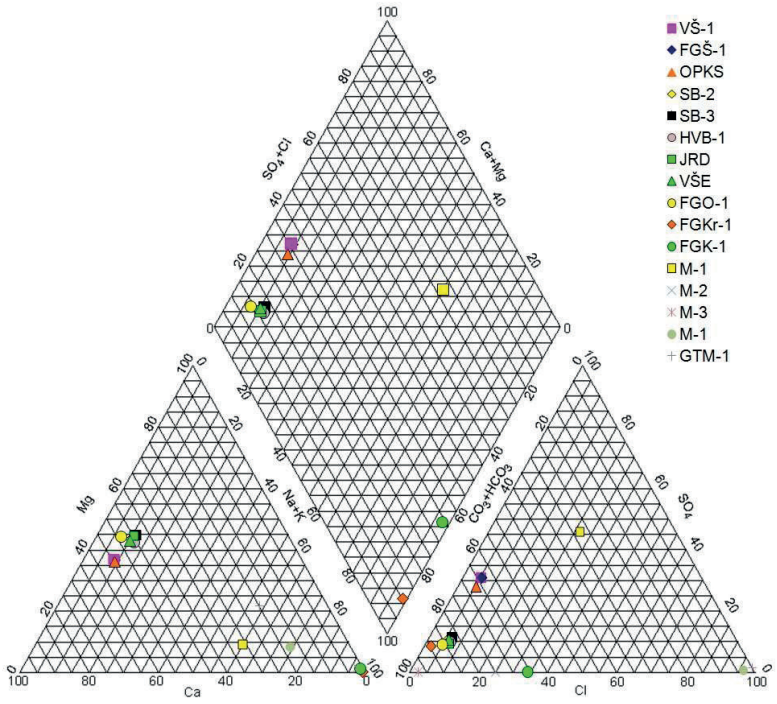
Obr. 7.2.1.4. Zhlavie geotermálneho vrtu VŠ-1 Štúrovo (foto D. Marcin, 2019).

V komárňanskej kryhe prevládajú nasledujúce chemické typy geotermálnej vody (Bodiš a Gazda in Remšík et al., 1979b):

- výrazný Ca–Mg–HCO_3 typ s celkovou mineralizáciou ca 0,65 – 0,75 g . l^{-1}, miestami s prítomnosťou H_2S (zastúpenie zložky A_2 je 77,8 – 83,1 %, pomer $rHCO_3/rCl$ vyšší ako 10);
- nevýrazný Ca–Mg–HCO_3 typ so zvýšenou zložkou Ca–SO_4, s celkovou mineralizáciou okolo 0,7 g . l^{-1} [zastúpenie zložky A_2 maximálne 64,8 %, zložky $S_2(SO_4)$ medzi 24,3 až 26,5 %, pomer HCO_3/Cl vyšší ako 10];
- zmiešaný typ s prevahou Ca–SO_4 zložky a so zvýšeným obsahom Na–Cl zložky a s celkovou mineralizáciou 2,2 – 3,8 g . l^{-1} [zložka $S_2(SO_4)$ = 34,5 – 44,1 %, $S_1(Cl)$ = 30,8 – 36,6 %, pomer HCO_3/Cl je menší ako 1].

Samostatnú skupinu tvoria vysoko mineralizované soľanky s celkovou mineralizáciou 23 – 33 g . l^{-1} Na–Cl typu [$S_1(Cl)$ = 89 – 93 %] (Franko et al., 2011). Výsledky chemických analýz jednotlivých zdrojov geotermálnej vody komárňanskej kryhy sú zobrazené v klasifikačnom Piperovom grafe (obr. 7.2.1.5).

Pretože KVK je cezhraničným útvarom geotermálnych vôd, je potrebné stručne spomenúť aj geotermálnu vodu Zadunajského stredohoria na území Maďarska (pohoria Pilis a Gerecse). Táto oblasť Maďarska predstavuje infiltračnú oblasť geotermálnej vody, ktorá vystupuje v komárňanskej vysokej kryhe. Uvedené zdroje geotermálnej vody sa nachádzajú vo väčšom počte na lokalitách Ostrihom (8 zdrojov), Tata (6 zdrojov) a Dunaalmás (3 zdroje). Na ostatných lokalitách (Visegrád, Bajna a Pilisvörösvár) sa nachádza iba jeden zdroj. Zdroje geotermálnej vody v Ostrihome sú chemického typu Ca–Mg–HCO_3. Zvýšený obsah Na^+ a SO_4^{2-} z analýz Primaciálneho prameňa (Prímás-kút) podľa vzorkovania z roku 1972 pravdepodobne neodráža pôvodné zloženie typické pre teplé pramene, ale zloženie zmenené v dôsledku poklesu hladiny vody v krasovom prostredí.



Obr. 7.2.1.5. Piperov klasifikačný diagram zdrojov geotermálnej vody komárňanskej kryhy.

Vrtmi overená ostrihomská teplá voda patrí tiež do skupiny Ca–Mg–HCO_3, jej teplota kolíše medzi 21 – 31 °C.

V rámci riešenia geologickej úlohy 08 17-01 *Regionálne geotermálne zhodnotenie komárňanskej vysokej a komárňanskej okrajovej kryhy* boli na základe geologicko-tektonickej stavby, chemického a izotopového zloženia vody vyčlenené viaceré hydrogeotermálne štruktúry (Marcin et al., 2020b). Zatriedenie geotermálnych zdrojov k hydrogeotermálnym štruktúram (tab. 7.2.1.1 a obr. 7.2.1.4) rešpektuje prepojenie jednotlivých oblastí komárňanskej kryhy na území Slovenska a oblasti Zadunajského stredohoria v Maďarsku. Viaceré vyčlenené hydrogeotermálne štruktúry (napr. komárňanská okrajová kryha, pokračujú na územie Maďarska ako geotermálny útvar HU_kt.1.2 Severné Zadunajsko – termálny kras). Majú tak cezhraničný charakter, pretože ich tranzitno-akumulačné oblasti a infiltračné oblasti sa nachádzajú na území severného Maďarska.

V komárňanskej vysokej kryhe boli vyčlenené nasledujúce zložité hydrogeotermálne štruktúry (obr. 7.2.1.6), ktoré majú prechodný charakter (výverová oblasť je spoločná pre vodu z dvoch štruktúr s rôznou teplotou a čiastočne aj rôznym izotopovým a chemickým zložením):

- hydrogeotermálna štruktúra Patince – Tata – vrchná hydrogeotermálna štruktúra/P-T_2 (T_{vody}: 20 °C, M: 0,7 g . l^{-1}, Ca–Mg–HCO_3), spodná hydrogeotermálna štruktúra/P-T_1 (T_{vody}: 27 °C, M: 0,7 g . l^{-1}, Ca–Mg–HCO_3);
- hydrogeotermálna štruktúra Obid – Ostrihom – vrchná hydrogeotermálna štruktúra/P-T_2 (T_{vody}: 20 °C, M: 0,7 g . l^{-1}, Ca–Mg–HCO_3), spodná hydrogeotermálna štruktúra/P-T_1 (T_{vody}: 29 °C, M: 0,7 g . l^{-1}, Ca–Mg–HCO_3);
- hydrogeotermálna štruktúra Štúrovo – Ostrihom – vrchná hydrogeotermálna štruktúra/S_2 (T_{vody}: 20 °C, Ca–Mg–HCO_3), spodná hydrogeotermálna štruktúra/S_1 (T_{vody}: 39,6 °C, M: 0,7 g . l^{-1}, Ca–Mg–HCO_3–SO_4).

V rámci komárňanskej okrajovej kryhy boli vyčlenené dve hydrogeotermálne štruktúry (obr. 7.2.1.6):

- chotínska hydrogeotermálna štruktúra/CHGT (T_{vody}: 42 – 64 °C, M: 2,2 – 3,8 g . l^{-1}, Na–Ca–Mg–SO_4–Cl–HCO_3);
- marcelovská hydrogeotermálna štruktúra/MGT (T_{vody}: 54 – 77 °C, M: 90 g . l^{-1}, Na–Cl).

Tab. 7.2.1.1. Vybrané ukazovatele vody geotermálnych zdrojov komárňanskej kryhy (SK) a severnej časti Zadunajského stredohoria (H).

Lokalita	Q [l . s^{-1}]	Otvorený úsek od – do [m]	Vek a litostratigrafia	T_{vody} [°C]	M [g . l^{-1}]	S_1 S_1(Cl) [%]	$S_2(SO_4)$ [%]	A_1 [%]	A_2 [%]	rMg/rCa	SO_4/M
SK300010FK Komárňanská vysoká kryha											
Hydrogeotermálna štruktúra Patince – Tata											
Výverová oblasť Patince (SK)											
Patince, SB-1	29,1	130 – 160	mezozoikum	26,5	0,68	12,4 8,05	4,9		82,3	0,96	0,04
Patince, SB-2	45,0	129 – 146	liasové a triasové vápence	27,0	0,70	11,6 5,95	5,3		83,1	0,93	0,05
Výverová oblasť Virt (SK)											
Virt, HVB-1	0,5	139,5 – 232,8	mezozoikum	26,0	0,69	11,9 6,4	4,95		83,05	1,12	0,05
Virt, VŠE	3,0	155 – 263	triasové dolomi-tické vápence	24,5	0,69	11,65 7,3	7,2		81,1	0,89	0,06
Virt, JRD	6,6	?	mezozoikum	26,0	0,7	11,05 7,4	6,6		82,3	0,87	0,05
Výverová oblasť Tata (H)											
Dunaalmás, vrt K-15	?	? – 172	mezozoikum		0,69	11,9 6,55	6,15		82	0,89	0,06
Hydrogeotermálna štruktúra Obid – Ostrihom											
Výverová oblasť Obid (SK)											
Obid, prameň	n.	–	triasové vápence a dolomity	22	0,69	9,1 6,55	13,1		77,8	0,81	0,08
Obid, FGO-1	5,8	736 – 1 000	triasové vápence a dolomity	21,5	0,72 – 0,74	7,2 4,7	7,8		81,5	0,83	0,05
Výverová oblasť Ostrihom (H)											
Ostrihom, vrt István	?	? – 323	mezozoikum	27 – 29	0,81	10,05 4,95	12,25		77,75	0,82	0,09
Ostrihom, vrt	?	?	mezozoikum	28	0,8	15,2 4,25	5,7		79,05	0,87	0,08
Hydrogeotermálna štruktúra Štúrovo – Ostrihom											
Výverová oblasť Štúrovo											
Štúrovo, VŠ-1	49	65 – 113	mezozoikum	40	0,7	10,4 7,7	24,25		64,75	0,68	0,13
Štúrovo, FGŠ-1	75	77 – 128	triasové dolomity	40	0,70 – 0,74	9,9 5,8	26,5		63,6	0,63	0,15
Tranzitno-akumulačná oblasť hydrogeotermálnej štruktúry Štúrovo											
Kravany, FGKr-1	?	364 – 374	krieda a paleogén	16,0	1,02	10,05 2,05	0,0	87,95	1,55	0,33	0,04
Kravany, FGKr-1	6,0	723 – 920	triasové vápence a dolomity	20,0	0,71 – 0,75	13,65 4,95		4,45	79,5	0,9	0,04
SK300020FK Komárňanská okrajová kryha											
Chotínska hydrogeotermálna štruktúra											
Komárno, M-1	1,6	1 140 – 1 221	triasové vápence a dolomity	42,0 – 54,5	2,2 – 2,7	32,55 32,55	44,1		21,1	0,4	0,22
Komárno, M-3	5,3	1 139 – 1 184	dogerské vápen-ce a dolomity	49,0	3,4 – 3,8	41,05 36,55	34,5		21,85	0,43	0,2
Komárno – Nová Stráž, FGK-1	3,3	1 696 – 1 964	triasové vápence a dolomity	64,0	2,7 – 2,9	38,5 30,75	42,75		17,8	0,3	0,25

Tab. 7.2.1.1 – pokračovanie.

Lokalita	Q [l . s^{-1}]	Otvorený úsek od – do [m]	Vek a litostratigrafia	T_{vody} [°C]	M [g . l^{-1}]	S_1 S_1(Cl) [%]	$S_2(SO_4)$ [%]	A_1 [%]	A_2 [%]	rMg/rCa	SO_4/M
(H) geotermálny útvar HU_kt.1.2 Severné Zadunajsko – termálny kras											
*Komárom, B-62 (Katastr. číslo: 10-3)	9,6	907 – 1 286	miocénne, paleogénne, kriedové a triasové sedimenty	41	7,1	36,68 8,58	5,21		57,95	0,19	0,17
*Ács, K-67 (Katastr. číslo: 10-4)	28,3	1 809 – 1 822,5	miocénne karbonáty, triasové vápence a dolomity	70,0	1,12	13,05 10,31	0,0	78,48	8,30	0,37	0,15
Marcelovská hydrogeotermálna štruktúra											
Marcelová, GTM-1	8,3	1 035 – 1 197,5 1 405 – 1 760	vápence a dolomity spodného triasu	54	90	72,78 72,78	1,48		0,116	0,39	0,007
Modrany-1	**	2 195 – 2 294	sivé vápence jury	77	0,76	42,8 35,8	16,2		41	0,64	0,12

Poznámka: Q – výdatnosť (n – nemerateľná), ? – neznámy údaj, SK – Slovensko, H – Maďarsko

Zdroj údajov: Dzúrik a Roháčiková (1995), Pagáč (1968), Holéczyová a Porubský (1974), Gaža (1970), Remšík et al. (1992), Klago a Tyleček (1988)

* Transenergy – Transboundary Geothermal Energy Resources of Slovenia, Austria, Hungary and Slovakia EN. Online: http://transenergy-eu.geologie.ac.at/,https://www.arcgis.com/home/webmap/viewer.html?webmap=f82fe0f737174219a354f4209ea7448a&extent=12.1518,45.3238,20.2487,49.1158

** výdatnosť vrtu nebola overená hydrodynamickou skúškou

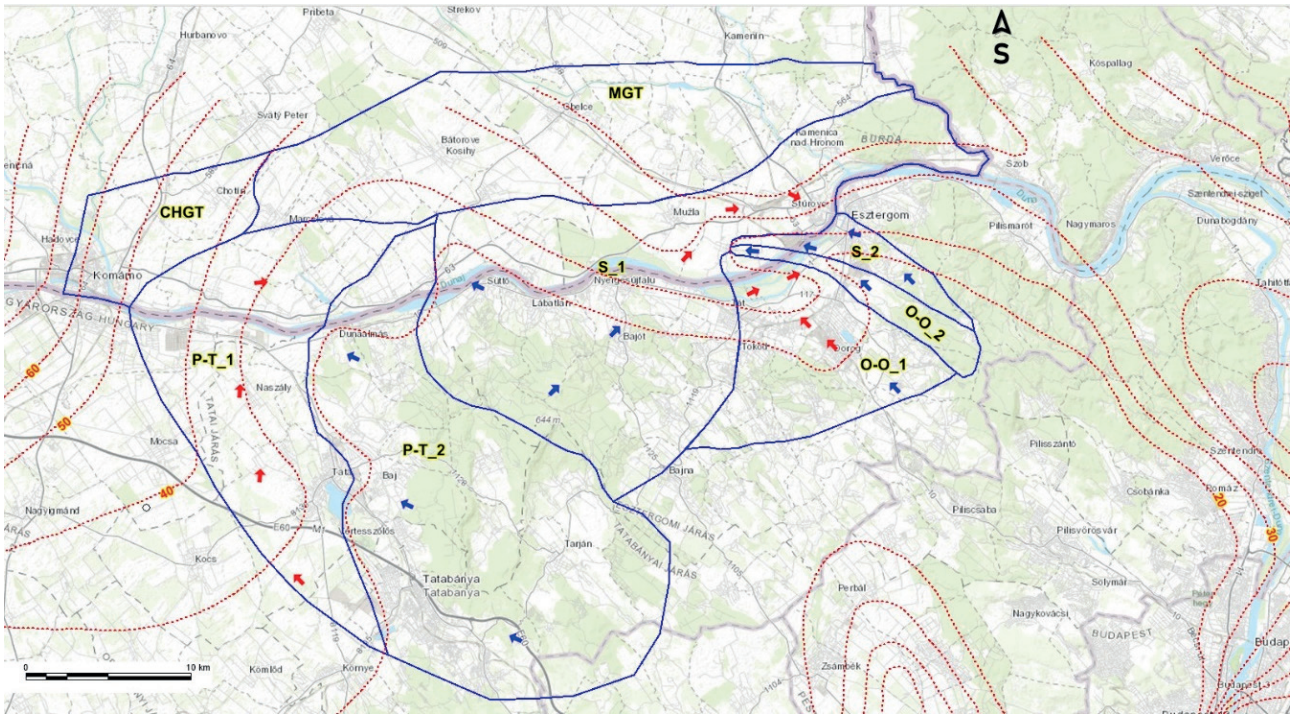
Tab. 7.2.1.2. Charakteristika soľaniek vo vybraných vrtoch (Franko et al., 2011).

Označenie vrtu	Hĺbka kolektorov [m]	Vek kolektor	Celk. min. [g . l^{-1}]	S_1(Cl)	S_2(Cl)	I [mg . l^{-1}]	Br [mg . l^{-1}]	Prostredie	(rNa + rK)/ rCl	$rHCO_3$/rCl	(rNa + rK)/ (rCa + rMg)	Cl/Br
SK300020FK Komárňanská okrajová kryha												
Modrany MO-2	1 665 – 1 668 1 725 – 1 740 2 141 – 2 150 2 600 – 2 620	spodný báden – piesky spodný báden – vápnité pieskovce priabón – vápnité pieskovce (eocén) perm – arkózy, pieskovce	79,22 76,25 67,08 68,9	79,9 78,9 81,9 80,4	19,4 20,65 17,15 11,63			morské	0,8 0,79 0,82 0,88	0,002 0,002 1 0,007 1 0,005 4	3,97 3,74 4,52 4,93	
Modrany MO-1	1 145 – 1 156 2 085 – 2 088 2 114 – 2 121	stredný báden – piesky priabón – váp. pieskovce (eocén) priabón – váp. pieskovce (eocén)	32,83 23,26 19,39	82,4 77 70,8	16,6 16,6 24,2	12,1 15,9 5,7	50,7 83,6 61,1	morské	0,83 0,82 0,74	0,002 0,062 0,052	4,64 3,36 2,41	392 155 180,6
Marcelová GTM-1	700 – 723 1 037,5 – 1 761	neogén – bazálne štrky, brekcie spodný trias – bridlice, pieskovce, vápence, porucha	0,82 90,68	8,28 72,8	2,02 25,4 $S_2(SO_4)$ = 50,21 A_2 = 34,37	0,02 23,1	0,2 198	?	6,67 0,76	4,61 0,001	0,09 3,87	220 278
Dolný Peter PGT-11	1 029 – 1 321 1 332 – 1 780	panón – striedanie pieskov a pieskovcov (spodná krieda) – ílovité vápence, ílovce, pieskovce	5,31 63,46	83,87 82,45	A_1 = 6,92 A_2 = 9,07 16,21	0,35 9,89	2,5 40,13		1,05 0,81	0,19 0,005 8	12,15 6,07	996 946,27
Nová Vieska NV-1	452 – 458 1 073 – 1 075 1 351 – 1 361 1 440 – 1 445 2 029 – 2 030 2 191 – 2 195 2 519 – 2 520 2 732 – 2 736	vrchný panón – pieskovce stredný báden – pieskovce stredný báden – pieskovce spodný báden – piesky spodný báden – piesky spodný báden – vulkanoklastiká spodný báden – pieskovce rupel – pieskovce (oligocén)	23,82 30,73 39,6 31,15 23,16 32,63 26,65 21,41	94 71,8 85 92,6 88,6 90 86,4 83	– 14,1 14,4 – 6,2 – 9,6 14	70,4 22,2 38,7 86,9 49,1 93,3 28,5 13,5		brakické morské	1,03 0,72 0,86 1,03 1,09 1,05 0,89 0,85	0,056 0,008 7 0,005 9 0,077 0,107 0,099 0,039 0,026	38,75 2,53 5,71 21,5 28,36 17,53 6,26 4,83	
SK300240PF Centrálna depresia Dunajskej panvy												
Kolárovo-2 K-2	2 139 – 2 148 2 613 – 2 630 2 680 – 2 690 3 042 – 3 048	spodný panón spodný panón spodný panón stredný sarmat	11,53 24,38 33,59 30,71	84,4 90,6 95,1 92,6	A_1 = 10,4 A_1 = 4,0 A_1 = 3,0 5	11,6 9,5 12 9,5	28,6 56,9 93,1 96	brakické	1,12 1,04 1 0,92	0,18 0,086 0,046 0,008	20,66 32,31 42,47 12,94	189,6 223,6 202,6 186,8
Kolárovo-3 K-3	1 770 – 1 993 1 785 – 1 993 2 303 – 2 308,5 2 444,5 – 2 450 2 659,5 – 2 669 2 685 – 2 700	spodný panón – piesky spodný panón – piesky spodný panón – pieskovce spodný panón – pieskovce stredný sarmat – vápnité pieskovce stredný sarmat – vápnité pieskovce	8,97 12,33 17,56 29,84 126,42 43,53	81,6 86,34 92 96,6 96,2 95,4	A_1 = 13,8 A_1 = 8,72 2,2 1,4 2,2 1,4	5,7 11,73 10,8 6,3 29,6 8,9	26,4 35,79 45,2 93,9 564,3 198,7		1,17 1,04 1,01 0,97 0,95 0,96	0,217 0,16 0,081 4 0,014 0,014 8 0,032 8	29,06 24,98 24,46 52,69 28,15 25,07	153 168,6 207 186,1 131,3 124,9

Samostatnú skupinu vôd v komárňanskej okrajovej kryhe tvoria soľanky, rozšírené južne od hurbanovského zlomu (napr. vo vrtoch MO-2, Marcelová GTM-1 a Dolný Peter PGT-11 (Franko et al., 2011).

V podmienkach Západných Karpát sa vznik soľaniek spája buď so zahusťovaním morskej vody (marinogénne), alebo rozpúšťaním soľonosných formácií (halogénne). Rozdielnu genézu soľaniek v území kontroluje rôzny vek a litológia kolektorov vo vzťahu k zdroju salinity. Obsah stanovených ukazovateľov, ako aj hydrogeochemické charakteristiky a charakterizačné koeficienty sú výrazne variabilné. Prehľadná charakteristika soľaniek vo vybraných vrtoch je uvedená v tab. 7.2.1.2.

Z paleohydrogeologickej analýzy vyplynulo, že primárnym zdrojom soľaniek, či už autochtónneho, alebo alochtónneho pôvodu, je morská voda. Na základe paleogeografického vývoja miocénnych sedimentov je pravdepodobné, že k uzavretiu vôd došlo až po panóne. Sedimenty panónu v celom území zakryli staršie sedimenty, no vody majú niektoré hydrogeochemické charakteristiky odlišné. Vychádzajúc z toho a chronostratigrafie sarmatu (11,6 – 12,6 mil. rokov), evaporácia morskej vody, z ktorej vznikla soľanka vo vrte K-3, teoreticky mala možnosť prebiehať 1,4 mil. rokov. Na začiatku sedimentácie panónu sa v dôsledku zmenených podmienok vyparovanie skončilo. Z chronostratigrafie spodného bádenu možno predpokladať, že vznik alochtónnych soľaniek sa začal po skončení jeho sedimentácie a migrovaní koncentrovaných slaných vôd do podložia. Zahusťovanie mohlo potom prebiehať 4,3 mil. rokov s rozdielnou intenzitou. Alternatívne však mohla evaporácia prebiehať podobne ako v prvom prípade, v sarmate, s rovnakým časovým intervalom (Franko et al., 2011).



Obr. 7.2.1.6. Hydrogeotermálne štruktúry geotermálnej vody v komárňanskej kryhe a Zadunajskom stredohorí (Marcin et al., 2020b).

Vysvetlivky: červené šípky – smer prúdenia podzemnej vody hlbšieho obehu, modré šípky – smer prúdenia podzemnej vody plytkého obehu.

Ako príklad morskej vody je možné uviesť zdroje:

- Nová Vieska-1 (NV-1), spodný báden, celková mineralizácia 23,16 – 32,63 g . l^{-1} (tab. 7.2.1.2),
- Kolárovo-2 (K-2), stredný sarmat, celková mineralizácia 30,7 g . l^{-1},
- Kolárovo-2 (K-2), spodný panón, celková mineralizácia 24,38 – 33,59 g . l^{-1}.

Z približne takýchto iniciálnych morských vôd vznikli viaceré soľanky. Nachádzajú sa v uzavretých hydrogeochemických a zrejme aj hydrogeologických štruktúrach, takže recentne neboli ovplyvnené. Čiastočne boli metamorfované (faktor rNa/rCl) v postsedimentárnom období. Z pohľadu ich výskytu ide o:

a) autochtónne soľanky (Franko et al., 2011):
   - Kolárovo (K-3), stredný sarmat, celková mineralizácia 126,42 g . l^{-1} alebo 43,53 g . l^{-1},
   - Modrany (MO-2), spodný báden, celková mineralizácia 79,22 g . l^{-1} alebo 76,25 g . l^{-1};

b) alochtónne soľanky:
   - Modrany (MO-2), eocén, perm, celková mineralizácia 67,08 g . l^{-1} alebo 68,9 g . l^{-1},
   - Dolný Peter (PGT-11), spodná krieda, celková mineralizácia 63,46 g . l^{-1},
   - Marcelová (GTM-1), spodný trias, celková mineralizácia 90,68 g . l^{-1}.

V komárňanskej okrajovej kryhe sa soľanky zistili v silne denudovaných horninách spodnej kriedy vo vrte PGT-11 v Dolnom Petre a spodného triasu vo vrte GTM-1 v Marcelovej. V obidvoch prípadoch nad nimi ležia sedimenty panónu z kaspibrakického prostredia. Nad soľankou v horninách spodnokriedového veku vo vrte PGT-11 s celkovou mineralizáciou 63,64 g . l^{-1} sa v sedimentoch stredného panónu zistila voda s celkovou mineralizáciou 5,31 g . l^{-1} a $S_1(Cl)$ = 83,87 c. z % (A_1 = 6,92 c. z %, A_2 = 9,07 c. z %). Podobne nad soľankou v horninách spodnotriasového veku vo vrte GTM-1 s celkovou mineralizáciou 90,68 g . l^{-1} (tab. 7.2.1.2) sa na báze panónskych sedimentov (štrkovité íly) zistila voda s celkovou mineralizáciou 0,82 g . l^{-1} a $S_1(Cl)$ = 8,28 c. z % [$S_2(SO_4)$ = 50,21 c. z %, A_2 = 34,37 c. z %].

Na simuláciu vzniku autochtónnych a alochtónnych soľaniek Franko et al. (2011) aplikovali termodynamické a inverzno-reaktívne modelovanie pomocou programu PHREEQC. Na základe koncentračného faktora sa zistilo, že soľanka je najviac obohatená o jód a lítium a vo veľkej miere o stroncium a vápnik. V zložení ďalších posudzovaných ukazovateľov je soľanka podobná oceánskej vode (Na^+, Cl^-, Br^-), resp. ochudobnená v porovnaní s priemernou oceánskou vodou (K^+, Mg^{2+}, SO_4^{2-}, HCO_3^-). Z toho je zrejmé, že k obohateniu soľanky nemohlo dôjsť iba v jednofázovom procese výparu morskej vody. To viedlo k dvojfázovému koncepčnému modelu, v ktorom sa morská voda najprv odparovaním opätovne koncentrovala a potom migrovala do prostredia sedimentov spodného triasu. Tam následne nastala jej interakcia s horninovým prostredím.

Izotopové zloženie geotermálnej vody komárňanskej vysokej kryhy dokumentuje jej zrážkový pôvod. Treba ju odvodzovať od zrážok chladného obdobia, ako o tom svedčí zvýšený podiel ľahkých izotopov kyslíka a vodíka. Vo väčšine sledovaných vrtov sa izotopové zloženie vody pohybuje okolo $\delta^{18}O$ = – 10,7 ‰ a δ^2H = –80,9 ‰. Tieto vody vykazujú ^{14}C vek medzi 16 700 až 19 500 rokmi (tab. 7.2.1.3). Výrazne odlišné (s významne vyšším podielom ľahkých izotopov vodíka a kyslíka) je izotopové zloženie vody vo vrte FGKr-1 s priemerným izotopovým zložením $\delta^{18}O$ = –13,22 ‰ a δ^2H = –99,16 ‰ a voda vykazuje aj podstatne nižší vek (13 600 rokov). Na vode všetkých vrtov možno pozorovať znaky svedčiace o dvoj- a možno aj viaczložkovom zmiešavaní, pričom druhá zložka je izotopicky ťažšia. Rozdielne hodnoty v čase zdržania (28 000 – 18 400), ktoré sa zistili pri zdroji FGŠ-1 Štúrovo, sú prejavom poklesnutých hladín v masíve Zadunajského stredohoria spôsobených vplyvom odvodnenia banských priestorov v Dorockej panve. Počas rokov 1960 – 1980 poklesla piezometrická hladina krasovej geotermálnej vody na slovenskom území o 25 m a na maďarskom území až o 150 m. To značne skomplikovalo využitie geotermálnych zdrojov na obidvoch stranách Dunaja (Emese et al., 2013).

Tab. 7.2.1.3. Izotopové zloženie celkového anorganického uhlíka vo vode vybraných zdrojov (Marcin et al., 2020a).

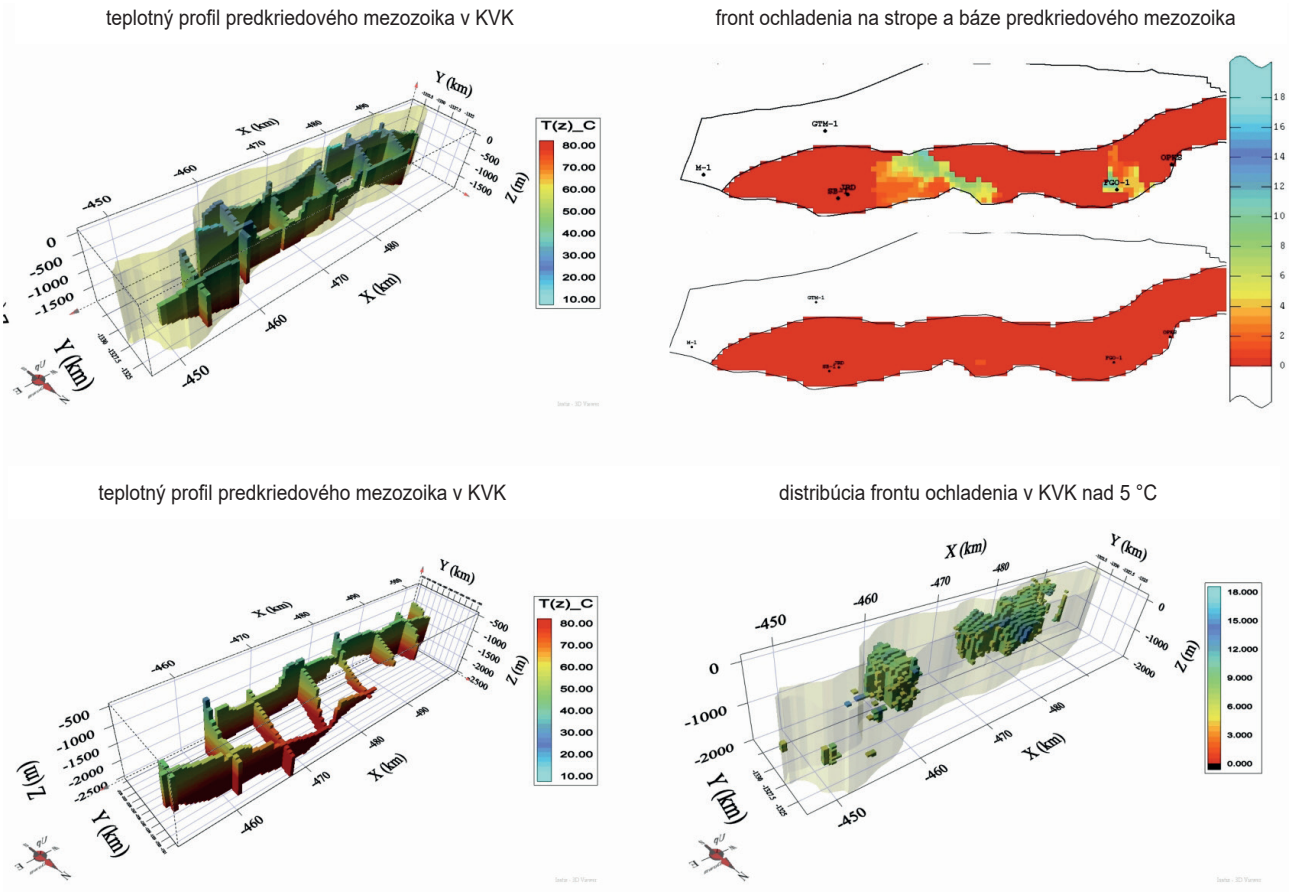
Lokalita	Zdroj	Rok	HCO_3^- [mg . l^{-1}]	CO_2 [mg . l^{-1}]	$\delta^{13}C$ PDB [‰]	p. m. C		Čas zdržania	
						[%]	±	[roky]	±
Patince	SB-2	2020	444,0 *	160,0 *	–7,73	5,07	0,44	16 700	700
	SB-3	2020	+	+	–8,00	4,62	0,24	17 700	400
Virt	JRD	2020	+	+	–8,18	4,70	0,42	17 700	700
	VSE	2020	450,0 *	162,0 *	–7,79	4,24	0,37	18 200	700
Kravany nad Dunajom	FGKr-1	2020	599,0 *	238,0 *	–8,73	8,11	0,68	13 600	600
Štúrovo	FGŠ-1	2020	359,4 †	49,3 †	–6,85	3,78	0,34	18 400	700
	VS-1	2020	+	+	–6,41	3,17	0,29	19 500	700
	OPKS	2020	363,0 *	131,0*	–6,61	3,49	0,19	18 900	400
Štúrovo	FGŠ–1	1992	378,3 +		–7,61	2,9		28 000	
Komárno (neogén)	M-2	1992	2 460,5 +		–3,32	1,5	0,3	33 000	

Poznámka: Vzorky na stanovenie aktivity ^{14}C (p. m. C.) odobraté 4. a 5. 8. 2020. Vzorka na CHA odobratá * 3. a 4. 12. 2020, + 1992 alebo 1994 (Franko et al., 1995b).

Súčasťou geologickej úlohy 08 17-01 *Regionálne geotermálne zhodnotenie komárňanskej vysokej a komárňanskej okrajovej kryhy* bola konštrukcia numerického modelu geotermálneho poľa komárňanskej kryhy (Fričovský a Vizi, 2020). V rámci nej bolo rekonštruované **stacionárno-konduktívne geotermálne pole** (SGM), ako aj **model nestacionárneho geotermálneho poľa** (NGM), zohľadňujúc prenikanie studeného frontu, čiže geotermicky autochtónnych geotermálnych vôd z Maďarska v oblasti Kravany nad Dunajom – Patince/Virt (západná zóna nestacionarity) a Obid (východná zóna nestacionarity).

Stacionárne modelovanie zohľadňuje geometriu priestorovej a vertikálnej geologickej stavby územia a petrofyzikálne/petrotermálne parametre prostredia. Vyjadruje teda stav geotermálneho poľa v jeho neporušených podmienkach s rešpektovaním vertikálneho transportu tepla (Grant a Bixley, 2011). Pre slovenskú časť KVK a KOK odhaduje SGM teplotu T_{top} = 20 – 45 °C na strope skúmaného horizontu, t. j. predkriedového podložia, s lokálnymi minimami v jeho elevovaných zónach, ako je oblasť Patince – Virt a Štúrovo. Interval teploty na strope predkriedového podložia v KOK narastá na úroveň T_{top} = 45 – 81 °C súhlasne s poklesávaním hĺbky stropu. Teplota na báze kolektorovej pozície narastá na rozpätie T_{bsm} = 45 – 60 °C, respektíve T_{bsm} = 58 – 87 °C v KVK a KOK, pričom teplotu vyššiu ako 70 °C je možné očakávať len severovýchodne od línie Komárno – Marcelová (obr. 7.2.1.7). Hodnoty stacionárneho gradientu teploty nadložia (kriedový vývoj mezozoika, paleogén, neogén a kvartér) dosahujú v komárňanskej kryhe Γ_{Kz} = 25 – 39 °C. Vypočítaný konduktívny gradient predkriedového vývoja mezozoika sa pohybuje v intervale Γ_{Mz} = 18 – 25 °C . km^{-1}, s priemerom Γ_{Mz} = 21 °C . km^{-1} (Fričovský a Vizi, 2020).

NGM model vychádza z princípu konvektívneho ochladzovania (Gringarten a Sauty, 1975; Sauty et al., 1980) s horizontálnou okrajovou podmienkou na severnej a južnej hranici KVK a vertikálnou okrajovou podmienkou na strope predkriedového mezozoika (obr. 7.2.1.7).



Obr. 7.2.1.7. Stacionárny a nestacionárny model geotermálneho poľa komárňanskej kryhy (Fričovský et al., 2020a).

Podľa modelu prúdenia je priestor KVK ovplyvnený prienikom frontu z Maďarska v dvoch izolovaných častiach. Západná zóna nestacionarity (narušenia konvektívneho, stacionárneho teplotného poľa) vektoruje z južnej hranice na spojnici Kravany nad Dunajom – Patince severným, respektíve sv. smerom k línii Marcelová – Modrany. Keďže model rešpektoval predpoklad hydraulickej nespojitosti KVK a KOK (napr. Remšík et al.,

1992), studený front na severnej hranici KVK vyznieva (obr. 7.2.1.7). Matematicko-fyzikálny model prúdenia (Fričovský et al., 2020a) a analýza chemického zloženia geotermálnej vody vo vrtoch pri Modranoch (Marcin et al., 2020b) ale túto možnosť nevylučujú. Podľa výsledkov modelu je pravdepodobné, že ochladenie zasahuje 80 – 90 % hrúbky predkriedového mezozoika v južnej časti KVK, s redukovaným efektom 40 – 70 % hrúbky predkriedového profilu na severnej hranici územia. Interval ochladenia sa v efektívnom profile filtrácie „frontu" pohybuje na úrovni ΔT = 2 – 18 °C. Prienik geotermálnej vody s nižšou teplotou, ako je teplota stacionárneho poľa, z Maďarska v okolí Obidu (obr. 7.2.1.6) a jeho dosah je oproti západnej zóne priestorovo limitovaný (obr. 7.2.1.7). Súvisí to s vyššou teplotou „frontu" aj stacionárneho geotermálneho poľa. Kým na južnej hranici je ochladením zasiahnutých pravdepodobne 80 – 90 % profilu predkriedového mezozoika, severne od línie Mužla – Nána je konvektívnym ochladzovaním ovplyvnených len 40 – 60 % predkriedového mezozoika (Fričovský et al., 2020a). Relatívne ostré ohraničenie frontu ochladenia (obr. 7.2.1.7) na východnej hranici zóny nestacionarity môže súvisieť s existujúcimi výstupovými cestami dlhšieho (Franko et al., 1995b) alebo hlbšieho obehu a nerovnomerným prehrievaním filtračných ciest v dôsledku tektonickej segmentácie predkriedového vývoja (Fričovský et al., 2020a). Na základe štruktúrnej analýzy komárňanskej vysokej kryhy (Marcin et al., 2020a, b) a charakteristiky stacionárneho, respektíve nestacionárneho geotermálneho poľa je možné systémy prúdenia geotermálnej vody v komárňanskej vysokej kryhe charakterizovať ako cirkulačno-akumulačné (Kjaran a Eliasson, 2008) typu tektonických obehových štruktúr na tektonických blokoch a akumulačných štruktúr s laterálnym prestupom (Sorey et al., 1982). V komárňanskej okrajovej kryhe je možné hovoriť o prevažne akumulačných štruktúrach typu bazénovej segmentácie (Sorey et al., l. c.).

Dubnícka depresia

Dubnícka depresia tvorí 48 % jv. časti Podunajskej nížiny. V rámci dubníckej depresie sa nerealizovalo komplexné hydrogeotermálne hodnotenie. Kým pri zostavovaní *Atlasu geotermálnej energie SR* bola dubnícka depresia pričlenená ku geotermálnej oblasti levickej kryhy (Franko et al., 1995a), ako útvar geotermálnej vody s priradeným kódovým označením SK300250PF (Kullman et al., 2005) je vyčlenená samostatne.

Vertikálny profil dubníckej depresie tvoria neogénne sedimenty a vulkanoklastiká s hrúbkou presahujúcou v jej západnej časti 3 000 m. Na stavbe predkenozoického podložia sa podieľajú paleozoické granitoidy a komplexy veporika, kryštalické bridlice, fylity, svory, ruly a migmatity. Geotermálna aktivita územia je mierne zvýšená až zvýšená. Obraz teplotného a tepelného poľa má podobný priebeh. Teplota v hĺbke 1 000 m sa pohybuje v rozmedzí 45 až 70 °C, v hĺbke 2 000 m 80 až 100 °C, v hĺbke 3 000 m okolo105 až 125 °C a stúpa v smere z juhu na sever. Teplota na predterciérnom podloží sa pohybuje v rozmedzí 50 – 100 °C a narastá západným smerom a tiež smerom do stredu depresie, čo súvisí s hĺbkou predkenozoického podložia (Remšík et al., 2011).

Vo vyčlenenom území do útvaru dubníckej depresie spadajú 2 vrty. Vrt VTB-1 Bruty overil geotermálnu vodu v hĺbke 1 600 – 1 900 m v bádenských pieskovcoch a zlepencoch s teplotou na ústí T_v = 75 °C a čerpanou produktivitou 15 l . s^{-1}. Chemicky ide o geotermálnu vodu Na–Cl typu s celkovou mineralizáciou 30 g . l^{-1}. Vrtom PTG-11 Svätý Peter bola overená geotermálna voda v hĺbke 970 – 1 320 m, ktorej teplota na ústí dosahuje T_v = 50 °C. Overená produktivita čerpaním 5 l . s^{-1} charakterizuje rezervoárové prostredie v neogénnych pieskoch. Geotermálna voda je Na–Cl typu s celkovou mineralizáciou 5,3 g . l^{-1} (Marcin et al., 2016). Geotermálne vrty v Želiezovciach (HGŽ-1 a HGŽ-3) už nie sú súčasťou vymedzeného územia, preto ich základné charakteristiky neuvádzame.

Centrálna depresia Dunajskej panvy (CDDP)

Pri celkovej rozlohe útvaru CDPP (Kullman et al., 2005) viac ako 3 400 km^2 (Marcin et al., 2016) tvorí rozloha CDDP na území jv. časti Podunajskej nížiny len jej 5 %. CDDP je najpreskúmanejším útvarom geotermálnej vody na Slovensku. Podľa aktuálneho reportu za Slovensko o stave využitia a využívania zdrojov geotermálnej energie predkladaného Medzinárodnej geotermálnej asociácii – IGA (Fričovský et al., 2020a, b) sa k referenčnému roku 2017 na území CDPP realizovalo 47 vrtov, z toho aktívne sa využíva 27. Na vyčlenenom území jv. časti Podunajskej nížiny sú vrty lokalizované len v jej severnej časti, na lokalitách Dvory nad Žitavou (FGDŽ-1) a Nové Zámky (GNZ-1), a v južnej časti na lokalite Komárno (M-2). Preto zdroje geotermálnej energie budú opísané len prehľadne podľa základných popisných charakteristík jednotlivých vrtov (Marcin et al., 2016).

Geotermálny vrt FGDŽ-1 overil prítomnosť zdrojov geotermálnej energie s teplotou na ústí T_v = 62 °C pri výdatnosti prelivom 7,2 l . s^{-1} v neogénnych pieskoch vrchnopanónskeho veku. Geochemicky ide o geotermál-

nu vodu Na–HCO_3–Cl typu. Hĺbka rezervoárového prostredia podľa perforovaného úseku a prítokových zón je 1 024 – 1 607 m. Vo vrte GNZ-1 Nové Zámky bola geotermálna voda overená v hĺbke 1 230 – 1 470 m. Podobne ako vo vrte FGDŽ-1 to zodpovedá pieskom vrchnopanónskeho veku. Teplota geotermálnej vody pri prelive 4,5 l . s^{-1} dosahuje T_v = 59 °C. Chemicky ide o Na–HCO_3–Cl typ geotermálnej vody s celkovou mineralizáciou 3,2 g . l^{-1}. Na južnej hranici vymedzeného územia spadá pod útvar CDPP vrt M-2 Komárno. Pozične prináleží k útvaru komárňanskej okrajovej kryhy. Zachytená geotermálna voda bola v hĺbke 770 – 1 025 m, čo zodpovedá neogénnym pieskom panónskeho veku. Teplota zachytenej geotermálnej vody pri čerpanom množstve 4,5 l . s^{-1} dosahuje T_v = 42 °C. Geochemicky ide o Na–HCO_3–Cl typ geotermálnej vody (Marcin et al., 2016).

7.2.2. TERMODYNAMICKÁ KLASIFIKÁCIA ZDROJOV GEOTERMÁLNEJ ENERGIE

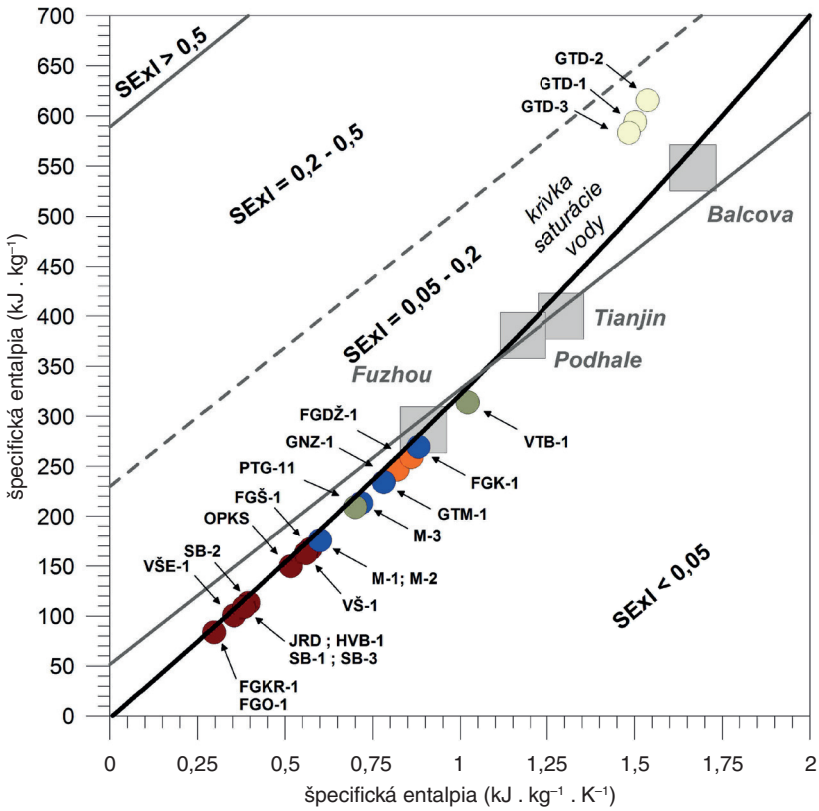
Termodynamická klasifikácia zdrojov geotermálnej energie je jedinou štandardizovanou klasifikačnou schémou zdrojov geotermálnej energie vo svete (Axelsson, 2012). Nevychádza z lokálnych poznatkov, na ktorých sú založené klasifikačné stupnice podľa teploty (napr. Axelsson a Gunnlaugsson, 2000), ale zo štandardizovaných termodynamických parametrov entalpie saturovanej pary v kritických podmienkach teploty T = 303 °C a tlaku p = 9 MPa (Lee, 1996). Základom klasifikačnej schémy je definícia termodynamickej kvality – exergie, ktorá charakterizuje potenciál zdroja geotermálnej energie vykonávať akúkoľvek termodynamickú prácu, t. j. zmenu fázového stavu, odovzdávanie tepla, generovanie mechanickej práce a pod. (Lee, 2001). Na rozdiel od teploty, prostredníctvom termodynamickej analýzy je teda možné charakterizovať energetický potenciál a termodynamicky efektívne možnosti využitia a využívania zdrojov geotermálnej energie vzhľadom na energiu, ktorej sú nositeľom (DiPippo, 2016). Ide predovšetkým o skutočnosť, že energia systému (entalpia) a miera jej neusporiadanosti (entropia) sú dané stavom, v ktorom sa systém (zdroj geotermálnej energie) nachádza vo vzťahu k svojmu okoliu, pričom zdroje geotermálnej energie v rovnakých teplotných podmienkach môžu s ohľadom na ich mineralizáciu, tlak, energetickú kapacitu a pod. dosahovať rozdielnu termodynamickú kvalitu. Rovnaké definičné podmienky systému a okolia ale vedú k rovnakým termodynamickým parametrom (DiPippo, 2005). Doteraz jediné plošné hodnotenie overených a produkovaných zdrojov geotermálnej energie na Slovensku (Fričovský et al., 2016a, b) potvrdilo podmienky zdrojov geotermálnej energie s nízkou, respektíve nízkou až strednou (ďurkovská depresia, Košická kotlina) termodynamickou kvalitou, čo je charakteristické pre konduktívne, „nízkoteplotné“ koncepcie (Moeck, 2014). Klasifikačnú schému je možné sumarizovať takto (Lee, 1996, 2001):

- zdroje vysokej termodynamickej kvality: SExI > 0,5; termodynamická kvalita zodpovedá podmienkam saturovanej pary;
- zdroje strednej až vysokej termodynamickej kvality: SExI = 0,2 – 0,5; termodynamická kvalita zodpovedá dvojfázovému médiu s rovnováhou alebo prevahou geotermálnej pary;
- zdroje nízkej až strednej termodynamickej kvality: SExI = 0,05 – 0,2; termodynamická kvalita zodpovedá dvojfázovému médiu s prevahou geotermálnej vody;
- zdroje nízkej termodynamickej kvality: SExI < 0,05; termodynamická kvalita zodpovedá jednofázovému médiu, saturovanej geotermálnej vode.

Výsledky vypočítaných základných technických, produkčných a termodynamických parametrov udáva tab. 7.2.1.1. Mapu termodynamickej kvality zdrojov geotermálnej energie viazaných na komárňanskú vysokú kryhu (hnedá), komárňanskú okrajovú kryhu (modrá), dubnícku depresiu (zelenosivá) a centrálnu depresiu Podunajskej panvy (oranžová) spolu s geotermálnymi vrtmi v ďurkovskej depresii (žltá) a referenčnými geotermálnymi poľami (sivá) uvádzame na Mollierovom klasifikačnom h-s diagrame (Lee, 2001) na obr. 7.2.2.1.

Podľa indexu špecifickej exergie (SExI) zdroje geotermálnej energie v **komárňanskej vysokej kryhe** (SExI = 0,002 – 0,009) je možné charakterizovať ako nízko exergetické (zdroje geotermálnej energie s nízkou termodynamickou kvalitou). Pozícia pod krivkou saturácie odráža ich nízku teplotu na ústí produkčných vrtov, pre ktoré sú výpočet a klasifikácia konštruované. Podľa definovaných tried klasifikačnej schémy (Lee, 1996, 2001) pri danom intervale SExI ide o zdroje geotermálnej energie, ktorých termodynamicky efektívne (účinné) využitie je limitované pre systémy s nízkou energetickou záťažou s maximálne jedným stupňom kaskádového napojenia. V daných podmienkach je ako termodynamicky efektívne možné využitie na rekreáciu a turizmus (čo zodpovedá aktuálnym spôsobom využívania vrtov v Štúrove a Patinciach, respektíve vo Virte), do úvahy pripadá aj nízkoenergetický chov rýb, eventuálne maloplošné skleníkové hospodárstvo.

Geotermálna voda overená v **komárňanskej okrajovej kryhe** dosahuje index špecifickej exergie SExI = 0,01 – 0,023. Podľa toho je rovnako hodnotená ako zdroje geotermálnej energie s nízkou termo-



Obr. 7.2.2.1. Mollierov klasifikačný diagram termodynamickej kvality.

dynamickou kvalitou. Index SExI je v tomto prípade ale rádovo vyšší ako pri vrtoch v KVK. Súvisí to tak s overenou teplotou na ústí vrtov, ako aj s tlakovými pomermi, eventuálne špecifickou tepelnou kapacitou, ktorá je funkciou hustoty, teploty a tlaku geotermálnej vody. Podobné hodnoty, t. j. SExI = 0,01 – 0,022, sú vypočítané aj v prípade geotermálnej vody viazanej na **centrálnu depresiu Dunajskej panvy**, respektíve **dubnícku depresiu** – SExI = 0,014 – 0,031. V oboch prípadoch sú overené aj produkované zdroje geotermálnej energie klasifikované ako zdroje s nízkou termodynamickou kvalitou, nízko exergetické. Termodynamická kvalita geotermálnej vody zodpovedá referenčnému geotermálnemu poľu Fuzhou v Číne (obr. 7.2.2.1), t. j. podmienkam geotermálnych polí s teplotou do 80 °C, kde rezervoárovou fázou je geotermálna voda s rôznym stupňom saturácie (Zhang et al., 2007). Pre dané termodynamické podmienky je ako perspektívny a termodynamicky efektívny priamy spôsob využívanie zdrojov geotermálnej energie. S ohľadom na potenciál odovzdávania práce (energetický a termodynamický potenciál) sa v daných podmienkach odporúča (napr. Lee, 2001, 2004) a je exergoekonomicky výhodné (napr.) využívanie sériového prepojenia viacerých stupňov kaskád, predovšetkým v kombinácii skleníkového poľnohospodárstva na malej až strednej ploche a energetickej záťaže (prvý kaskádový stupeň) s kultivačným spracovaním potravín, chovom rýb (akvakultúra) alebo rekreačným využívaním (druhý stupeň a následné stupne kaskády). Za termodynamicky a exergoekonomicky výhodné využitie zdrojov geotermálnej energie v daných podmienkach je možné považovať aj individuálne vykurovanie v malej mierke, t. j. v jednotkách tepelných megawattov. Je samozrejmé, že termodynamická analýza nemôže zohľadňovať aktuálne možnosti uplatnenia produkcie geotermálnej vody v relevantnom okolí zdroja geotermálnej energie.

Vybrané produkčné a termodynamické parametre vrtov/geotermálnej vody vo vyčlenenom území udáva tab. 7.2.3.1. Faktor využitia CF ako podiel aktuálneho tepelného výkonu produkovaného v danom čase t_{prod} vo vzťahu k inštalovanému výkonu v rámci 8 760 hodín v roku v intervale CF = 0,001 (VŠ-1) až 0,87 (VTB-1) s priemerom CF = 0,31 je v 4 z 10 vrtov vyšší než globálny priemer v priamom využití geotermálnej vody, CF = 0,3. Ak zohľadníme faktor aktuálnej kapacity ACF, ktorý udáva podiel čistého aktuálneho a inštalovaného výkonu, respektíve faktor aktuálnej dostupnosti AAF, ktorý je podielom aktuálne produkovaného času t_{prod} vo vzťahu k celému roku (údaje o krátkodobých odstávkach nie sú dostupné), potom pre produkované vrty, kde CF = ACF, platí, že úroveň CF je daná rozdielom medzi teplotou zneškodnenia T_{out} a referenčnou teplotou, pre ktorú bol inštalovaný a referenčný výkon počítaný, T_{ref} = 15 °C, keďže AAF = 1, a teda vrty sú produkované celoročne. Dosiahnuť stav, keď CF = 1, je technicky aj ekonomicky nepravdepodobné. Preto všetky hodnoty vyššie ako globálny priemer, respektíve ako hodnota CF = 0,5, znamenajú energeticky výhodné využívanie zdroja geotermálnej energie. Na lokalitách, kde AAF ≤ 0,5, je to otázkou dopytu a nastavenia produkčnej schémy, keďže tieto lokality sú v pohotovostnom režime najmenej polovicu roka, pritom územie a zdroj geotermálnej energie sú z pohľadu právneho nároku v prospech vlastníka. Rozptyl hodnôt tepelnoenergetickej účinnosti η_{th} je daný podielom medzi aktuálnym $P_{th,act}$ a referenčným $P_{th,ref}$ tepelným výkonom, η_{th} = 0,67 – 0,89. Interval tepelnoenergetickej účinnosti je vyšší ako globálny priemer v priamom využití, η_{th} = 0,43. Súvisí to jednak s relatívne nízkou teplotou na ústí produkovaných vrtov, jednak s povrchovým zneškodňovaním geotermálnej vody riedením a vypúšťaním do recipientov, povrchových tokov, čo nie je bežnou praxou vo svete (preferovaná je reinjektáž). To umožňuje zníženie rozdielu oproti referenčným podmienkam a následné zvýšenie energetickej účinnosti.

7.2.3. MODEL UDRŽATEĽNÉHO POTENCIÁLU ZDROJOV GEOTERMÁLNEJ ENERGIE

V rámci Svetového geotermálneho kongresu 2020 (WGC 2020) publikovali Fričovský et al. (2020b) reambulovaný odhad zdrojov a zásob geotermálnej energie územia Slovenska na základe numerického pravdepodobnostného modelu odhadu McKelveyovej schémy (Garg a Combs, 2015). Model vychádzal z Monte Carlo simulácie USGS objemovej metódy (Muffler a Cataldi, 1978) s využitím lokálne špecifikovaného koeficientu kapacity zásob – syn. koeficientu dostupnosti geotermálnej energie R_0 (Williams et al., 2008). Kvôli objektívnosti je potrebné dodať, že konvenčná prax pri hodnotení zdrojov geotermálnej energie na Slovensku využívala diskrétne výpočty USGS metódy len v podmienkach oblastí a štruktúr, kde sa predpokladala reinjektáž, t. j. v hydrogeologicky uzavretých štruktúrach (napr. Franko et al., 1995a). Pre otvorené štruktúry a oblasti (napríklad KVK) bola využitá metóda energetickej bilancie (napr. Fendek et al., 2005). V skutočnosti je ale táto metóda modifikáciou tepelnobilančnej metódy (White a Williams, 1975) vytvorenej pre podmienky vysoko entalpických a konvektívnych štruktúr, kde okrem vertikálneho prísunu tepla zohráva úlohu aj horizontálny prísun (a presun) tepla – tieto podmienky však na území Západných Karpát doteraz neboli overené. Práve využitie rôznych metód odhadu R_0 pre otvorené a uzavreté útvary (štruktúry, systémy...) umožňuje aplikáciu USGS metódy v ľubovoľných podmienkach. Je to prvý zjednocujúci krok pri odhade zdrojov a zásob geotermálnej energie. Model zároveň priniesol zjednotenie bilančného času odhadu, pretože prax na Slovensku využívala škálu od 20 do 40 rokov – v tomto prípade bola základnou časovou zložkou doba produkcie t_{prod} = 100 rokov v súlade s prijatou koncepciou trvalo udržateľného rezervoárového manažmentu (Axelsson et al., 2001) a trvalo udržateľného rozvoja. Kalibrácia modelu odhadu zdrojov a zásob geotermálnej energie sa v súčasnosti rieši v rámci geologickej úlohy 03 20 *Analýza možností trvalo udržateľného využitia a využívania zdrojov geotermálnej energie na Slovensku – I. časť*.

Koeficient redukcie R_0 definuje množstvo geotermálnej energie, ktoré je pri daných parametroch rešpektujúcich lokálne geologické, geotermické a hydrogeotermálne podmienky, respektíve produkčné systémy dostupné na exploatáciu. Kým metóda účinnosti produkcie (Ungemach et al., 2005) bola využitá v prípade KOK a DUD, t. j. útvarov, kde sa predpokladá dubletová schéma produkcie, metóda efektívneho objemu rezervoáru (napr. Williams et al., 2008) definovala R_0 pre KVK a CDPP. Výsledky uvádzame v tab. 7.2.3.1.

Dostupnosť geotermálnej energie sa v asociovaných útvaroch geotermálnej vody pohybuje v rozsahu 1,6 % (CDPP) až 16,2 % (KVK), čo zodpovedá intervalu R_0 = 0,016 – 0,162. Overené zásoby geotermálnej energie (R_{pv}) sú vypočítané pre teplotu T_{ref} = 15 °C na základe overeného alebo inštalovaného množstva geotermálnej vody Q_{inst} v útvaroch geotermálnej vody, ktoré sú kumulatívne vyjadrené takto (Fričovský et al., 2020b):

- komárňanská vysoká kryha: Q_{pv} = 258 kg . s^{-1};
- komárňanská okrajová kryha: Q_{pv} = 19,3 kg . s^{-1};
- dubnícka depresia: Q_{pv} = 34,3 kg . s^{-1};
- centrálna depresia Podunajskej panvy: Q_{pv} = 487 kg . s^{-1}.

Overené množstvo geotermálnej energie v CDPP na území jv. časti Podunajskej nížiny tvorí 14 % celkového overeného množstva geotermálnej energie v rámci útvaru. V dubníckej depresii tento pomer predstavuje 89 %, preto energetická bilancia a model trvalo udržateľného energetického potenciálu CDPP nebude predmetom ďalších analýz.

Uvedené modelové riešenie (Fričovský et al., 2020b) v prípade komárňanskej vysokej kryhy udáva overené množstvo geotermálnej vody počítané pre umelo vytvorenú okrajovú podmienku na južnej hranici Slovenska. Aktuálne hydrogeotermálne hodnotenie zdrojov a zásob geotermálnej energie na základe diskrétnych výpočtov pri zohľadnení cezhraničnosti KVK udáva nasledujúce overené množstvo geotermálnej vody a geotermálnej energie (Marcin et al., 2020b) v jednotlivých obehovo-akumulačných štruktúrach: Patince – Tata13,72 MWt/490,11 l . s^{-1}, Obid – Ostrihom 1,43 MWt/42,48 l . s^{-1}, Štúrovo – Ostrihom 10,64 MWt/154,89 l . s^{-1}. Z uvedeného sumárneho množstva geotermálnej energie (25,79 MW) a vody (687,47 l . s^{-1}) vidieť, že vzhľadom na skutočne overené množstvo geotermálnej energie (19,29 MW) a vody (271 l . s^{-1}) zostáva ešte overiť množstvo geotermálnej energie (6,5 MW) a vody (416,47 l . s^{-1}).

Zásoby geotermálnej energie, ktoré pri platnosti vstupných parametrov modelu (Fričovský et al., 2020b) môžu byť asociované v KVK, KOK a DUD s viac ako 50 % pravdepodobnosťou overenia (Sanyal a Sarmiento,

2005; Garg a Combs, 2015), predstavujú R_{pb} = 2,25 MWt v KVK (len na území SR), R_{pb} = 106,4 MWt v KOK a R_{pb} = 547,3 MWt v DUD, ak je energetická kapacita bilancovaná na čas produkcie 100 rokov. Znamená to, že aktuálne overené zásoby R_{pv} v **komárňanskej vysokej kryhe** (pri priemete na územie Slovenska) sú vyššie ako pravdepodobné zásoby. Môže to indikovať možnú depleciu tepelnoenergetických podmienok v prípade, ak by sa overené zásoby využívali naplno. Rozdiel medzi overenými a pravdepodobnými zásobami geotermálnej energie v **komárňanskej okrajovej kryhe** na čas produkcie 100 rokov je 103 MWt, ktorý je možné podľa pravdepodobnostného modelu overiť s pravdepodobnosťou 92 %. V **dubníckej depresii** ostáva na overenie 540 MWt. Ak overené a pravdepodobné zásoby geotermálnej energie predstavujú tzv. celkový tepelnoenergetický potenciál (TTP) na čas produkcie 100 rokov, ktorý zodpovedá koncepcii TURP, je celkový TTP Slovenska na úrovni 3 124 MWt (Fričovský et al., 2020b). KVK je zastúpená 0,6 %, KOK tvorí 3,5 % a DUD tvorí 17,5 % realisticky overiteľnej geotermálnej energie. Kvôli úplnosti dodávame, že CDPP dosahuje takmer 6 % podiel na celkovom TTP.

Práve preto, aby nedochádzalo k energetickej deplecii štruktúr alebo polí zdrojov geotermálnej energie, Medzinárodná geotermálna asociácia prijala globálnu koncepciu TURP (Axelsson et al., 2001). Jej prvá plošná aplikácia v útvaroch geotermálnej vody na území Slovenska bola prezentovaná v rámci spomínaného WGC2020 (Fričovský et al., 2020b) na základe odhadu udržateľného tepelnoenergetického potenciálu útvarov geotermálnej vody s využitím modifikovanej metódy koeficientu kapacity zásob.

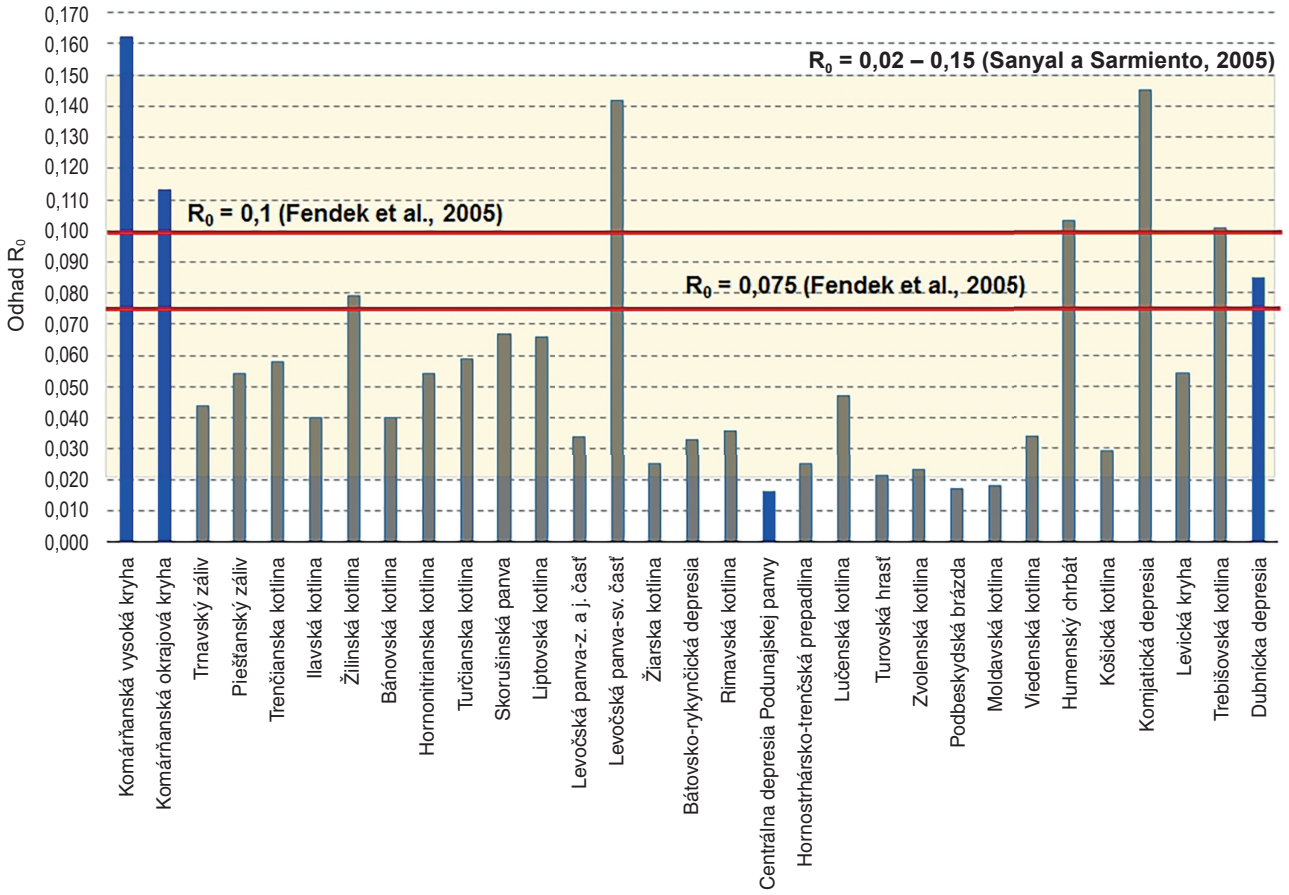
Tab. 7.2.3.1. Pravdepodobnostný model odhadu McKelveyovej schémy zdrojov a zásob geotermálnej energie (MWt). Upravené podľa: Fričovský et al. (2020b).

Kategória McKelveyovej schémy		Komárňanská vysoká kryha	Komárňanská okrajová kryha	Dubnícka depresia	Centrálna depresia Podunajskej panvy
Koeficient redukcie (dostupnosti) R_0		0,162	0,113	0,085	0,016
Bilančná doba produkcie t_{prod} = 100 rokov podľa koncepcie trvalo udržateľnej rezervoárovej produkcie					
Overené zásoby GTE (vrty)	R_{pv}	19,21	3,13	3,7	106,8
Pravdepodobné zásoby GTE	R_{pb}	2,25	106,4	543,67	77,62
Predpokladané zásoby GTE	R_{inf}	731	477,5	2 472,62	158,57
Celkové zásoby GTE	RE_T	752,5	587	3 020	343
Zdroje GTE	RS_T	3 892	4 608	27 974,14	18 441,89
Bilančná doba produkcie t_{prod} = 40 rokov podľa štandardného amortizovaného času GTE projektov					
Overené zásoby GTE (vrty)	R_{pv}	19,21	3,13	3,7	106,8
Pravdepodobné zásoby GTE	R_{pb}	5,6	265,96	1 359,19	194,06
Predpokladané zásoby GTE	R_{inf}	1 856,19	1 198,42	5 223,35	450,53
Celkové zásoby GTE	RE_T	1 881,02	1 467,52	6 586,25	751,39
Zdroje GTE	RS_T	9 730,25	11 519,4	70 899,09	46 210,84

Koeficient kapacity zásob $r_{cap(u)}$ (Fričovský et al., 2020b) definuje aktuálne využívané množstvo geotermálnej energie ($P_{th,act}$) vo vzťahu k overiteľnému (R_{pb}) množstvu geotermálnej energie v rámci útvaru alebo štruktúry (Bjarnadottir, 2010). Kritickou hranicou udržateľnej produkcie je hodnota $r_{cap(U)}$ = 0,5, pri ktorej je množstvo produkovanej geotermálnej energie zhodné so zásobami, ktoré ostávajú na overenie, a teda $r_{cap(U)=0,5} = 0,5xR_{pb}$. Ako maximálny udržateľný potenciál geotermálnej energie je možné označiť parameter $P_{th(rcap=0,5)}$. Znamená to, že ak $P_{th,act} < P_{th(rcap=0,5)}$, celková aktuálna produkcia geotermálnej energie je udržateľná ($r_{cap(U)} > 0,5$) a zároveň je možné produkciu geotermálnej energie navýšiť o potenciál rozvoja $P_{th(D)} = P_{th(rcap=0,5)} - P_{th,act}$.

Celkový inštalovaný výkon geotermálnych vrtov v **komárňanskej vysokej kryhe** zodpovedá overenému množstvu geotermálnej energie. Inštalovaný výkon aktuálne produkujúcich vrtov je $Pt_{h,inst}$ = 16,4 MWt. K refe-

renčnému roku 2017 aktuálny tepelný výkon pri spádovej teplote T_{out} dosahoval $P_{th,act}$ = 2,16 MWt, t. j. 96 % R_{pb} na obdobie 100 rokov. Kumulatívna produkcia geotermálnej vody v danom roku dosiahla 1,55 . 10^6 m^3. Aktuálna produkcia vyjadrená koeficientom $r_{cap(U)}$ = 0,04 je teda dlhodobo neudržateľná a s ohľadom na energetickú kapacitu rezervoárového prostredia deplečná. Udržateľný potenciál KVK je odhadom stanovený na úrovni $P_{th(rcap = 0,5)}$ = 1,13 MWt. Preto potenciál udržateľného rozvoja produkcie je nulový, t. j. $P_{th(D)}$ = 0 MWt. Ak by bola bilančná hranica produkcie geotermálnej vody znížená pod okrajovú podmienku definovanú koncepciou TURP na úroveň napríklad 40 rokov (tab. 7.2.3.1), koeficient kapacity zásob by sa síce zvýšil, t. j. r_{cap} = 0,38, no z pohľadu klasifikácie udržateľnosti produkcie by stále dochádzalo k energetickej deplecii rezervoárového prostredia. Takéto nízke hodnoty koeficientu $r_{cap(U)}$ z dlhodobého hľadiska znamenajú okrem energetického rizika aj možnosť progresívnej zmeny chemického zloženia a termodynamických parametrov nielen geotermálnej vody, ale aj rezervoárového prostredia. Ak platia nastavené okrajové podmienky modelu odhadu zdrojov a zásob geotermálnej energie, potom riešením pokračovania produkcie geotermálnej energie za cenu znižovania aktuálnej záťaže na energetickú kapacitu rezervoárového prostredia je znižovanie teploty zneškodňovania T_{out} smerom k referenčnej teplote pri súčasnom znižovaní produkovaného množstva geotermálnej vody.



Obr. 7.2.3.1. Výsledky odhadu R_0 v útvaroch geotermálnej vody na Slovensku. Upravené podľa: Fričovský et al. (2020b); Marcin et al. (2020b).

V **komárňanskej okrajovej kryhe** nie je aktuálne produkovaná geotermálna voda, preto $P_{th,inst}$ = 0 MWt. Inštalovaný výkon neaktívnych geotermálnych vrtov zodpovedá overeným zásobám geotermálnej energie. Z tohto hľadiska nie je možné hodnotiť aktuálny stav udržateľnosti produkcie geotermálnej vody prostredníctvom koeficientu $r_{cap(U)}$, keďže pri $P_{th,act}$ = 0 je hodnota $r_{cap(U)}$ = 1, čo je nelogická hodnota. Podľa spôsobu stanovenia udržateľného potenciálu geotermálnej energie v prípade KOK platí $P_{th(rcap = 0,5)}$ = 53,2 MWt. Kvôli udržateľnosti produkcie geotermálnej energie by tak bolo možné v rámci útvaru overiť ešte 50 MWt, ak R_{pv} = 3,2 MWt.

Geotermálna energia v **dubníckej depresii** je produkovaná jedine vrtom VTB-1 Bruty, pričom $P_{th,act}$ = 2,09 MWt a overené zásoby geotermálnej energie sú na úrovni R_{pv} = 3,7 MWt. Ak pravdepodobnostný model McKelveyovej schémy udáva odhad pravdepodobných zásob v dubníckej depresii takmer 544 MWt na dobu produkcie 100 rokov, potom udržateľný potenciál geotermálnej energie dosahuje $P_{th(rcap = 0,5)}$ = 272 MWt. Z po-

rovnania $P_{th,act}$ a $P_{th(rcap = 0,5)}$ je zrejmé, že udržateľný potenciál výrazne prevyšuje aktuálne produkovaný tepelný výkon z vrtu VTB-1. Podľa toho je vysoký aj koeficient kapacity zásob, $r_{cap(U)}$ = 0,99. Podľa príslušnej klasifikačnej schémy je možné využívanie DUD hodnotiť ako vysoko udržateľné. Z energetickej bilancie udržateľného potenciálu štruktúry vyplýva aj to, že potenciál udržateľného rozvoja pri aktuálnej produkcii predstavuje $P_{th(D)}$ = 269 MWt. Ak by sa aj overené zásoby geotermálnej energie začali využívať, skóre $r_{cap(U)}$ by sa s ohľadom na veľkosť udržateľného potenciálu nezmenilo.

Z pohľadu bilancie udržateľného potenciálu zdrojov geotermálnej energie na obdobie produkcie 100 rokov v súlade s koncepciou TURP je jeho úroveň TTP(S) = 1 343 MWt (Fričovský et al., 2020a, b). Sumár aktuálneho potenciálu udržateľného rozvoja produkcie geotermálnej energie pri aktuálnych výkonoch dosahuje 1 275 MWt. Kým v komárňanskej vysokej kryhe nie je pravdepodobné zvyšovanie produkcie geotermálnej energie, a naopak, odporúča sa jej obmedzenie podľa $r_{cap(U)}$, udržateľný potenciál KOK a DUD predstavuje 4 %, respektíve 20 % v rámci útvarov geotermálnej vody na Slovensku, a potenciál udržateľného rozvoja 4 %, respektíve 21 % v celoslovenskej mierke.

8. GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Geologické faktory (geofaktory) životného prostredia sú vlastnosti zložiek geologického prostredia, ktoré významne ovplyvňujú životné prostredie a možnosti jeho využitia. Rozdeľujú sa na geopotenciály a geobariéry. Geopotenciály sú tie geofaktory, ktoré umožňujú istý spôsob využitia územia. Ku geobariéram patria tie geofaktory, ktoré ohrozujú životné prostredie a obmedzujú alebo znemožňujú istú formu využitia životného prostredia.

Z hľadiska regionálneho inžinierskogeologického členenia Západných Karpát patrí prevažná časť mapovaného územia juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny do regiónu neogénnych tektonických vkleslín, do oblasti vnútrokarpatských nížin. Len juhovýchodná časť skúmaného územia v pohorí Burda patrí do regiónu neogénnych vulkanitov, k oblasti vulkanických vrchovín (Matula a Pašek, 1986).

K rajónom predkvartérnych hornín patria rajón neogénnych sedimentov vcelku (Nk), rajón neogénnych ílovito-prachovitých sedimentov (Ni), rajón neogénnych štrkovitých sedimentov (Ng) a rajón pyroklastických hornín (Vp).

Rajón neogénnych sedimentov vcelku (Nk) zaberá prevažnú časť územia Ipeľskej pahorkatiny a časť Belianskych kopcov (pri jv. okraji Hronskej pahorkatiny). Horninové prostredie rajónu tvoria najmä íly, sliene a piesky (miestami až pieskovce), ktoré sa striedajú v nepravidelných polohách s hrúbkou niekoľko centimetrov až metrov. Menšie zastúpenie majú lumachelové a litotamniové vápence a štrky, prípadne až zlepence. Konzistencia ílov a slieňov je prevažne pevná – tvrdá (v hĺbke do 5 m miestami iba tuhá), nesúdržné sedimenty sú spravidla uľahnuté, miestami až stmelené.

Rajón neogénnych ílovito-prachovitých sedimentov (Ni) tvorí stredne až vysoko plastická súdržná zemina tuhej až pevnej konzistencie, pokrytá deluviálnou hlinou obdobného charakteru s hrúbkou 0,5 – 2,0 m.

Rajón neogénnych štrkovitých sedimentov (Ng) sa nachádza v Belianskych kopcoch a pri západnom okraji skúmaného územia (v okolí Pribety). Základovú pôdu tvoria prevažne uľahnuté štrky a piesky, ojedinele sa vyskytujú aj litotamniové vápence alebo vrstvy ílov. Reliéf územia a hydrogeologické pomery sú obdobné ako v rajóne Nk, resp. Ni.

Rajón pyroklastických hornín (Vp) vytvára iba dva územné celky: pohorie Burda a nepatrnú časť územia pri východnom okraji Belianskych kopcov.

Medzi najnepriaznivejšie vlastnosti hornín neogénnych rajónov patria namŕzavosť a náchylnosť na objemové zmeny – napúčanie, resp. zmrašťovanie. Pri objemových zmenách vznikajú v zeminách ťahové trhliny, ktoré umožňujú nasycovanie zeminy v časti masívu, pričom sa znižuje stabilita. Z hľadiska priepustnosti tieto zeminy patria k izolátorom s nízkou hodnotou súčiniteľa priepustnosti.

Rajóny kvartérnych hornín reprezentujú deluviálne sedimenty, eolické sedimenty – viate piesky a sprašové sedimenty, fluviálne a polygenetické sedimenty, často vo vzájomnej kombinácii.

Väčšie územné celky rajónu fluviálnych sedimentov (Fn) vytvárajú iba náplavy Dunaja a Hrona, prípadne Ipľa. Tvorí ich štrk s premenlivým obsahom piesčitej frakcie s hrúbkou do 10 až 12 m. Na povrchu ich prekrýva hlina a piesok v hrúbke do 3 – 5 m. V území Čenkovskej nivy sa na povrchu fluviálnych sedimentov miestami akumulovali eolické piesky (rajón EpFn).

Rajón fluviálnych terasových sedimentov (Ft) sa vyskytuje v strednej časti Hronskej pahorkatiny (stará dolina Žitavy) a v jednom väčšom územnom celku pri jej jz. okraji, kde ho tvorí risská terasa Dunaja. Na báze sú v nej zastúpené piesčito-štrkovité sedimenty v hrúbke okolo 5 m. Tie prekrýva hlina (s polohami pieskov) s hrúbkou 5 – 8 m. V nadloží fluviálnych sedimentov sa na terase miestami akumulovali eolické piesky (mladší würm – holocén) premenlivej hrúbky (rajón EpFt).

Rajón polygenetických spraší je zastúpený najmä v strednej a západnej časti Hronskej pahorkatiny, sčasti aj v území Belianskych kopcov a v (Es) Ipeľskej pahorkatine. V závislosti od hrúbky spraší a charakteru neogénneho podložia vytvára územné celky rôzneho typu (Es, EsNi, EsNg, EsNk). Konzistencia spraší je prevažne pevná, sčasti tuhá. Povrchová poloha s hrúbkou do 3 – 5 m (würm) je spravidla presadavá, s hodnotou súčiniteľa presadavosti v rozmedzí 0,5 – 6 % (Šajgalík a Modlitba, 1983). Z geodynamických javov je v rajóne zastúpená výmoľová erózia a sufózia spraší.

Rajóny polygenetických spraší na terasových sedimentoch (EsFt) vytvárajú južný (terasa Dunaja) a východný (Hronská tabuľa) okraj Hronskej pahorkatiny, kde sa fluviálne sedimenty Hrona nachádzajú v niekoľkých stupňoch nad sebou. Nepatrnú časť územia zaberá rajón EsFt aj v území Ipeľskej pahorkatiny. Terasové

akumulácie Hrona majú stratigrafický rozsah od günzu po riss. Tvorí ich piesčitý štrk s hrúbkou 3 – 6 m prekrytý hlinou, ktorej hrúbka stúpa so vzdialenosťou od údolnej nivy (4 – 20 m). Spraše v nadloží fluviálnych sedimentov dosahujú hrúbku do 5 – 10 m. Patria prevažne do mladšieho würmu, ide teda o značne presadavú zeminu. Hladina podzemnej vody sa v opisovanom území nachádza v hĺbke 5 – 10 m. Z ostatných geodynamických javov sa uplatňuje sufózia spraší, výmoľová erózia a bočná erózia Hrona (Bíňa).

V rajóne EsFt sú fluviálne sedimenty terasy prekryté akumuláciou spraší mladowürmského veku hrubou 2 – 5 m. Miestami sa v nadloží spraší vyskytujú akumulácie mladowürmských holocénnych eolických pieskov (rajón EpEsFt) prevažne s hrúbkou do 5 m, miestami až 7 – 8 m. V rajóne EsFt, ale najmä v rajóne EpEsFt, na rozdiel od územia, kde fluviálne sedimenty terasy vystupujú na povrch (rajón Ft), je reliéf územia intenzívne členený akumulačnými formami eolických sedimentov, ako aj ich eróznym pretváraním. Stála akumulácia podzemnej vody sa vyskytuje iba v terasových sedimentoch. Prechodné zvodnenie (v období zvýšených zrážok) sa vytvára aj v eolických pieskoch (Hrašna, 1987).

Svahové pohyby

Svahové deformácie negatívne ovplyvňujú životné prostredie a môžu spôsobiť vážne ekonomické škody na stavbách, infraštruktúre alebo v poľnohospodárstve. Koncentrácia svahových deformácií súvisí so špecifickou litologickou stavbou, nepriaznivými zrážkovo-odtokovými pomermi a hodnotami sklonu svahov. V mapovanom území sú svahové deformácie málo rozšírené a majú obyčajne charakter frontálnych zosuvov svahov pahorkatín, podrezávaných bočnou eróziou vodných tokov. V *Atlase máp stability svahov SR M 1 : 50 000* (Šimeková et al., 2006) je v celom študovanom území evidovaná len jedna svahová deformácia. Je charakterizovaná ako zosuv, leží v katastri obce Šalov a má rozlohu 0,036 km^2. Na *Mape náchylnosti územia na svahové pohyby*, ktorá je jeho súčasťou, patrí prevažná väčšina mapovaného územia do rajónu stabilných území. Ide o územia prevažne stabilné, resp. územia s veľmi nízkym stupňom náchylnosti na vznik svahových deformácií (v morfologicky priaznivých územiach s nedostatočnou preskúmanosťou sa sporadická existencia svahových deformácií, ako aj lokálny vznik nových svahových deformácií menších rozmerov nedajú vylúčiť). V oblasti Hronskej pahorkatiny a Ipeľskej pahorkatiny a v oblasti pohoria Burda sa vyskytujú ojedinelé rajóny potenciálne nestabilných území. Ide o územia s doteraz nezaregistrovanými svahovými deformáciami, s priaznivou geologickou stavbou nevylučujúcou v prípade priaznivých morfologických pomerov občasný vznik svahových deformácií (najmä skupiny zosúvania a tečenia) vplyvom prírodných pomerov. Územia sú citlivé na negatívne antropogénne zásahy. V územiach s nedostatočnou preskúmanosťou sa predpokladá existencia doteraz nezaregistrovaných svahových deformácií. Rajón zahŕňa aj územia postihnuté intenzívnou výmoľovou eróziou a územia ohrozené opadávaním úlomkov.

V rámci aktuálneho mapovania bolo zmapovaných 58 zosuvov s celkovou plochou 4,54 km^2. Ide predovšetkým o zosuvy na svahoch Hronskej pahorkatiny a Ipeľskej pahorkatiny, podrezávaných bočnou eróziou vodných tokov. Dva zosuvy boli zmapované aj na východných svahoch pohoria Burda.

Erózne procesy

Z eróznych procesov sa v Podunajskej nížine uplatňujú výmoľová erózia a bočná erózia tokov. Na rovinách je intenzívnejší rozvoj tohto fenoménu obmedzený predovšetkým zarovnaným reliéfom, naopak, na nížinných pahorkatinách – Pohronskej pahorkatine a Ipeľskej pahorkatine – sa môže intenzívne rozvíjať najmä počas čoraz častejších krátkodobých prívalových dažďov. Vodná erózia sa uplatňuje najmä v prostredí slabo spevnených deluviálnych sedimentov alebo sprašových sedimentov v oblasti Hronskej pahorkatiny a Ipeľskej pahorkatiny. Intenzívne dažde spôsobujú vznik nových výmoľov, ale aj prehlbovanie a rozširovanie existujúcich výmoľov a korýt vodných tokov. Pohorie Burda sa vyznačuje plošinovitými chrbtami rozrytými dolinami. Po okrajoch pohoria ležia krátke výmoľové doliny a rokliny erodované periodickými vodnými tokmi.

Podľa Midriaka (2002) najvyššie hodnoty potenciálnej vodnej erózie pôdy v oblasti Hronskej pahorkatiny a Ipeľskej pahorkatiny a pohoria Burda dosahujú od 1,51 do 5,0 mm za rok, čo predstavuje silný stupeň ohrozenia, väčšinou však od 0,51 do 1,5 mm za rok, čo zodpovedá silnému stupňu. Na zvyšnom území juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny prevláda kategória slabého stupňa erózneho ohrozenia (0,05 – 0,5 mm . rok^{-1}) a v blízkosti Komárna sa objavuje aj nepatrný stupeň erózneho ohrozenia (< 0,05 mm . rok^{-1}).

V oblastiach, kde sú rozšírené piesčité a prachovité fluviálne a eolické sedimenty, sa prejavuje aj erózna a akumulačná činnosť vetra, keďže tieto sedimenty po jarnom rozmrazení a nakyprení pomerne ľahko podliehajú rozvievaniu (Matula a Pašek, 1986).

Výraznú devastáciu krajiny predstavuje intenzívna vodná a veterná erózia spôsobená nevhodnou poľnohospodárskou činnosťou a intenzívnou ťažbou dreva. Spôsobujú odnos a znižovanie úrodnosti pôd, ale aj znečisťovanie ovzdušia a povrchovej aj podzemnej vody vplyvom používania priemyselných hnojív, ktoré sú strhávané spolu s čiastočkami erodovanej pôdy (Petlušová et al., 2017).

Zvetrávanie

Prevažne na južných svahoch pomerne členitého pohoria Burda sa vyskytujú strmé skalné steny (viac ako 15°), kužeľovité formy a rozsadliny. Na ich úpätí sa nahromadili kamenné moria a iné sutinové polohy zvetranín.

Krasové javy

Krasové javy na mapovanom území Podunajskej nížiny sa nevyskytujú. V zozname jaskýň Slovenského múzea ochrany prírody a jaskyniarstva k 31. 12. 2017 je uvedených viacero rozsadlinových jaskýň vytvorených vo vulkanoklastických horninách alebo jaskýň, ktoré vznikli zvetrávaním tufovej horniny. Zoznam jaskýň na území pohoria Burda v okrese Nové Zámky, v katastrálnom území Kamenica nad Hronom, je uvedený v tab. 8.1.

Tab. 8.1. Zoznam jaskýň (SMOPAJ, 2017).

Názov	Nadmorská výška [m n. m.]	Dĺžka [m]	Typ
Jaskyňa za skalnou ihlou	–	2	rozsadlinová, vytvorená vo vulkanoklastických andezitových horninách
Líščia diera pri stanici	222	2	vytvorená vo vulkanoklastických andezitových horninách
Nori	222	12	vznikla zvetraním tufovej horniny
Rekreačná jaskyňa	–	5	vznikla zvetraním tufovej horniny
Trhlina pri stanici	204	3	rozsadlinová, vytvorená vo vulkanoklastických andezitových horninách
Trhlina za skalnou ihlou	–	3	rozsadlinová, vytvorená vo vulkanoklastických andezitových horninách

Objemové zmeny hornín

Objemovo nestále zeminy môžu negatívne ovplyvniť využívanie životného prostredia, preto sa považujú za geobariéru. K takýmto zeminám patria aj eolické sedimenty – spraše. Spraše sú známe svojou nepriaznivou vlastnosťou – presadavosťou (náhla redukcia objemu vplyvom prevlhčenia a zaťaženia). V podmienkach prirodzenej vlhkosti majú relatívne vysokú pevnosť. V mnohých prípadoch spôsobujú porušenie podzákladia a havárie hotových objektov v dôsledku nerovnomerného či nadmerného sadania. Preto sa presadavé sedimenty považujú za problematické základové pôdy.

Súvislé pokryvy sprašových sedimentov na študovanom území sa vyskytujú v oblasti Hronskej pahorkatiny a Ipeľskej pahorkatiny v častiach Belianska pahorkatina, Hronská tabuľa, Strekovské terasy, Hurbanovské terasy, Chrbát, Belianske kopce, Novozámocké pláňavy, Nitrianska tabuľa, Vyšehradská brána, Bajtavská brána, Zalabský chrbát a Santovská pahorkatina. Rozprestierajú sa na ploche zhruba 900 km^2.

Sprašové sedimenty v oblasti možno zaradiť do dvoch skupín: k veľmi presadavým a presadavým zeminám. K veľmi presadavým zeminám patria typické spraše. Sú charakteristické tým, že nie sú vrstvovité, primárne sú vápnité, majú kapilárnu pórovitosť, vcelku sú suché, žltej až tmavožltej farby, s viditeľne prevládajúcim zrnitostným zložením od 20 do 63 µm.

K presadavým zeminám zaraďujeme predovšetkým sprašoidné sedimenty. Sprašoidné sedimenty sú reprezentované zeminami s rôznym minerálnym a zrnitostným zložením. Ide o eolický materiál, ktorý bol resedimentovaný počas rôznych sekundárnych procesov (alochtónne sprašoidné sedimenty) alebo bol pozmenený

in situ (autochtónne sprašoidné sedimenty), resp. neeolický materiál, v ktorom prebehol proces zosprašovatenia. Často namiesto zosprašovatenia prebiehal na nich proces zahlinenia alebo oglejenia. Najdôležitejšie sekundárne procesy, ktoré pôsobili pri resedimentácii, sú deluviálne, fluviálne, proluviálne a eluviálne procesy, rôzne pedogenetické procesy, ako aj zmeny spôsobené kryoturbáciou. Sprašoidné sedimenty sa mohli vytvoriť buď z typických piesčitých, alebo ílovitých spraší. Ich pórovitosť je menšia ako v prípade pôvodného materiálu. Je badateľná veľká zmena, pokiaľ ide o obsah uhličitanov. Niektoré z nich neobsahujú uhličitanové konkrécie, líšia sa aj farebne. Náchylné na presadanie sú však iba tie, v ktorých prevláda prachovitá frakcia.

V sprašových sedimentoch sa netvoria súvislé horizonty podzemnej vody, podzemná voda sa vyskytuje v ich podloží. Často sa v nich tvoria erózne ryhy a výmole.

Seizmická aktivita

V bezprostrednej blízkosti a priamo v juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny sa nachádzajú dve zdrojové oblasti seizmického rizika. Ide o oblasť v okolí Komárna (referenčné špičkové seizmické zrýchlenie a_{gR} =1,5 m . s^{-1}) a oblasť južne od Štúrova (a_{gR} = 0,6 m . s^{-1}) – asi 20 km východne od územného celku Burda sa nachádza epicentrálna oblasť s pozorovanými zemetraseniami s intenzitou až 7 °MSK (Börzsöny, MĽR). V epicentrálnej oblasti Komárna bolo podľa historických záznamov na Slovensku makroseizmicky dokumentovaných najviac zemetrasení (38). Ich intenzita dosahovala často 6 až 7 °EMS-98, niekedy aj viac. Najsilnejšie boli zaznamenané v roku 1763 (9 – 10 °EMS-98), v roku 1783 (9 °EMS-98), v roku 1822 (8 – 9 °EMS-98) a v roku 1851 (8 °EMS-98). Posledné zemetrasenie s intenzitou 6 °EMS-98 tu bolo zaznamenané v roku 1869. Odvtedy v okolí Komárna neboli zaznamenané zemetrasenia s intenzitou vyššou ako 5 °EMS-98. Epicentrálna oblasť Komárna patrí k seizmotektonicky najaktívnejším zónam na území Slovenska (Kondela, 2019).

Od roku 2000 do roku 2019 bolo v tejto oblasti makroseizmicky pozorovaných celkovo 40 zemetrasení. Najvyššia dosiahnutá intenzita bola menej ako 5 °EMS-98. V ohniskovej oblasti Trenčianskych Teplíc bolo od roku 1607 do roku 2006 makroseizmicky zaznamenaných 11 zemetrasení. Najvyššiu intenzitu, 6 °EMS-98, dosiahli zemetrasenia v rokoch 1607, 1864 a 1988. V epicentrálnych oblastiach bol analyzovaný vývoj seizmickej aktivity od počiatku historických záznamov o zemetraseniach. Analýza preukázala, že oproti minulosti sa zvyšuje seizmická aktivita, ktorá sa prejavuje väčším počtom makroseizmicky zaznamenaných zemetrasení, ale s nižšou intenzitou ako v minulosti. Pri tomto trende by v blízkej budúcnosti v týchto oblastiach nemalo dôjsť k silnejším zemetraseniam. V tejto oblasti sa od konca 20. storočia seizmická energia uvoľňuje rýchlejšie ako v minulosti. Pri tomto trende sa v súčasnosti nepredpokladá výskyt silnejších zemetrasení v tejto oblasti.

Na základe mapy oblastí seizmického ohrozenia na území Slovenska hodnota a_{gR}, ktorá môže byť s pravdepodobnosťou 10 % prekročená počas 50 rokov (t. j. hodnota a_{gR} návratovej periódy 475 rokov), dosahuje najvyššiu hodnotu 1,1 m . s^{-2} približne na polovici územia v páse prebiehajúcom v jz.-sv. smere pod hranicou Komárno – Pastovce. Nad touto oblasťou hodnota a_{gR} dosahuje 0,86 m . s^{-2} približne po hranicu Nesvady – Farná. Na zvyšnom území nad touto hranicou v severozápadnej časti mapovaného územia hodnota a_{gR} dosahuje 0,63 m . s^{-2} (STN EN 1998-1/NA/Z2, 2012).

Agresivita podzemnej vody

Za významný geologický faktor sa považuje aj výskyt agresívnej podzemnej vody, ktorá pôsobí na betónové konštrukcie, čím sa sťažujú podmienky výstavby. Podľa *Geochemického atlasu Slovenska*, časť *Podzemné vody* (Rapant et al., 1996), v oblasti juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny prevláda slabá síranová agresivita podzemnej vody. V severozápadnej časti v okolí Dvorov nad Žitavou a Semerova sa vyskytujú aj neagresívne vody. Ani jeden z ukazovateľov agresivity podzemnej vody nedosahuje hodnoty, ktoré znamenajú zaradenie ako chemicky agresívne prostredie podľa STN EN 206: 2013 + A1 (2017).

Minerálna a geotermálna voda

Podunajská nížina patrí k oblastiam s vhodným potenciálom rozvoja geotermálnej energie. Do regiónu Podunajská nížina-juhovýchodná časť zasahujú 4 geotermálne útvary: komárňanská vysoká kryha (SK300010FK), komárňanská okrajová kryha (SK300020FK), dubnícka depresia (SK300250PF) a centrálna depresia Podunajskej panvy (SK300240PF) (Fendek at al., 2002). Zoznam geotermálnych vrtov na mapovanom území je uvedený v tab. 8.2. Podrobné informácie o geotermálnych vodách sú uvedené v podkapitole 7.2.

Tab. 8.2. Geotermálne vrty (Marcin at al., 2020).

Označenie	Lokalita	Hĺbka [m]	Rok	Výdatnosť [l . s^{-1}]	Teplota [°C]	Otvorený úsek od – do [m]	Chemické zloženie
SB-1	Patince	226	1959	29,1	26	130 – 160	Ca–Mg–HCO_3
SB-2	Patince	160	1972	45	26,5	129 – 146	Ca–Mg–HCO_3
SB-3	Patince	170	1982	29,4	26	132 – 167	Ca–Mg–HCO_3
FGKr-1	Kravany	1 021	1979	5,5	20	723 – 920	Ca–Mg–HCO_3
JRD	Virt	260	1973	6,6	26	?	Ca–Mg–HCO_3
HVB-1	Virt	241	1973	10	26	139 – 233	Ca–Mg–HCO_3
vrt VŠE	Virt	280	1976	18,3	24	155 – 263	Ca–Mg–HCO_3
FGO-1	Obid	1 000	1979	2,1	20	736 – 1 000	Ca–Mg–HCO_3
OPKS	Štúrovo	97	1949	6	35,8	76 – 96,5	Ca–Mg–HCO_3–SO_4
VŠ-1	Štúrovo	125	1988	49	39	65 – 113	Ca–Mg–HCO_3–SO_4
FGŠ-1	Štúrovo	210	1975	70	40	77 – 128	Ca–Mg–HCO_3–SO_4
M-1	Komárno	1 221	1967	1,6	42	1 140 – 1 221	Na–Ca–Mg–SO_4–HCO_3–Cl
M-3	Komárno	1 184	1976	5	51	1 139 – 1 184	Ca–Na–Mg–SO_4–Cl–HCO_3
FGK-1	Komárno-Nová Stráž	1 970	1976	3,3	64	1 696 – 1 964	Ca–Na–Mg–SO_4–Cl
GTM-1	Marcelová	1 763	1987	6	56	1 037 – 1 761	Na–Cl
VTB-1	Bruty	1 927	1990	15	75	1 599 – 1 905	Na–Cl
PTG-11	Svätý Peter	1 856	1990	6	50	972 – 1 321	Na–Cl
HGŽ-1	Želiezovce	350	1972	13,5	18	100 – 234	Ca–Mg–HCO_3
GNv1	Nesvady	1 505	2008	2,7	60	1 283 – 1 494	Na–HCO_3
GNZ-1	Nové Zámky	1 506	1983	4,5	59	1 236 – 1 473	Na–HCO_3–Cl
FGDŽ-1	Dvory nad Žitavou	2 500	1980	7,2	62	1 024 – 1 607	Na–HCO_3–Cl

Uvedené zdroje geotermálnej vody majú charakter minerálnej vody (T vody > 20 °C), ktorej mineralizácia sa pohybuje v intervale 0,7 – 90,0 g . l^{-1}. V mapovanom území sa nachádza aj 17 využívaných zdrojov podzemnej vody v obciach Nové Zámky, Dvory nad Žitavou 2x, Hurbanovo 3x, Strekov, Nová Vieska, Svodín, Bruty, Iža, Chotín, Marcelová, Patince, Moča, Kravany nad Dunajom a Mužla. Podrobné informácie o minerálnych vodách sú uvedené v podkapitole 7.1.

Skládky odpadu a environmentálne záťaže

V obciach sa často vyskytujú skládky odpadu, ktoré pôsobia ako lokálne zdroje znečistenia. Väčšinou ide o komunálny domový a stavebný odpad a miestami aj odpad zo živočíšnej výroby.

Podľa registra skládok odpadu v archíve Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra (geofonde) sa na skúmanom území vyskytuje 118 skládok. V 96 prípadoch ide o upravené skládky, 17 skládok je opustených bez prekrytia, 1 skládka je odvezená a upravená, 1 odvezená, 1 uzatvorená a rekultivovaná, s ukončenou prevádzkou, 4 skládky sú opustené bez prekrytia (nelegálne skládky) a 2 skládky sú prevádzkované.

Ekologickú záťaž predstavuje aj viacero drobných divokých skládok domového odpadu v hlbších výmoľoch a úvozoch vrátane umelých priehlbín, v dnách suchých dolín a jarkov, v opustených lomoch, na okrajoch poľných a vedľajších ciest a na iných miestach v intravilánoch obcí.

V záznamoch *Registra environmentálnych záťaží* sa na študovanom území vyskytuje 61 environmentálnych záťaží. Ide hlavne o staré skládky komunálneho odpadu, ale aj čerpacie stanice pohonných hmôt, priemyselné areály (IS EZ, 2022), rušňové depá a iné zdroje znečistenia. Medzi environmentálne záťaže registra A (pravdepodobná environmentálna záťaž) je zaradených 25 environmentálnych záťaží (tab. 8.3). V rámci registra B (environmentálna záťaž) je evidovaných 7 environmentálnych záťaží (tab. 8.4), do registra C (sanovaná/rekultivovaná záťaž) patrí 18 environmentálnych záťaží (tab. 8.5) a 3 environmentálne záťaže boli vyradené z registrov (register D). V jednom prípade ide o skládku evidovanú v registri A a C (SK/EZ/KN/329, KN (006) – Hurbanovo – skládka TKO) a v 7 prípadoch v registroch B a C (tab. 8.6).

Tab. 8.3. Environmentálne záťaže registra A (pravdepodobná environmentálna záťaž).

Identifikátor	Názov EZ	Obec
SK/EZ/NZ/586	NZ (014) / Nové Zámky – bývalý areál Elektrosvitu	Nové Zámky
SK/EZ/NZ/583	NZ (011) / Mužla – skládka KO	Mužla
SK/EZ/NZ/584	NZ (012) / Nové Zámky – areál SAD	Nové Zámky
SK/EZ/NZ/593	NZ (021) / Semerovo – areál bývalej tehelne	Semerovo
SK/EZ/NZ/594	NZ (022) / Štúrovo – bývalý areál JCP – sklady ŤVO	Štúrovo
SK/EZ/NZ/592	NZ (020) / Semerovo – Agrospol	Semerovo
SK/EZ/NZ/597	NZ (025) / Štúrovo – bývalý areál JCP, stáčacia stanica rop. produktov	Štúrovo
SK/EZ/NZ/598	NZ (026) / Štúrovo – hlavná železničná stanica	Štúrovo
SK/EZ/NZ/596	NZ (024) / Štúrovo – bývalý areál JCP, sklad TCE a horľavín	Štúrovo
SK/EZ/NZ/599	NZ (027) / Štúrovo – mestská skládka	Štúrovo
SK/EZ/NZ/2036	NZ (2036) / Štúrovo – areál ARRIVA	Štúrovo
SK/EZ/NZ/1911	NZ (1911) / Nové Zámky – trakčná napájacia stanica	Nové Zámky
SK/EZ/KN/327	KN (004) / Búč – skládka TKO	Búč
SK/EZ/KN/328	KN (005) / Dulovce – skládka TKO	Dulovce
SK/EZ/KN/326	KN (003) / Búč – neriadená skládka	Búč
SK/EZ/KN/331	KN (008) / Imeľ – skládka TKO	Imeľ
SK/EZ/KN/332	KN (009) / Iža – hnojisko	Iža
SK/EZ/KN/330	KN (007) / Chotín – skládka TKO	Chotín
SK/EZ/KN/338	KN (015) / Kravany nad Dunajom – skládka TKO	Kravany nad Dunajom
SK/EZ/LV/429	LV (003) / Kuraľany – nelegálna skládka odpadu	Kuraľany
SK/EZ/KN/339	KN (016) / Moča – skládka TKO	Moča
SK/EZ/KN/340	KN (017) / Modrany – skládka TKO	Modrany
SK/EZ/NZ/575	NZ (003) / Dvory nad Žitavou – hydinová farma	Dvory nad Žitavou
SK/EZ/NZ/576	NZ (004) / Gbelce – stará neriadená skládka (časť Paríž)	Gbelce
SK/EZ/NZ/574	NZ (002) / Dvory nad Žitavou – družstvo – prevádzka živočíšnej výroby	Dvory nad Žitavou

Tab. 8.4. Environmentálne záťaže registra B (environmentálna záťaž).

Identifikátor	Názov EZ	Obec
SK/EZ/NZ/595	NZ (023) / Štúrovo – bývalý areál JCP, sklad asfaltov a olejov s prevádzkami	Štúrovo
SK/EZ/NZ/601	NZ (029) / Štúrovo – rušňové depo (Cargo)	Štúrovo
SK/EZ/NZ/600	NZ (028) / Štúrovo – odkalisko Smurfit Kappa Štúrovo	Štúrovo
SK/EZ/NZ/2067	NZ (2067) / Nové Zámky – bývalé prekladisko uhlia	Nové Zámky
SK/EZ/KN/335	KN (012) / Komárno – Harčáš	Komárno
SK/EZ/LV/428	LV (002) / Bielovce – sklad pesticídov	Bielovce
SK/EZ/LV/440	LV (014) / Pohronský Ruskov – mazutové hospodárstvo bývalého cukrovaru	Pohronský Ruskov

Tab. 8.5. Environmentálne záťaže registra C (sanovaná/rekultivovaná záťaž).

Identifikátor	Názov EZ	Obec
SK/EZ/NZ/586	NZ (014) / Nové Zámky – bývalý areál Elektrosvitu	Nové Zámky
SK/EZ/NZ/583	NZ (011) / Mužla – skládka KO	Mužla
SK/EZ/NZ/584	NZ (012) / Nové Zámky – areál SAD	Nové Zámky
SK/EZ/NZ/593	NZ (021) / Semerovo – areál bývalej tehelne	Semerovo
SK/EZ/NZ/594	NZ (022) / Štúrovo – bývalý areál JCP – sklady ŤVO	Štúrovo
SK/EZ/NZ/592	NZ (020) / Semerovo – Agrospol	Semerovo
SK/EZ/NZ/597	NZ (025) / Štúrovo – bývalý areál JCP, stáčacia stanica rop. produktov	Štúrovo
SK/EZ/NZ/598	NZ (026) / Štúrovo – hlavná železničná stanica	Štúrovo
SK/EZ/NZ/596	NZ (024) / Štúrovo – bývalý areál JCP, sklad TCE a horľavín	Štúrovo
SK/EZ/NZ/599	NZ (027) / Štúrovo – mestská skládka	Štúrovo
SK/EZ/NZ/2036	NZ (2036) / Štúrovo – areál ARRIVA	Štúrovo
SK/EZ/NZ/1911	NZ (1911) / Nové Zámky – trakčná napájacia stanica	Nové Zámky
SK/EZ/KN/327	KN (004) / Búč – skládka TKO	Búč
SK/EZ/KN/328	KN (005) / Dulovce – skládka TKO	Dulovce
SK/EZ/KN/326	KN (003) / Búč – neriadená skládka	Búč
SK/EZ/KN/1252	KN (001) / Bátorove Kosihy – skládka TKO	Bátorove Kosihy
SK/EZ/KN/1258	KN (008) / Radvaň nad Dunajom – skládka TKO	Radvaň nad Dunajom
SK/EZ/KN/1259	KN (009) / Svätý Peter – skládka TKO	Svätý Peter
SK/EZ/KN/1256	KN (006) / Marcelová – skládka TKO	Marcelová
SK/EZ/KN/1257	KN (007) / Pribeta – skládka TKO	Pribeta
SK/EZ/NZ/1389	NZ (012) / Nové Zámky – ČS PHM Slovnaft, Námestie hrdinov	Nové Zámky
SK/EZ/NZ/1390	NZ (013) / Nové Zámky – ČS PHM Slovnaft, Nitrianska	Nové Zámky
SK/EZ/NZ/1387	NZ (009) / Nána – bývalé kasárne SA (Kasárne kpt. Nálepku)	Nána
SK/EZ/NZ/1388	NZ (011) / Nové Zámky – ČS PHM Slovnaft, Komárňanská	Nové Zámky
SK/EZ/NZ/1395	NZ (021) / Štúrovo – bývalé kasárne SA (Kasárne 29. augusta)	Štúrovo
SK/EZ/NZ/1396	NZ (022) / Štúrovo – ČS PHM Slovnaft	Štúrovo
SK/EZ/NZ/1393	NZ (019) / Strekov – skládka TKO	Strekov
SK/EZ/NZ/1394	NZ (020) / Svodín – skládka TKO	Svodín
SK/EZ/LV/1657	LV (1657) / Hronovce – skládka TKO	Hronovce
SK/EZ/NZ/1658	NZ (1658) / Kamenný Most – skládka TKO	Kamenný Most
SK/EZ/NZ/1397	NZ (023) / Štúrovo – skládka priemyselného odpadu (bývalé JCP)	Štúrovo
SK/EZ/LV/1652	LV (1652) / Keť – skládka TKO	Keť
SK/EZ/NZ/2022	NZ (2022) / Nová Vieska – skládka odpadu	Nová Vieska

Tab. 8.6. Environmentálne záťaže registra B a C.

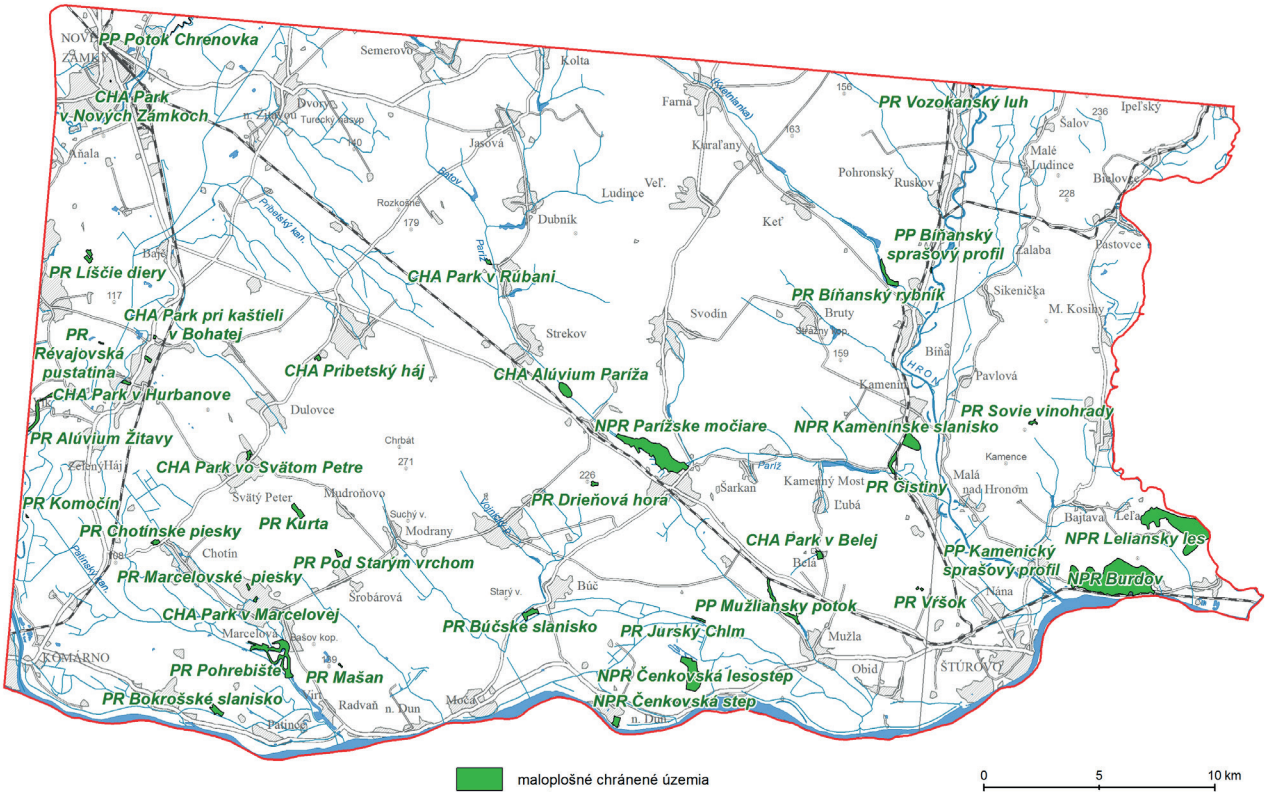
Identifikátor	Názov EZ	Obec
SK/EZ/NZ/587	NZ (015) / Nové Zámky – mestská skládka TKO	Nové Zámky
SK/EZ/NZ/588	NZ (016) / Nové Zámky – Real – H. M. – terminál	Nové Zámky
SK/EZ/NZ/1789	NZ (1789) / Nové Zámky – rušňové depo, Cargo, a. s.	Nové Zámky
SK/EZ/KN/324	KN (001) / Bajč – skládka TKO	Bajč
SK/EZ/KN/336	KN (013) / Komárno – Madzagoš	Komárno
SK/EZ/KN/334	KN (011) / Komárno – areál po Sovietskej armáde	Komárno
SK/EZ/NZ/585	NZ (013) / Nové Zámky – bývalé kasárne SA – Novocentrum	Nové Zámky

Legislatívne chránené územia prírody

Chránené územia sú významným prvkom optimálnej využiteľnosti územia (geopotenciálom), predovšetkým z rekreačného hľadiska.

Veľkoplošné chránené územia sa na študovanom území juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny nevyskytujú.

Na mapovanom území sa nachádza 40 maloplošných chránených území s III. až V. stupňom ochrany s celkovou plochou 12,89 km^2 (obr. 8.1).



Obr. 8.1. Chránené územia v regióne Podunajská nížina-juhovýchodná časť (zdroj: www.geoportal.sk); (stav k 21. 9. 2021).

Medzi 19 prírodných rezervácií, ktorých plocha zaberá celkovo 2,34 km^2, sú zaradené: *Bíňanský rybník* (v katastri obcí Bíňa, Čata a Keť), *Búčske slanisko* (v katastri obce Búč), *Vozokanský luh* (v katastri obce Hronovce), *Révajovská pustatina* (v katastri obce Hurbanovo), *Alúvium Žitavy* (v katastri obcí Hurbanovo a Martovce), *Chotínske piesky* (v katastri obce Chotín), *Bokrošské slanisko* (v katastri obce Iža), Čistiny (v ka-

tastri obcí Kamenný Most a Kamenín), *Komočín* (v katastri obce Komárno), *Kratina* (v katastri obce Marcelová), *Marcelovské piesky* (v katastri obce Marcelová), *Pohrebište* (v katastri obce Marcelová), *Jurský Chlm* (v katastri obce Mužla), *Víšok* (v katastri obce Nána), *Líščie diery* (v katastri obce Nesvady), *Drieňová hora* (v katastri obce Nová Vieska), *Sovie vinohrady* (v katastri obce Salka), *Pod Starým vrchom* (v katastri obce Šrobárová) a *Mašan* (v katastri obce Virt). Ochranné pásmo prírodnej rezervácie *Drieňová hora* (v katastri obce Nová Vieska) má rozlohu 0,01 km^2.

K 4 prírodným pamiatkam s celkovou plochou 0,44 km^2 patria: *Bíňanský sprašový profil* (v katastri obce Bíňa), *Kamenický sprašový profil* (v katastri obce Kamenica nad Hronom), *Mužliansky potok* (v katastri obce Mužla) a potok *Chrenovka* (v katastri obce Nové Zámky).

Medzi 7 národných prírodných rezervácií s celkovou plochou 8,81 km^2 patria: *Apálsky ostrov* (v katastri obce Komárno), *Burdov* (v katastri obcí Kamenica nad Hronom a Chľaba), *Čenkovská lesostep* (v katastri obce Mužla), *Čenkovská step* (v katastri obce Mužla), *Kamenínske slanisko* (v katastri obce Kamenín), *Lelianský les* (v katastri obcí Leľa a Chľaba) a *Parížske močiare* (v katastri obcí Nová Vieska a Gbelce).

K 9 chráneným areálom s celkovou plochou 1,29 km^2 patria: *Alúvium Paríža* (v katastri obcí Nová Vieska a Strekov), *Bohatský park* (v katastri obce Hurbanovo), *Hurbanovský park* (v katastri obce Hurbanovo), *Kaštieľsky park* (v katastri obce Hurbanovo), *Kraviansky park* (v katastri obce Kravany nad Dunajom), *Marcelovský park* (v katastri obce Marcelová), *Pribetský háj* (v katastri obce Pribeta), *Rúbaniansky park* (v katastri obce Rúbaň) a *Svätopeterský park* (v katastri obce Svätý Peter).

K územiam európskeho významu patrí 27 lokalít s celkovou plochou 73,34 km^2. Ide o lokality: *Abov*, *Alúvium Starej Nitry*, *Alúvium Žitavy*, *Bokrošské slanisko*, *Búčske slanisko*, *Burdov*, *Čenkov*, *Detvice*, *Dolnovážske luhy*, *Dolný tok Hrona*, *Dolný tok Ipľa*, *Drieňová hora*, *Dunaj*, *Chotínske piesky*, *Jurský Chlm*, *Kamenínske slaniská*, *Ludinský háj*, *Marcelovské piesky*, *Modrý vrch*, *Nesvadské piesky*, *Ploská hora*, *Pohrebište*, *Sovie vinohrady*, *Starý vrch*, *Vážsky Dunaj*, *Vozokánsky luh* a *Zátoň*.

Vyskytujú sa tú aj chránené stromy. Ide o 15 *dubov letných (Quercus robur* L.*)* v katastri Nových Zámkov, 1 v katastri obce Vozokany nad Hronom, 1 *hrušku obyčajnú (Pyrus communis* L.*)* v katastri Nových Zámkov, 1 *orech čierny (Juglans nigra* L.*)* v katastri obce Modrany, 1 *pagaštan konský (Aesculus hippocastanum* L.*)* v katastri Nových Zámkov a 10 *platanov javorolistých (Platanus x hybrida* Brot.*)* v lokalite Štúrovo.

Na mapovanom území sa vyskytujú 4 chránené vtáčie územia s celkovou plochou 143,02 km^2. Ide o chránené vtáčie územia *Dolné Pohronie* (2,26 km^2), *Dolné Považie*, (113,95 km^2), *Dunajské luhy* (23,05km^2) a *Parížske močiare* (3,75 km^2).

Na území sa nachádza aj 7 parkov s celkovou plochou 0,29 km^2: *Bohatá cesta Komárno – Nové Zámky* a *Bohatá cesta pri kúrii* v Nových Zámkoch, *Lipová ulica* v Marcelovej, *okolo kaštieľa* v obci Belá (dva parky), *pri kaštieli* v Kravanoch nad Dunajom a *Školská ulica* vo Svätom Petre.

9. RECENTNÝ PÔDNY POKRYV

Mozaika recentného pôdneho pokryvu juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny je výrazne ovplyvnená geologickou stavbou, genézou a typom morfoštruktúrnych parametrov georeliéfu, erózno-akumulačnými procesmi a bioklimatickými faktormi v priebehu pleistocénu, a najmä holocénu. K základným štruktúrnym a funkčným prvkom terestrických ekosystémov patria pôdy, ktoré vznikali v procese historického vývoja v dôsledku interakcie medzi geologickými, klimatickými a biotickými faktormi a určitým stanovišťom.

Do tejto skupiny sa zaraďuje aj človek, pretože svojou aktivitou najmä počas antropocénu vstupuje do biotických a abiotických zložiek ekosystému a tým aj do dynamiky procesov a interakcií, ktoré v nich prebiehajú. Všeobecne sa udáva, že pôda *P* je funkciou pôdotvorných faktorov (Jenny, 1941): P = f (m, o, k, r, č,…), kde *m* je materská hornina, *o* sú organizmy, *k* je klíma, *r* je reliéf, *č* je čas a … sú prípadné iné, menej významné faktory. Tieto faktory determinujú priebeh a intenzitu pôdotvorných procesov.

Medzi základné pôdotvorné procesy patria: akumulácia organických látok na povrchu a pod povrchom pôd, rozklad a resyntéza organických látok, rozklad a premeny primárnych minerálov, tvorba a premeny sekundárnych minerálov, tvorba organominerálnych komplexov, výmena iónov, oxidačno-redukčné procesy, fyziologický transport látok, rozpúšťanie, peptizácia a koagulácia, pohyb iónov a koloidov, prenikanie a unikanie tepelnej energie, vody a plynov, zostupný, vzostupný a laterálny pohyb iónov a koloidov, zmeny vo vnútornej stavbe a pórovitosti, látková výmena medzi pôdou a okolitými systémami, procesy zmien fyzikálneho stavu látok v pôdach, chemické a biochemické premeny látok a energie (Rode, 1971).

Pôdy sa vertikálne členia na pôdne horizonty líšiace sa farebne, spôsobom organizácie pôdneho materiálu, viditeľnými a zistiteľnými znakmi, ktoré sú výsledkom biogeochemických reakcií a následnej laterálnej a vertikálnej migrácie prvkov a zlúčenín v pôdach, a to najmä v dôsledku odtoku vody v krajine (migrácia hmoty v gravitačnom poli Zeme). Pôdy sú trojrozmerné prírodné útvary heterogénne v čase a priestore a súčasne sú historickým záznamom environmentálnych procesov, ktoré boli alebo sú aktívne na určitom mieste v krajine.

Vrchnú hranicu pôd tvorí rozhranie s atmosférou alebo zriedkavejšie s plytkým nadložným prekryvom vody. Spodná hranica nie je taká jednoznačná a je chápaná rôzne. Najčastejšie je to pevná, prípadne rozpadavá hornina, ktorá nepreukazuje recentné znaky prekorenenia, prítomnosť organizmov alebo stopy ich biologickej aktivity. Prakticky korešponduje s hĺbkou možného zakorenenia prirodzeného rastlinného krytu.

Charakteristiky pôdnych typov a pôdnych komplexov boli zostavené z viacerých pôdnych, geochemicko-environmentálnych a pedogeochemických projektov: a) *Komplexný prieskum poľnohospodárskych pôd v okresoch Komárno, Hurbanovo a Nové Zámky* (Hraško, 1960; Šiška a Pestúň, 1968; Zrubec, 1965); b) *Geochemický atlas pôd Slovenska* (Čurlík a Šefčík, 1999); c) *Monitoring pôd Slovenska* (Linkeš et al., 1997; Kobza et al., 2002, 2005a, b, 2009); d) *pôdna mapa Slovenska* (Hraško et al., 1993); e) projekt *Dlhodobé riziká z neprimeraných postupov riadenia na udržateľnosť poľnohospodárskych pôd* (de Vries et al., 2003), f) *Integrovaný manažment krajiny* (Malík et al., 2007) a GEOIS – *Pedogeochemické mapy* (Šefčík et al., 2012).

Pôdne jednotky sú zobrazené na mape rozšírenia pôdnych typov (obr. 9.1) ako mapovacie jednotky a vyjadrujú samostatnú pôdnu jednotku alebo jej kombináciu s inou pôdnou jednotkou, prípadne jednotkami, alebo aj jednotkami s iným odborným obsahom (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). Hodnotenie retenčnej kapacity pôd pre regionálne potreby riešenej úlohy vychádza z georeferencovanej pôdnej databázy Európy (Finke et al., 1998), v ktorej bolo vyčlenených 5 tried: veľmi nízka (< 50 mm), nízka (50 – 100 mm), stredná (100 – 200 mm), vysoká (200 – 300 mm) a veľmi vysoká (< 300 mm).

Mineralogicko-petrografické a geochemické parametre pôdotvorných substrátov boli syntetizované z geologickej mapy Podunajskej nížiny-juhovýchodná časť (Vaškovský a Halouzka, 1976), výsledkov geochemického mapovania pôdnych horizontov C (Čurlík a Šefčík, 1999) a výskumu minerálnej sily kvartérnych sedimentov (Vaškovský a Bedrna, 1973). Hodnotenia obsahu toxických a potenciálne toxických prvkov v povrchových horizontoch pôd, aktívnej pôdnej reakcie a obsahu humusu sa porovnávali s výsledkami získanými v rámci riešenia iných komplexných pedogeochemických projektov (Čurlík a Šefčík, 2001; Šefčík, 2005, 2008; Šefčík et al., 2008).

Charakteristika pôdnych komplexov

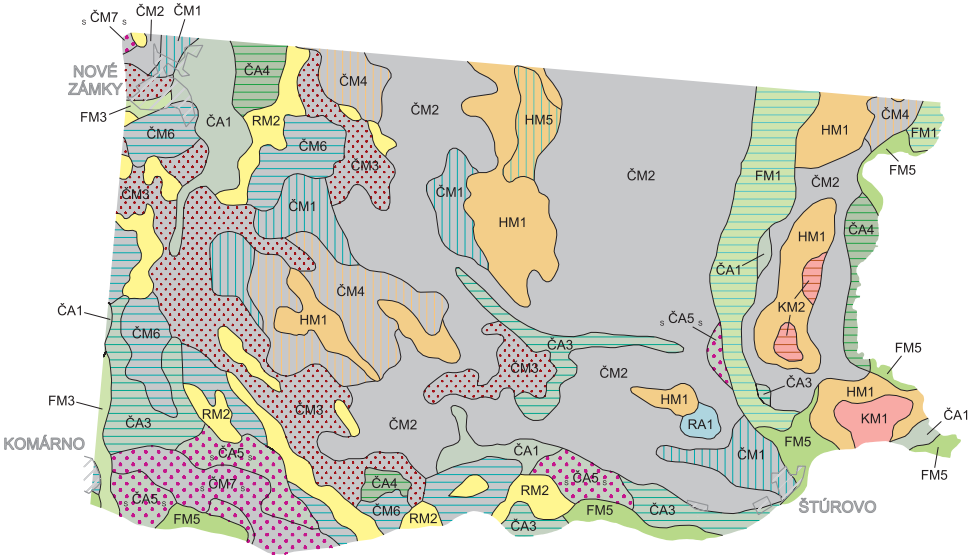
Pôdny komplex RM$_2$. – Regozeme sú dvojhorizontové A-C pôdy s iniciálnym pôdotvorným procesom, ktorý býva často prerušovaný eróziou. Povrchový humusový horizont je svetlej farby (ochrický horizont), pri-

MAPA ROZŠÍRENIA PÔDNYCH TYPOV
MAP OF SOIL TYPES DISTRIBUTION

P. Šefčík (2020)

1 : 400 000

0 5 10 15 km



Regozeme *Regosols*

RM2 — regozeme arenické karbonátové
Calcaric Regosols

Fluvizeme *Fluvisols and Eutric Gleysols*

FM1 — fluvizeme typické
Eutric Fluvisols

FM3 — fluvizeme typické karbonátové
Calcaric Fluvisols

FM5 — fluvizeme glejové
Fluvi-eutric Gleysols

Černozeme *Chernozems and Haplic Phaeozems*

ČM1 — černozeme typické karbonátové
Calcaro-haplic Chernozems

ČM2 — černozeme typické
Haplic Chernozems

ČM3 — černozeme typické karbonátové a černozeme arenické karbonátové
Calcaro-haplic Chernozems and Calcaro-arenic Chernozems

ČM4 — černozeme hnedozemné a černozeme pseudoglejové
Luvi-haplic Chernozems and Luvi-gleyic Chernozems

ČM6 — černozeme čiernicové karbonátové
Calcaro-haplic Phaeozems

ČM7 — černozeme čiernicové karbonátové, lokálne solončaky a slance
Calcaro-haplic Phaeozems, local Solonchacks and Solonetz

Čiernice *Fluvic Phaeozems and Mollic Gleysols*

ČA1 — čiernice typické
Fluvi-gleyic Phaeozems

ČA3 — čiernice typické karbonátové
Fluvi-calcaric Phaeozems

ČA4 — čiernice glejové
Fluvi-mollic Gleysols

ČA5 — čiernice typické karbonátové a čiernice glejové karbonátové
Fluvi-calcaric Phaeozems and Fluvi-mollic Gleysols

Hnedozeme *Orthic Luvisols*

HM1 — hnedozeme typické
Orthic Luvisols

HM5 — hnedozeme pseudoglejové a pseudogleje
Plano-gleyic Luvisols and Planosols

Kambizeme *Cambisols*

KM1 — kambizeme typické nasýtené až kyslé
Eutric Cambisols to Dystric Cambisols

KM2 — kambizeme typické nasýtené
Eutric Cambisols

Rendziny *Rendzinas*

RA1 — rendziny a kambizeme rendzinové
Rendzinas and Calcaric Cambisols

čom pôdna reakcia a nasýtenosť sorpčného komplexu závisí od pôdotvorného substrátu – karbonátové piesky. Regozeme regiónu sú alkalické a sorpčne nasýtené, obsah humusu je veľmi variabilný, závislý od lokálnych geomorfologických parametrov reliéfu a spôsobu využitia pôdy.

Vo väčšine prípadov obsah humusu je v intervale 1 – 2 %. Regozeme sú pôdy bez skeletu a majú nízku až strednú retenčnú kapacitu. V zónach výskytu regozemí a pôdnych komplexov s černozemami sú častým javom prejavy veternej erózie (Kobza et al., 2005a; Ilavská et al., 2005; Midriak, 2010).

Regozeme vytvárajú v regióne samostatné maloplošné areály alebo pôdny komplex s černozemami arenickými karbonátovými (RM_2). Tieto pôdy vznikli na karbonátových pieskoch a vyskytujú sa východne od riek Nitra a Žitava a na ľavom brehu Dunaja. Pôdny komplex RM_2 vytvára polygón, ktorého vrcholmi sú Nové Zámky, Hurbanovo, Radvaň nad Dunajom, Pribeta, Jasová a Dvory nad Žitavou.

Pôdny komplex FM_1. – Fluvizeme typické, sprievodné fluvizeme glejové a arenické na nekarbonátových fluviálnych sedimentoch sa vyskytuje len v nive Hrona, pretože fluviálne sedimenty, teda pôdotvorné substráty, sú zložené hlavne z kryštalických, vulkanických a epiklastických hornín. V širšej časti nivy sa spolu s nimi vyskytuje aj fluvizem glejová, ktorá má redukčný glejový horizont Gr pod horizontom C do 100 cm od povrchu v dôsledku dlhodobo pôsobiacej hladiny podzemnej vody v tejto hĺbke. V horizonte Gr výrazne dominuje sivá, modrosivá až zelenosivá farba.

Pôdny komplex FM_3. – Fluvizeme typické karbonátové, sprievodné fluvizeme glejové a arenické karbonátové na fluviálnych karbonátových sedimentoch sa vyskytujú v nivách riek Nitra a Váh. Fluvizeme z tohto pôdneho komplexu sú zrnitostne laterálne, ale aj vertikálne homogénne a karbonátové. Holocénne povodňové udalosti sa prejavujú v pôdnom profile striedaním piesčito-hlinitých a ílovito-hlinitých vrstvičiek s náznakmi humusových horizontov – prejavov iniciálnej pedogenézy.

Pôdny komplex $FM_{5\,G}$. – Fluvizeme glejové a sprievodné gleje G na karbonátových a nekarbonátových fluviálnych sedimentoch sa vyskytujú v nive Dunaja a Ipľa. Pedogenéza pôdneho komplexu $FM_{5\,G}$ je intenzívne ovplyvnená vysokými hladinami podzemnej vody, najmä v depresných častiach holocénnej nivy, alebo prebytkom stagnujúcej povrchovej vody. Dôsledkom uvedených geologických podmienok a pomerov sa spolu s fluvizemou glejovou mozaikovite vyskytuje aj glej. Glej je dvojhorizontová A-Gr pôda s redukčným glejovým horizontom (Gr), ktorý sa najčastejšie vyskytuje na substrátoch so zníženou priepustnosťou – ílovito-hlinitý až ílovitý horizont.

Retenčná kapacita fluvizemí je vysoká až veľmi vysoká a v tomto regióne sú to veľmi úrodné pôdy s optimálnymi agrochemickými vlastnosťami. Plošné zastúpenie pôdnych komplexov závisí od plochy skúmaných holocénnych nív v regióne a postupnosť ich rozšírenia je takáto: $FM_1 > FM_{5G} > FM_3$.

Pôdny komplex RA_1. – Tvoria ho rendziny a kambizeme rendzinové, sprievodné litozeme karbonátové, lokálne rendziny sutinové. Pôdny komplex je zložený z dvoch pôdnych subtypov, ktoré sa vyskytujú na zvetraninách pevných karbonátových hornín – neogénne biohermné vápence na SV od Štúrova. Rendzina je dvojhorizontová A-C pôda, vyvinutá prevažne v členitom reliéfe. Je prevažne plytká, hlinitá, so skeletnatosťou viac ako 30 %, v pedóne do 60 cm od povrchu. Dominantným pôdotvorným procesom je akumulácia a stabilizácia humusu za prítomnosti karbonátov.

Na povrchu má tmavý, veľmi humusový horizont hrubý do 30 cm obsahujúci karbonáty, s rôznym obsahom skeletu. Humusový horizont Alc prechádza cez prechodný horizont A/Cc neveľkej hrúbky priamo do pôdotvorného substrátu – horizontu Cc. Rendzina kambizemná je ako rendzina typická (Ram), ale s náznakmi kambického horizontu (Bv) aj za prítomnosti karbonátov. Karbonáty tu dokonca tvoria tzv. kalcikový horizont – horizont obohatenia karbonátov. V dôsledku erózie sú na konvexných častiach georeliéfu tieto pôdne subtypy sprevádzané litozemami karbonátovými, plytkými pôdami s hrúbkou do 10 cm.

Pôdny komplex ČM$_1$. – Černozeme typické karbonátové, lokálne erodované, a regozeme typické karbonátové sa vyskytujú na sprašiach a neogénnych karbonátových íloch a pieskoch. Černozeme sú dvojhorizontové pôdy s tmavým černozemným humusovým horizontom hrubým 0,3 až 0,8 m, pod ktorým sa nachádza prechodný horizont A/C hrubý 0,1 – 0,2 m.

Černozeme vznikli pravdepodobne v atlantiku pod stepnou vegetáciou (Bedrna et al., 1968) černozemným pôdotvorným procesom, t. j. akumuláciou a humifikáciou veľkého množstva zvyškov stepnej a lesostepnej vegetácie v karbonátových podmienkach. Retenčná kapacita černozemí je veľmi variabilná v závislosti od lokálnych a regionálnych abiotických podmienok. Pre černozeme v regióne je charakteristická vysoká a prevažne veľmi vysoká retenčná kapacita vody.

Tento komplex sa vyskytuje v piatich areáloch: na SV od Nových Zámkov, tri medzi Hurbanovom, Pribetou a Dubníkom na sprašiach a na neogénnych karbonátových íloch a pieskoch. Posledný väčší areál sa vyskytuje na sprašiach a sprašových hlinách západne od Štúrova.

***Pôdny komplex* ČM$_2$.** – Černozeme typické, lokálne erodované, a regozeme typické karbonátové na sprašiach sú najrozšírenejší pôdny komplex v študovanom regióne. Vyskytujú sa hlavne v centrálnej časti regiónu. Maloplošný výskyt je pri Nových Zámkoch a ďalší areál sa nachádza medzi nivami riek Hron a Ipeľ vo východnej časti regiónu.

V dôsledku intenzívneho poľnohospodárskeho využívania týchto pôd sú lokálne na konvexných častiach pahorkov erodované. Prejavuje sa to výskytom regozemí. V smere svahu sa zväčšuje hrúbka humusového horizontu A. Antropogénne podmienenú eróziu ešte zvyšuje prirodzená veterná erózia.

***Pôdny komplex* ČM$_3$.** – Černozeme typické karbonátové a černozeme arenické karbonátové, sprievodné regozeme arenické karbonátové na karbonátových íloch a pieskoch, miestami s prekryvom spraší, sa vyskytujú tak isto len na východnom okraji regiónu, a to v zóne Nové Zámky – Komárno na Hurbanovských terasách a južne od vodného toku Paríž. Ide o diferencovaný komplex v dôsledku rôznorodosti pôdotvorných substrátov a povrchových erózno-akumulačných procesov, povrchovej modelácie georeliéfu.

***Pôdny komplex* ČM$_4$.** – Černozeme hnedozemné a černozeme pseudoglejové sa vyskytujú na sprašiach a sprašových hlinách. Nepriepustnosť podložných hornín spôsobuje, že sa v spodnejších častiach sólu koncentruje voda, ktorá spôsobuje čiastočné oglejenie pôdneho profilu. Tento komplex sa vyskytuje východne od Nových Zámkov v sv. časti regiónu – západne od Ipľa a v strede regiónu medzi Hurbanovom a Strekovom na neogénnych sedimentoch (karbonátové íly a piesky).

***Pôdny komplex* ČM$_6$.** – Černozeme čiernicové karbonátové, lokálne čiernice černozemné karbonátové až čiernice glejové karbonátové sa vyskytujú na starých fluviálnych karbonátových sedimentoch. V depresných zónach v inundačných zónach menších vodných tokov sa spolu s černozemami vyskytuje aj čiernica černozemná karbonátová, a tak tam, kde je hladina podzemnej vody vysoko, vyskytuje sa aj čiernica glejová karbonátová. Čiernice sa vyskytujú v zónach rozšírenia ílovitých a ílovito-hlinitých fluviálnych sedimentov v inundačnej zóne vodných tokov. Výskyt pôdneho komplexu ČM$_6$ je geneticky spätý s fluviálnymi sedimentmi Žitavy, Nitry, Váhu a Dunaja. Areály výskytu sú južne a východne od Nových Zámkov, na SV od Komárna a medzi Patincami, Kravanmi nad Dunajom a Búčom.

***Pôdny komplex* $_S$ČM$_{7S}$.** – Černozeme čiernicové karbonátové, sprievodné čiernice karbonátové, sporadicky lokálne solončaky a slance S na fluviálnych karbonátových a sprašových sedimentoch – zasolenie týchto pôd vzniká v špecifických geomorfologických, hydrogeologických a klimatických podmienkach. Vyskytujú sa na SZ od Nových Zámkov a na ľavom brehu Dunaja v zóne Komárno – Iža – Patince (Bokrošské slanisko).

***Pôdny komplex* ČA$_1$.** – Čiernice typické a sprievodné čiernice glejové sa vyskytujú prevažne na nekarbonátových fluviálnych sedimentoch v štyroch areáloch, a to v trojuholníku tvorenom mestom Nové Zámky a obcami Dvory nad Žitavou a Nesvady, jv. od Hurbanova, jv. od Bátorových Kosíh a v okolí Chľaby.

Čiernice sú dvojhorizontové A-C pôdy. Ich pôdotvorný proces dlhodobo nie je prerušovaný záplavami, ale je ovplyvnený hladinou podzemnej vody. Čiernice sú pôdy s tmavým čiernicovým humusovým horizontom s hrúbkou viac ako 0,3 m a oxidačnými znakmi oglejenia podzemnou vodou aspoň v spodnej časti horizontu A. Pod ním sa nachádza prechodný horizont A/C s hrúbkou 0,1 – 0,2 m a horizont C_{Gor}. Množstvo hrdzavých škvŕn a nodúl (karbonátových a Fe-Mn brôčikov – hrdzavé Fe^{3+} a Mn^{4+} škvrny) narastá s hĺbkou. Semihydromorfné podmienky vzniku čiernic sa odzrkadľujú aj v ich v špecifických znakoch a vlastnostiach.

Vplyv georeliéfu, zrnitosti pôdotvorného substrátu a úrovne hladiny podzemnej vody spôsobuje, že lokálne sa vyskytuje aj čiernica glejová s redukčným glejovým horizontom Gr do 100 cm od povrchu. V horizonte Gr výrazne dominuje sivá, modrosivá a zelenosivá farba. Retenčná kapacita čiernic je veľmi variabilná, v intervale stredná až veľmi vysoká kapacita.

***Pôdny komplex* ČA$_3$.** – Čiernice typické karbonátové, sprievodné čiernice černozemné, pelické a glejové karbonátové, lokálne organozeme typické a glejové, nasýtené až karbonátové, sa vyskytujú na karbonátových fluviálnych sedimentoch vodných tokov Nitra, Dunaj a Paríž, v pásme od Kolárova a Komárna v údolí vodného toku Paríž medzi Novou Vieskou, Gbelcami a Šarkanom. Na ľavom brehu Dunaja sa tento komplex vyskytuje v menších areáloch medzi Močou a Obidom. Sú to areály s rôznorodou morfometriou georeliéfu a rôznym zrnitostným zložením holocénnych sedimentov, čo dokazujú aj sprievodné organozeme.

***Pôdny komplex* ČA$_4$.** – Čiernice glejové, sprievodné čiernice typické a gleje sa vyskytujú na karbonátových a nekarbonátových fluviálnych sedimentoch. Komplex je najviac ovplyvnený hladinou podzemnej vody, ktorá spôsobuje vznik glejového redukčného horizontu do 100 cm od povrchu. Tento pôdny komplex sa vyskytuje v lokálnych depresiách, a to v okolí Dvorov nad Žitavou, na pravom brehu Ipľa v zóne Salka – Pastovce a na ľavom brehu Dunaja v oblasti Bátorových Kosíh.

Pôdny komplex $_s$ **ČA**$_{5\,s}$**.** – Čiernice typické karbonátové a čiernice glejové karbonátové, sporadicky slancové až solončakové, a solončaky a slance vystupujú na karbonátových, prevažne fluviálnych sedimentoch so špecifickými hydrogeochemickými podmienkami. Spolu s čiernicami sa v pôdnych komplexoch vyskytujú solončaky a slance ako výsledok salinického pôdotvorného procesu (zasolenie, slancovanie a salinizácia). Z environmentálno-klimatického hľadiska je salinizácia veľmi dôležitý indikačný proces v krajine. Salinizácia pôdy vzniká, ak sa v nej nahromadia soli rozpustné vo vode. Tieto soli obsahujú draslík (K^+), horčík (Mg^{2+}), vápnik (Ca^{2+}), chlór (Cl^-), sírany (SO_4^{2-}), uhličitany (CO_3^{2-}), hydrogénuhličitany (HCO_3^-) a sodík (Na^+).

Soli sa rozpúšťajú a migrujú spolu s vodou, pričom po vyparení vody soli ostávajú na mieste, v pôdnom profile. Solončak je dvojhorizontová A-C pôda s vysokým obsahom ľahko rozpustných solí, najmä pri povrchu pôdy. Slanec (solonec) je pôdny typ, ktorý vzniká zo slaniska vylúhovaním solí z hornej časti pôdneho profilu do dolnej časti.

Tento environmentálne a pôdoznalecky významný pôdny komplex sa vyskytuje v troch areáloch regiónu: Marcelová – Chotín, Iža – Patince a okolie Kamenína.

Pôdny komplex HM $_1$**.** – Hnedozeme typické, lokálne erodované, a regozeme typické karbonátové sa vyskytujú na sprašiach v siedmich areáloch. Vyskytujú sa v zóne medzi Hronom a Ipľom a ďalšie štyri areály sú v centrálnej časti skúmaného územia. Hnedozem je trojhorizontová A-B-C pôda vyvinutá v podmienkach periodicky premyvného vodného režimu. Je to pôda prevažne so svetlým humusovým horizontom s hrúbkou do 30 cm (ochrický horizont Ao). V stykovej zóne s černozemami môžu byť hnedozeme aj s tmavým, tzv. melanickým horizontom Al. V dôsledku atmosférických zrážok je pod humusovým horizontom vyvinutý výrazný luvický horizont Bt, t. j. horizont obohatenia ílom, vytvorený iluviálnou akumuláciou translokovaných koloidných zložiek, najmä ílových minerálov. V podmienkach vývoja hnedozemí na karbonátových substrátoch sú karbonáty vylúhované z horizontov A a B sólu a nachádzajú sa až v horizonte C vo forme nodúl alebo tvrdých konkrécií, tzv. cicvárov – kalcikový horizont (cc). V týchto regionálnych podmienkach má hnedozem typická vyvinutú typickú sekvenciu pôdnych diagnostických horizontov Ao-Bt-B/C-Cc alebo Al-Bt-B/C-Ccc-Cc.

Pôdny komplex HM $_5$**.** – Hnedozeme pseudoglejové a pseudogleje na sprašových a polygenetických hlinách sa vyskytujú v jednom areáli, ktorý je ohraničený obcami Málaš – Farná – Veľké Ludanice, v zóne relatívne najvyšších elevácií pahorkatiny, kde sa mozaikovite strieda poľnohospodárska a lesná krajina. Hnedozem pseudoglejová HMg má oxidačné znaky oglejenia najmä povrchovou vodou v dôsledku zaílenia horizontu Bt v hĺbke do 100 cm a plošné zastúpenie v matrixe 10 – 80 % (hrdzavé Fe a Mn škvrny, noduly). Typické sekvencie horizontov sú Ao-Bt(m)-B/C-C alebo Al-Bt(m)-B/Cg-Cg-C. [Bt(m) = náznaky mramorovaného horizontu s oxidačnými znakmi oglejenia 10 – 80 %, Cg = ox. znaky oglejenia < 10%].

Hnedozeme pseudoglejové sa v dolných častiach svahov (kolúviách) alebo v zónach so zvýšeným obsahom ílovej frakcie v horizonte B plynule menia na pseudogleje (PGm), ktoré majú mramorovaný horizont Bm. Pesudoglej je štvorhorizontová A-E-B-C alebo trojhorizontová A-B-C pôda, ktorá vzniká v podmienkach premyvného vodného režimu s prebytkom povrchovej, najčastejšie svahovej vody na úpätiach svahov alebo na substrátoch s horizontom (vrstvou) so zníženou priepustnosťou.

Pôdny komplex KM $_1$**.** – Kambizeme typické nasýtené až kyslé, sprievodné rankery a kambizeme pseudoglejové (na stredne ťažkých až ľahších skeletnatých zvetraninách nekarbonátových hornín) sa vyskytujú v pohorí Burda na amfibolicko-pyroxénických andezitoch a epiklastických brekciách.

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. Kambizeme v lesoch majú tmavý humusový horizont a poľnohospodársky využívané kambizeme majú svetlý humusový horizont. Obsah skeletu a zrnitosť jemnozeme sú veľmi variabilné a tak isto aj obsah humusu a hĺbka humusového horizontu. Pôdne vlastnosti kambizemí v horskom teréne sú veľmi závislé od lokálnej geomorfológie. V koluviálnych a depresných častiach sú oglejené a vytvárajú sa až kambizeme pseudoglejové.

Pôdny komplex KM $_2$**.** – Kambizeme typické nasýtené a sprievodné kambizeme pseudoglejové sa vyskytujú medzi riekami Hron a Ipeľ na zvetraninách tufitických pieskovcov pyroxénických andezitov. Tvoria dva maloplošné areály lesných pôd. Ich pôdne vlastnosti sú podobné pôdam nachádzajúcim sa v pôdnom komplexe KM_1, odlišujú sa len stupňom nasýtenia sorpčného komplexu a pôdnou reakciou.

Plošné zastúpenie pôdnych komplexov

Plošné zastúpenie rozšírenia pôdnych jednotiek – pôdnych komplexov – v regióne je determinované geogénnymi faktormi (rôznorodosť materských substrátov), klimatickými faktormi (acidita a humidita), rozmiestne-

ním a veľkosťou riečnej siete (Dunaj, Nitra, Žitava, Hron a Ipeľ), výškou hladiny podzemnej vody a stupňom jej mineralizácie (Na a Ca) a morfometriou georeliéfu. Sú výsledkom uvedených faktorov – geogénnych a klimatických.

Dominantne zastúpené sú pôdne komplexy černozemí. Vyskytujú sa hlavne na sprašiach, sprašových hlinách, karbonátových fluviálnych pieskoch a vo veľkej miere na komplexe neogénnych hornín – karbonátových pieskoch, siltoch a vápnitých íloch. Vplyv podzemnej vody a sprašových hlín sa prejavuje existenciou oglejenia v pedóne, resp. existenciou černozemí čiernicových. V konkávnych (depresných) častiach georeliéfu sa spolu s nimi vyskytujú aj čiernice slancové.

Druhým najviac plošne rozšíreným pôdnym komplexom sú čiernicové komplexy. Vyskytujú sa v okolí aktívnych vodných tokov, za agradačnými valmi riek, kde dochádza k hydromorfne podmienenej akumulácii humusu. V depresných častiach reliéfu, v širšej nive Dunaja a Hrona, majú rozsiahle rozšírenie aj čiernice karbonátové slancové, a to v miestach výskytu vysoko mineralizovanej (najmä Na a Ca) vody tesne pod povrchom.

Tretí z hľadiska plošného rozšírenia je pôdny komplex hnedozemí (výskyt horizontu Bt). Vyskytujú sa medzi riekami Hron a Ipeľ a v centrálnej časti regiónu na morfologicky najvyšších, konvexných častiach georeliéfu.

Na štvrtom mieste z hľadiska plošného rozšírenia sú komplexy fluvizemí (typické, glejové) s rôznymi sprievodnými alebo sporadicky zastúpenými pôdnymi typmi (glej, organozem). Ich výskyt sa viaže na holocénne fluviálne sedimenty riek Nitra, Žitava, Dunaj, Hron a Ipeľ.

Regozeme a ich komplexy sa geneticky viažu na karbonátové eolické piesky, lokálne na spraše. Svojím plošným zastúpením sú na piatom mieste. Ide o veľmi špecifický pôdny typ, ktorého pedogenéza je často prerušovaná eolickou činnosťou.

Predposledné miesto v plošnom zastúpení má pôdny komplex kambizemí. Vyskytujú sa na andezitových vulkanických horninách a ich epiklastických derivátoch nachádzajúcich sa medzi riekami Hron, Dunaj a Ipeľ.

Pôdny komplex rendzín a kambizemí rendzinových má najmenšie plošné zastúpenie. Vyskytujú sa len v jednom areáli sv. od Štúrova. Karbonátový substrát týchto pôdnych typov tvoria biohermné vápence neogénneho veku.

Pôdne vlastnosti

Aktívna pôdna reakcia (pH/H_2O) v humusových horizontoch pôd varíruje v intervale 4,24 – 8,60, od extrémne kyslej až po silne alkalickú. Zastúpenie jednotlivých kategórií pôdnej reakcie podľa kategorizácie SSDS-USDA (1993) je uvedené v tabuľke 9.1.

Tab. 9.1. Pôdna reakcia v humusových horizontoch pôd v regióne.

Kategória pH/H_2O pôd	Región
Ultra kyslá (< 3,5)	
Extrémne kyslá (3,5 – 4,4)	1
Veľmi silne kyslá (4,5 – 5,0)	1
Silne kyslá (5,1 – 5,5)	
Stredne kyslá (5,6 – 6,0)	7
Slabo kyslá (6,1 – 6,5)	10
Neutrálna (6,6 – 7,3)	24
Slabo alkalická (7,4 – 7,8)	18
Stredne alkalická (7,9 – 8,4)	76
Silne alkalická (8,5 – 9,0)	3
Veľmi silne alkalická (> 9,0)	
Spolu	**140**

Hodnoty aktívnej pôdnej reakcie korešpondujú s výsledkami zistenými pri celoslovenskom hodnotení pH pôd Slovenska (Šefčík, 2005). Boli vypočítané charakteristické intervaly (horný a dolný kvartil) pH/H_2O z rozsiahleho súboru analytických údajov: černozem (7,20 – 8,08), čiernica (7,42 – 8,02), hnedozem (6,21 – 7,54) a fluvizem (6,47 – 7,87).

Procesy alkalizácie a salinizácie pôd sa prejavujú v okolí nív riek Nitra, Žitava, Dunaj a Hron, kde je hladina podzemnej vody s vysokým obsahom sodíka a vápnika v tesnej blízkosti pôdneho profilu. Na týchto lokalitách sa vyskytujú černozeme a čiernice, ktoré sprievodne a sporadicky vo svojich areáloch obsahujú slance a solončaky. Sú to pôdne komplexy s$ČM_7$s a s$ČA_5$s.

Plošne v regióne dominujú stredne alkalické pôdy (pH/H_2O = 7,9 – 8,4). Je to podmienené dominantným výskytom alkalických pôdotvorných substrátov (spraše, sprašové hliny, karbonátové piesky a vápnité silty a ílovce až íly neogénneho veku). Alkalinita povrchových humusových horizontov pôd sa nepriamo zvyšuje eróziou (veternou a vodnou) a agrotechnickým obrábaním

pôd. Orbou dochádza k zarovnávaniu konvexných častí georeliéfu a následnému odkrývaniu prechodných a substrátových horizontov.

Dôkazom tohto procesu sú lokálne výskyty karbonátových regozemí v pôdnych komplexoch ČM1 (černozeme typické karbonátové, lokálne erodované, a regozeme typické karbonátové na sprašiach) a HM1 (hnedozeme typické, lokálne erodované, a regozeme typické karbonátové na sprašiach).

Mozaikovú štruktúru variability pôdnej reakcie v regióne determinujú lokálne morfometrické parametre fluviálneho a eolického georeliéfu, alkalinita pôdotvorných substrátov, typ pôdotvorných procesov, chemické zloženie podzemnej vody a dynamika a chemické zloženie vody povrchových vodných tokov.

Obsah karbonátov v pôdach regiónu je veľmi variabilný. V pôdach sa vyskytujú karbonáty klastogénne (alotigénne) a novotvorené (autigénne). Klastogénne karbonáty sú zdedené od materských hornín a substrátov pôd. Veľkosť a tvar klastogénnych karbonátov sú veľmi variabilné, v regióne ich veľkosť súvisí so zrnitosťou pôd. Autigénne karbonáty, ktoré vznikali in situ, sú výsledkom pedogenézy. V závislosti od charakteru pedogenézy tvoria rôzne mikro- a makroformy (rovnomerne roptýlené v matrixe, zhluky, noduly, septárie, drúzy), horizonty a polohy koncentrácie v pôdnom profile.

Výskyt karbonátov v pôde je determinovaný rovnovážnymi konštantami protolýzy kyseliny uhličitej v pôde, ktoré sú pri teplote 20 °C takéto: línia H_2CO_3/HCO_3^- má hodnotu pH = 6,38 a línia HCO_3^-/CO_3^{2-} má hodnotu pH = 10,38. Rovnovážny stav v systéme kalcit – voda – CO_2 pri rovnakej teplote závisí len od parciálneho tlaku CO_2, čiže rozpúšťanie a vyzrážania karbonátov v pôdach je funkciou parciálneho tlaku CO_2 v pôdnom prostredí.

Podstatne vyšší obsah karbonátov v hlbších horizontoch oproti humusovým horizontom je výsledkom pedogenézy, t. j. rozpúšťania a vylúhovania karbonátov na povrchu pôd a ich akumulácie v spodnejších horizontoch. Tento jav môže nastať aj ich priestorovou redistribúciou v krajine, t. j. migráciou z vyšších polôh do nižších.

V povrchových humusových horizontoch pôd regiónu obsah karbonátov je od 0 do 21 %. Dominantné zastúpenie majú bezkarbonátové pôdy s obsahom 0 – 0,3 % karbonátov (55 vzoriek), potom nasledujú silne karbonátové pôdy s obsahom 3,1 – 25 % karbonátov (48 vzoriek) a nakoniec slabo karbonátové pôdy s obsahom 0,3 – 3 % karbonátov (37 vzoriek), ale sumárne karbonátové pôdy predstavujú až 65 % štatistického súboru.

Priestorová variabilita distribúcie obsahu karbonátov v pôdach regiónu je odrazom petrografického zloženia pôdotvorných substrátov, plošného rozšírenia pôdotvorných procesov, lokálnej morfometrie georeliéfu a intenzity atmosférických zrážok. Výskyt sekundárnych foriem karbonátov, najmä nodúl, na povrchu indikuje intenzitu eróznych procesov v krajine.

Obsah humusu v pôdach regiónu je veľmi variabilný. Údaje boli excerpované z vyriešených pôdoznaleckých a geochemicko-environmentálnych výskumov a projektov (Čurlík a Šefčík, 2001; Malík et al., 2007).

Pôdna organická hmota pozostáva zo zmesi rastlinných a živočíšnych zvyškov v rôznom stupni chemického a biologického rozkladu. Konečným produktom rozkladu pôdnej organickej hmoty sú humínové látky, organické kyseliny s nízkou a vysokou molekulovou hmotnosťou, uhľohydráty, aminokyseliny, lipidy, proteíny, triesloviny, fenoly, ligníny a humus. Humus je len tá časť pôdnej organickej hmoty, v ktorej odumreté zvyšky strácajú pôvodné znaky anatomickej stavby a nadobúdajú špecifické znaky a vlastnosti. Humus priamo pôsobí ako živný a energetický substrát pre mikroorganizmy. Nepriamo pôsobí tým, že usmerňuje formovanie fyzikálnych a chemických vlastností pôd.

Zloženie, množstvo a vlastnosti humusu závisia od klimatických podmienok, pôdneho typu, spôsobu využitia a hydromorfných podmienok. Humusové zložky pôdy sa podľa rozpustnosti rozdeľujú na: humínové kyseliny (veľká molekulová hmotnosť, koloidné, kyslé, vo vode sú nerozpustné a s prvkami tvoria celý rad zlúčenín – humátov Ca, Cd, Cu, Fe, Ni a pod.), fulvokyseliny (malá molekulová hmotnosť, kyslé, vo vode sú rozpustné a s kovmi tvoria komplexy – cheláty) a humínové látky (špecifická skupina vysoko molekulárnych organických zlúčenín, ktoré sú produktom rozkladu organických zvyškov v pôde).

Humus s minerálmi (najmä ílové minerály a oxyhydroxidy Fe, Al a Mn) v pôdach tvoria organominerálne komplexy, ktoré vplývajú na fyzikálne, chemické a biologické vlastnosti pôd. Kvalita a kvantita humusu v pôdach vplýva na množstvo vody a živín v pôde, štruktúru pôdy, katiónovú a aniónovú výmennú kapacitu pôd (katiónová výmenná kapacita nad 200 cmol . kg^{-1}) a množstvo a bioprístupnosť stopových prvkov v pôde.

Charakteristické intervaly obsahu humusu v pôdach regiónu boli spracované na základe rozsiahlych databáz a sú prezentované v tab. 9.2. Hodnoty obsahu humusu patria k veľmi dynamicky sa meniacim parametrom kvality pôd. Jeho obsah je ovplyvnený veternou a vodnou eróziou, agrotechnickými spôsobmi obrábania pôd

a v neposlednom rade tým, že takmer všetka organická hmota z poľa je použitá na iné účely a nie je prirodzene zakomponovaná naspäť do pôdy.

Zrnitosť pôdy významne ovplyvňuje charakter pôdotvorných procesov a tým aj vývoj morfologických znakov pôd a hĺbku pôdneho profilu. Výrazne vplýva na eluviáciu a iluviáciu častíc. Zrnitosť pôd závisí od mineralogického a petrografického zloženia materských hornín a pôdotvorných substrátov, priestorového rozšírenia pôdotvorných procesov a erózno-akumulačných procesov v krajine.

Od zrnitosti závisí veľkosť aktívneho povrchu minerálnej zložky pôdy, ktorý vplýva na fyzikálno-chemické (sorpcia/desorpcia), fyzikálne, chemické a biologické vlastnosti pôd. Zrnitosť pôd vplýva na odtok vody v krajine, ktorý môže byť povrchový, podpovrchový – hypodermický (nie je v styku s hladinou podzemnej vody) a podzemný – presiaknutá voda dosahuje hladinu podzemnej vody (Antal, 1999).

Výsledky zrnitostných rozborov pôd (tab. 9.3) indikujú, že v regióne majú dominantné zastúpenie hlinité, ílovito-hlinité a piesočnato-hlinité pôdy. Tieto analýzy reflektujú výskyt pôdotvorných substrátov, najmä spraší a neogénnych vápnitých ílov a siltov, na ktorých sa vyskytujú rôzne subtypy černozemí. Piesočnaté pôdy sú späté s výskytom karbonátových kvartérnych eolických a neogénnych pieskov.

Tab. 9.2. Charakteristické hodnoty obsahu humusu (%) v hlavných pôdnych typoch regiónu.

Pôdny typ	Dolný kvartil	Medián	Horný kvartil
Černozem	1,91	2,24	2,62
Čiernica	2,40	3,00	3,76
Hnedozem	1,43	1,64	1,91
Fluvizem	1,91	2,43	3,05

Tab. 9.3. Novákova stupnica zrnitosti pôd regiónu.

Obsah častíc < 0,01 mm [%]	Región
0 – 10 (p – piesočnatá)	1
10 – 20 (hp – hlinito-piesočnatá)	19
20 – 30 (ph – piesočnato-hlinitá)	24
30 – 45 (h – hlinitá)	62
45 – 60 (ih – ílovito-hlinitá)	30
60 – 75 (iv – ílovitá)	4
Viac ako 75 (i – íl)	
Spolu	**140**

Vzhľadom na to, že zrnitosť a obsah humusu výrazne vplývajú na retenciu vody v pôde, sorpciu a desorpciu kontaminantov a živín v pôde, na základe výsledkov minulých výskumov (Malík et al., 2007) môžeme konštatovať, že pôdy skúmaného regiónu indikujú vysoký poľnohospodársky potenciál (najmä černozeme a čiernice).

Retenčná kapacita čiernic varíruje v intervale: dolný kvartil 268 – 478 mm a horný kvartil 481 – 552 mm. Černozeme majú retenčnú kapacitu v intervale: dolný kvartil 324 – 441 mm a horný kvartil 476 – 505 mm.

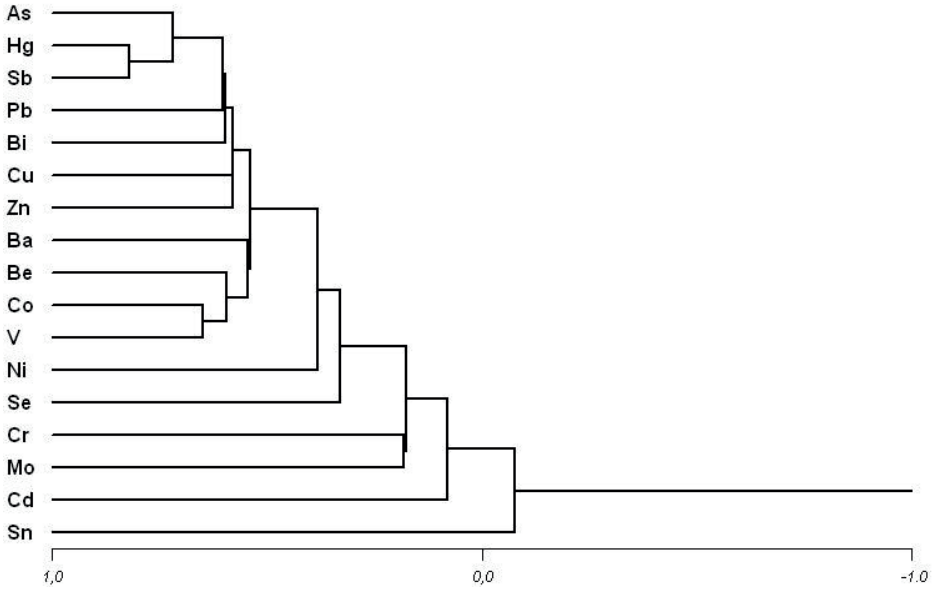
Distribúcia toxických a potenciálne toxických prvkov (As, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Sn, V a Zn) v humusových horizontoch pôd regiónu je charakterizovaná na základe priestorovej distribúcie uvedených prvkov (Čurlík a Šefčík, 1999), z výsledkov z monitoringu pôd Slovenska (Kobza et al., 2002, 2005a, b, 2009; Linkeš et al., 1997) a z výsledkov výskumu minerálnej sily pôdnych substrátov (Vaškovský a Bedrna, 1973). V tabuľke 9.4 sú uvedené štatistické parametre distribúcie totálneho obsahu prvkov, ktoré boli stanovované rovnakou analytickou metódou a z rovnakej zrnitostnej frakcie ($x < 0,125$ mm).

Z komparácie výsledkov uvedených prác vyplýva, že v regióne sa lokálne vyskytuje zvýšený, resp. anomálny obsah As, Cd, Cu, Hg, Pb a Sb. Vyskytuje sa najmä vo fluvizemiach na riečnych nivách Hrona, Nitry a Ipľa. Kontaminácia pôdotvorných substrátov a pôd v uvedených nivách je podmienená migráciou prvkov zo starých banských revírov v Kremnických vrchoch a Štiavnických vrchoch a tiež v Nízkych Tatrách. Depónia elektrárenského popolčeka v Zemianskych Kostoľanoch zvyšuje obsah arzénu v celom povodí Nitry.

Vzhľadom na to, že skúmaný región sa vyznačuje intenzívnou poľnohospodárskou činnosťou, časť obsahu As, Cu, Cd a Hg pochádza z dlhodobého aplikovania agrochemikálií do pôdy a rastlín. Zvýšený obsah olova v pôdach (najmä černozeme a čiernice) je spôsobený dlhodobým používaním olovnatého benzínu, ale vo fluvizemiach Hrona a Ipľa hlavne z banskej činnosti. Veľmi problematický je pôvod lokálne zvýšeného obsahu antimónu v černozemiach. Z priestorovej distribúcie prvkov a ich štatistických parametrov distribúcie vyplýva, že pri väčšine prvkov je relatívne homogénna, ale v prípade šiestich prvkov (As, Cd, Cu, Hg, Pb a Sb) je problematicky heterogénna, konkrétne vo fluvizemiach.

Heterogenita týchto prvkov vo fluvizemiach je charakterizovaná variačným koeficientom: As = 91,85 %, Cd = 115,12 %, Cu = 104,18 %, Hg = 197,77 %, Pb = 138,73 % a Sb = 205,11 %. Vzájomné súvislosti (korelácie) distribúcie sledovaných prvkov medzi analyzovanými prvkami v černozemiach dokumentuje aj dendrogram (obr. 9.2), z ktorého sú jednoznačne evidentné súvislosti medzi geogénnymi a antropogénnymi prvkami.

Analýza distribúcie toxických a potenciálne toxických prvkov v humusových horizontoch pôd v regióne indikuje, že ich obsah je podmienený mineralogicko-petrografickým zložením pôd a pôdotvorných substrátov, typom pôdotvorných procesov, vysokými hladinami podzemnej vody a následným oglejením pôd, chemickým zložením podzemnej vody a dlhodobým poľnohospodárskym využívaním pôd regiónu.



Obr. 9.2. Dendrogram vzájomých vzťahov medzi prvkami v černozemiach.

Závery

Kvalita a rozšírenie poľnohospodárskych a lesných pôd (najmä lužné lesy) regiónu Podunajskej nížiny-jv. časť sú ovplyvnené a ohrozené viacerými prírodnými procesmi a dôsledkami sociálno-ekonomických činností človeka v tomto regióne. Z prírodných procesov a hrozieb sú to prejavy vodnej a veternej erózie, povodní a klimatických zmien (Sobocká et al., 2005). Hlavné antropogénne faktory, ktoré ovplyvňujú kvalitu a rozšírenie pôd regiónu, sú nelegálne, ale aj legálne skládky odpadu, environmentálne záťaže, zábery pôdy na bytovú výstavbu a priemyselné komplexy.

Tab. 9.4. Štatistické parametre distribúcie toxických a potenciálne toxických prvkov v pôdach regiónu Podunajská nížina (mg . kg^{-1}). Vysvetlivky: AP – aritmetický priemer, ŠO – štandardná odchýlka, V – variačný koeficient, Me – medián, Mo – modus, Min. – minimum, Max. – maximum, DK – dolný kvartil, HK – horný kvartil, N – počet vzoriek.

As – arzén	Región	Hnedozem	Fluvizem	Černozem	Čiernica
Min.	3,60	5,70	4,50	4,20	3,60
DK	6,30	6,95	7,15	6,50	5,05
Me	7,40	7,75	9,65	7,50	6,05
HK	8,30	8,28	8,30	8,30	6,63
Max.	45,60	11,30	45,60	33,70	9,60
AP	7,93	7,85	12,14	7,84	5,96
ŠO	4,46	1,46	11,15	3,34	1,71
V (%)	56,24	18,60	91,85	42,60	28,69
N	140	10	11	97	14
Bi – bizmut	**Región**	**Hnedozem**	**Fluvizem**	**Černozem**	**Čiernica**
Min.	< 0,1	0,1	0,2	0,1	< 0,1
DK	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1
Me	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
HK	0,2	0,2	0,25	0,2	0,2
Max.	1,0	0,2	1,0	0,7	0,3
AP	0,23	0,19	0,3	0,23	0,16
ŠO	0,1	0,03	0,23	0,08	0,10
V (%)	43,48	15,79	76,67	34,78	62,50
N	140	10	11	97	14
Cd – kadmium	**Región**	**Hnedozem**	**Fluvizem**	**Černozem**	**Čiernica**
Min.	< 0,1	< 0,1	0,1	0,1	< 0,1
DK	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Me	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2
HK	0,3	0,275	0,45	0,3	0,275
Max.	2,1	0,4	2,1	1,0	0,3
AP	0,26	0,23	0,46	0,25	0,21
ŠO	0,19	0,09	0,53	0,10	0,07
V (%)	73,08	39,13	115,22	40,00	33,33
N	140	10	11	97	14
Co – kobalt	**Región**	**Hnedozem**	**Fluvizem**	**Černozem**	**Čiernica**
Min.	4	7	7	6	4
DK	8	8	8	8	6,25
Me	9	8	10	9	8
HK	10	9,75	10	10	9
Max.	16	11	11	13	10
AP	8,84	8,70	9,27	8,87	7,50
ŠO	1,67	1,19	1,29	1,36	1,99
V (%)	18,89	13,68	13,92	15,33	26,53
N	140	10	11	97	14
Cr – chróm	**Región**	**Hnedozem**	**Fluvizem**	**Černozem**	**Čiernica**
Min.	27	54	61	48	48
DK	70	73	68	73	68,5
Me	79	82,5	77	81	74,5
HK	88	90	79,5	88	84
Max.	108	97	94	108	97
AP	78,51	79	75,82	79,86	75
ŠO	12,70	14,05	9,53	11,72	12,38
V (%)	16,18	17,78	12,57	14,68	16,51
N	140	10	11	97	14

Tab. 9.4 – pokračovanie.

Cu – meď	Región	Hnedozem	Fluvizem	Černozem	Čiernica
Min.	8	11	14	8	9
DK	17	16,25	18	17	13,25
Me	19	17,50	22	19	20,50
HK	22	18,75	30	21	24,25
Max.	146	19	146	80	31
AP	21,44	16,70	34,73	20,57	19,50
ŠO	13,92	2,57	36,18	9,56	6,36
V (%)	64,93	15,39	104,18	46,48	32,62
N	140	10	11	97	14
Hg – ortuť	**Región**	**Hnedozem**	**Fluvizem**	**Černozem**	**Čiernica**
Min.	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
DK	0,02	0,023	0,02	0,02	0,02
Me	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02
HK	0,05	0,04	0,10	0,05	0,03
Max.	1,27	0,06	1,06	1,27	0,05
AP	0,057	0,033	0,148	0,053	0,024
ŠO	0,141	0,013	0,293	0,132	0,100
V (%)	247,37	39,39	197,97	249,06	416,67
N	140	10	11	97	14
Mo – molybdén	**Región**	**Hnedozem**	**Fluvizem**	**Černozem**	**Čiernica**
Min.	< 0,2	0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
DK	0,275	0,4	0,2	0,3	0,125
Me	0,4	0,6	0,3	0,4	0,45
HK	0,5	0,7	0,6	0,5	0,5
Max.	1,6	0,9	0,7	1,6	0,8
AP	0,41	0,56	0,40	0,41	0,37
ŠO	0,24	0,22	0,21	0,25	0,23
V (%)	58,54	39,29	52,50	60,98	62,16
N	140	10	11	97	14
Ni – nikel	**Región**	**Hnedozem**	**Fluvizem**	**Černozem**	**Čiernica**
Min.	11	17	15	13	11
DK	20	20,5	21,5	20	15,75
Me	25	26,5	24	26	24,5
HK	27,25	27	26,5	28	27
Max.	52	30	34	37	32
AP	24,15	24,50	23,91	24,25	22,00
ŠO	5,74	4,48	5,11	4,63	7,11
V (%)	23,77	18,29	21,37	19,09	32,32
N	140	10	11	97	14
Pb – olovo	**Región**	**Hnedozem**	**Fluvizem**	**Černozem**	**Čiernica**
Min.	5	12	9	8	5
DK	13	13	15	13	10,75
Me	15	13,50	18	15	13,5
HK	16	14,75	28	16	15
Max.	191	17	191	72	18
AP	17,06	13,9	36,36	15,53	13,00
ŠO	16,44	1,58	50,08	7,04	3,65
V (%)	96,37	11,37	137,73	45,33	28,08
N	140	10	11	97	14

Tab. 9.4 – pokračovanie.

Sb – antimón	Región	Hnedozem	Fluvizem	Černozem	Čiernica
Min.	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3
DK	0,4	0,53	0,5	0,4	0,4
Me	0,6	0,65	0,7	0,5	0,5
HK	0,7	0,7	1,35	0,6	0,58
Max.	24,4	1,4	24,4	9,8	0,9
AP	0,93	0,69	3,33	0,73	0,49
ŠO	2,26	0,26	6,83	1,16	0,15
V (%)	243,01	37,68	205,11	158,9	30,61
N	140	10	11	97	14
Se – selén	**Región**	**Hnedozem**	**Fluvizem**	**Černozem**	**Čiernica**
Min.	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
DK	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Me	< 0,1	< 0,1	0,1	0,1	< 0,1
HK	0,1	0,1	0,15	0,1	0,09
Max.	0,3	0,1	0,3	0,3	0,2
AP	–	–	–	–	–
ŠO	–	–	–	–	–
V (%)	–	–	–	–	–
N	140	10	11	97	14
Sn – cín	**Región**	**Hnedozem**	**Fluvizem**	**Černozem**	**Čiernica**
Min.	< 1	3	2	< 1	1
DK	4	5	4	4	5,25
Me	6	6,5	7	6	7,5
HK	9	7	8,5	9	11
Max.	13	10	9	13	12
AP	3,6	6,1	6,27	6,24	7,5
ŠO	2,86	2,07	2,49	2,85	3,7
V (%)	79,44	33,93	39,71	45,67	49,33
N	140	10	11	97	14
V – vanád	**Región**	**Hnedozem**	**Fluvizem**	**Černozem**	**Čiernica**
Min.	34	66	48	39	40
DK	60	69,5	63	60	50,25
Me	69	71,5	75	69	64,5
HK	75	74,75	83,5	75	70,75
Max.	122	83	97	89	86
AP	68,13	72,3	73,82	67,40	61,29
ŠO	12,64	4,63	13,72	10,24	13,29
V (%)	18,55	6,40	18,59	15,19	21,68
N	140	10	11	97	14
Zn – zinok	**Región**	**Hnedozem**	**Fluvizem**	**Černozem**	**Čiernica**
Min.	25	42	39	32	25
DK	47	51,25	51,5	47	35
Me	54,5	56	68	54	51
HK	61,25	58	77,5	60	56
Max.	299	69	299	272	70
AP	58,678	55,000	84,364	57,412	47,286
ŠO	30,965	7,141	69,568	25,909	14,063
V (%)	52,77	12,98	82,46	45,13	29,74
N	140	10	11	97	14

10. NERASTNÉ SUROVINY

Geologická stavba územia Podunajskej nížiny-juhovýchodnej časti je predispozíciou tohto regiónu z hľadiska rozmanitosti zastúpenia ložísk nerastných surovín. Je tu zastúpená pomerne široká škála nerastných surovín, ktoré sa ťažili buď v minulosti, alebo sa ťažia aj v súčasnosti, najmä stavebné suroviny (obr. 10.1, tab. 10.1).

V okolí Štúrova prebiehali od 19. storočia prieskumné práce na výskyt hnedého uhlia. Blízkosť maďarskej Dorocko-tokodskej uhoľnej panvy ležiacej neďaleko pravého brehu Dunaja už dávnejšie podnietila predpoklad, že táto panva môže mať svoje pokračovanie aj na ľavom brehu Dunaja. Tenké uhoľné sloje boli aj viditeľné neďaleko Štúrova na úpätí Božieho kopca tesne pri Dunaji za nízkeho stavu vody v rieke. Väčšina prieskumných vrtov bola ale neúspešná. Už vtedajšia geologická verejnosť prieskum v oblasti Štúrova neodporúčala, pretože sa počítalo s veľkým zlomom smeru V – Z pozdĺž Dunaja a s tým, že územie severne od neho je značne poklesnuté. V 50. rokoch 20. storočia sa začal prieskum v blízkosti obce Obid. Pri ňom sa navŕtali polohy hnedého uhlia a následne boli vypočítané zásoby. Ložisko **Obid** nebolo nikdy otvorené a neťažilo sa. Je súčasťou štúrovského paleogénu Podunajskej panvy. Predstavuje okrajové, najsevernejšie prejavy uhľonosných súvrství oligocénu z oblasti Dorog – Tokod v severovýchodnom Maďarsku.

Z nerudných surovín boli hydrogeologickým vrtom GTM-1 preskúmané mineralizované I-Br vody severne od obce Marcelová. Sú súčasťou gabčíkovskej panvy. Ložisko sa nachádza v mezozoickom komplexe karbonátových hornín (mezozoická hydrogeotermálna štruktúra Marcelová). Nachádza sa v hĺbke 1 037,5 – 1 761 m pod terénom. Za hrúbku ložiska sa považujú prítoky z intervalov 1 037,5 – 1 045,5 m a 1 739,5 – 1 761 m, to znamená 29,5 m. Surovinou je mineralizovaná voda s obsahom I_2 + Br_2. Ide o kalciovo-magnéziovo-chloridový základný typ podzemnej vody. Mineralizovaná voda je vhodná na získavanie solí jódu a brómu, zmesí solí na použitie v balneológii a demineralizovanej vody ako obchodného artikla (Jezný a Januš, 1998). VL **Marcelová** sa nevyužíva.

Stavebné suroviny zastupuje ložisko tehliarskych surovín **Semerovo**. Nachádza sa pri j. okraji obce. Tvorí ho mierna vyvýšenina pretiahnutého tvaru zhruba v smere S – J. Vznikla medzi potokmi. Surovinou sú íly, piesčité íly a piesky vrchnopanónskeho veku a kvartérne pleistocénne spraše. Spraše majú o 10 – 12 % vyšší obsah SiO_2 ako neogénne súvrstvie. Hlavným ílovým minerálom oboch typov je illit. Škodlivinou sú pieskovce vrchnopanónskeho veku, lebo obsahujú karbonátový tmel. Hrúbka pieskovcov kolíše od 0,20 do 0,50 m (Žákovský a Flimmel, 1962). VL Semerovo sa nevyužíva.

Ďalšou skupinou ložísk evidovaných v tomto území sú ložiská nevyhradených nerastov (ďalej LNN). Z nich sa ťažia len ložiská **Salka, Nesvady** a **Nové Zámky.** Ide o ložiská štrkopieskov (Dudášová et al., 1982). Ďalšie ložiská prevažne štrkopieskov sa neťažia – **Rúbaň, Štúrovo-okolie, Nesvady, Patince, Komárno-priestor A** a ložisko tehliarskych surovín **Bohatá – Hurbanovo.**

Ako ložisko vyňaté z evidencie je v minulosti vedené VL **Komárno-priestor C** (Macko a Slovák, 1971b) – štrkopiesky a piesky – štrky, **Dubník, Bátorove Kosihy** (Macko a Ďurovič, 1971) a **Šalov – Želiezovce** – tehliarske suroviny.

Ostatné uvedené ložiská a výskyty patria medzi nebilancované. V tejto časti ložísk uvádzame ako prvé energetické suroviny. Do skúmaného územia zasahuje prognózna plocha vyhľadávania ropy a zemného plynu nazvaná **Severovýchodné svahy želiezovskej priehlbiny.** Oblasť je pokrytá regionálnou sieťou seizmických profilov s ojedinelými vrtmi. Nádejnými na akumulácie uhľovodíkov sú piesčité súvrstvia bádenu. Územie je postihnuté poklesovou tektonikou a horizontálnymi posunmi, častá je slienitosť piesčitých súvrství. Typy ložiskových pascí predstavujú polklenby pri zlomoch, litologicko-faciálne a kombinované pasce. V rámci študovaného územia sú vyčíslené prognózne zdroje (P2) ropy v množstve 2,6 mil. t a zemného plynu v objeme 14,0 mld. m^3. Hĺbka prognóznych zdrojov je 1 200 – 2 500 m (Pereszlényi et al., 1997). Nachádzajú sa tu aj nevýznamné indície hnedého uhlia **Gbelce** a lignitu **Pozba – Farná** (Slovák et al., 1983).

Rudné suroviny sú v rámci nebilancovaných ložísk a výskytov okrajovou skupinou. Evidujeme tu len dve územia s akumuláciami ušľachtilých minerálov, **Bíňa a Malá nad Hronom.** Ide o pleistocénne štrkové akumulácie usadené v prostredí riečneho koryta, nánosového valu a slepého ramena niekdajšieho toku Hrona s obsahom zlata, ilmenitu, magnetitu, hematitu, rutilu, zirkónu a monazitu (Zuberec et al., 2004).

Menej dôležitou skupinou v rámci nebilancovaných ložísk a výskytov sú aj nerudné suroviny. Evidujeme tu len výskyt jódovej vody vo vrte pri obci **Bruty** – vrt GTV-1. V roku 1990 bol zrealizovaný geotermálny vrt GTV-1 s cieľom získania termálnej vody. V roku 1991 bol pokusne využitý ako možný zdroj na získanie jódu. Obsah jódu je okolo 27 – 30 mg . l^{-1}. Vyžaduje sa chemický spôsob úpravy (Očenáš, 1991). V sledovanom

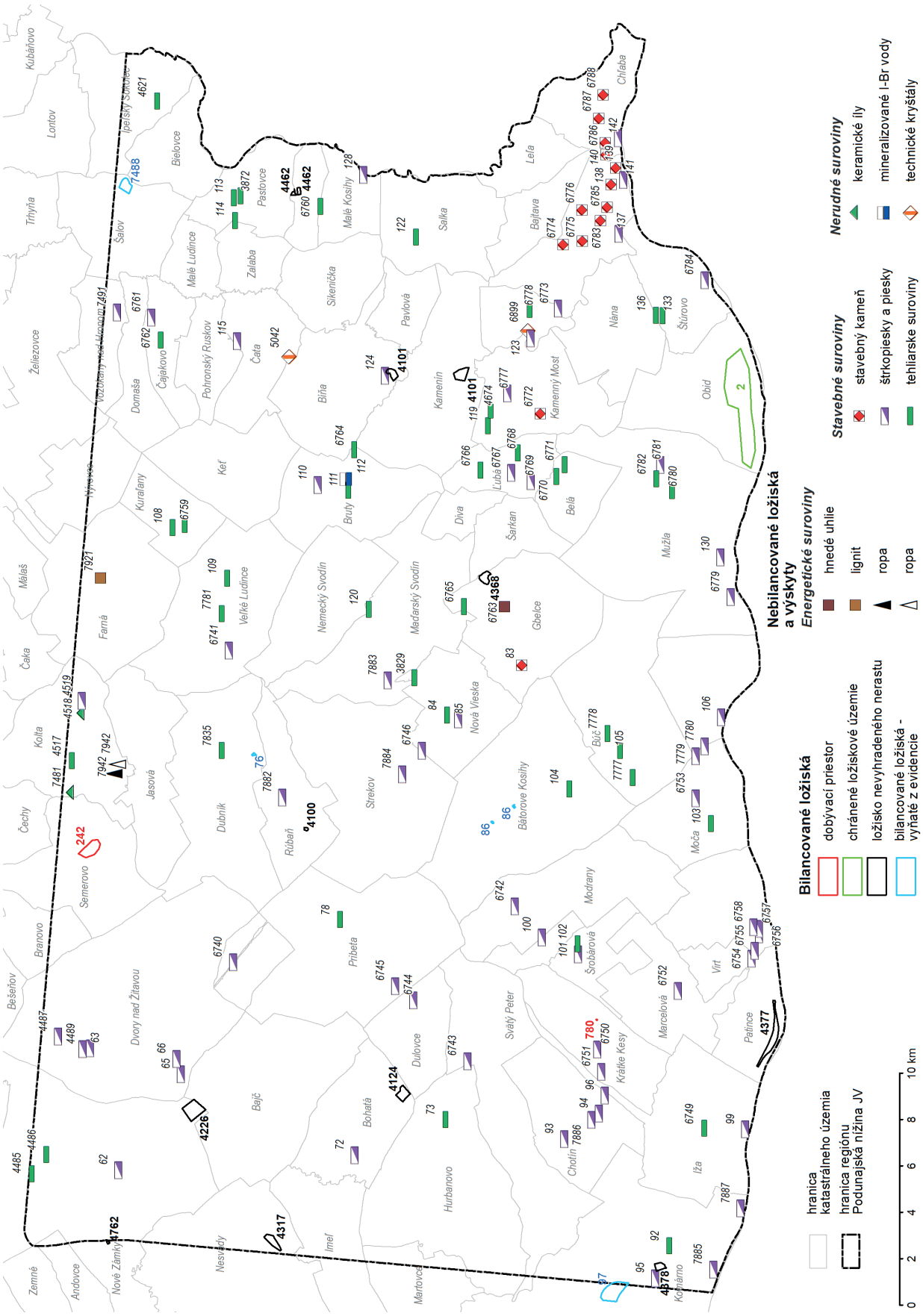
území evidujeme už len prognózne zdroje keramických ílov **Kolta.** Surovinou sú piesčité íly s hrúbkou 4 m. Podľa bývalej ČSN 72 1330 surovina zodpovedá 4. akostnému stupňu ako kameninový íl. Má vysoké hodnoty nasiakavosti (Zuberec et al., 1993).

Najväčšou skupinou v rámci nebilancovaných ložísk a výskytov sú stavebné suroviny. Ložiská a výskyty stavebného kameňa tvoria v rámci stavebných surovín významnú časť. Sú situované najmä v jv. časti územia v oblasti Burdy, výbežku andezitových neovulkanitov. Skoro všetky ložiská/výskyty predstavujú andezitové pyroklastiká (andezitové tufy a tufity s občasnými pemzami). Ide o ložiská/výskyty **Kamenica nad Hronom II, Kováčov I, Kováčov II, Chľaba II, Kamenica nad Hronom, Kamenica nad Hronom – tufit I, Kamenica nad Hronom – tuf, Kamenica nad Hronom – tuf II, Kamenica nad Hronom I, Kováčov III** a **Chľaba I** (Macko et al., 1971). Ložiská/výskyty **Gbelce** a **Kamenný Most – pieskovec** sú budované vápnitými pieskovcami podradnej kvality. Výskyty sa viažu na *vrábeľské súvrstvie* (Macko a Ďurovič, 1971).

Ložiská a výskyty štrkopieskov tvoria v rámci stavebných surovín podstatnú a najdôležitejšiu časť. Geneticky ide o dva typy akumulácií. Prvou sú štrkopiesky viazané na alúviá riek drénujúcich územie (Dunaj, Váh, Nitra, Žitava a Ipeľ). Sú to ložiská/výskyty **Nové Zámky, Dvory nad Žitavou I, Dvory nad Žitavou II, Dvory nad Žitavou, Bohatá, Komárno, Iža, Mudroňovo, Kravany nad Dunajom – štrkopiesok II, Bruty, Malé Kosihy, Mužla, Kamenica nad Hronom, Chľaba, Dvory nad Žitavou, Štrkopiesky v koryte Hrona, úsek 29,902 – 40,198 km, Štrkopiesky v koryte Hrona, úsek 9,864 – 20,007 km, Štrkopiesky v koryte Hrona, úsek 20,007 – 29,902 km, Štrkopiesky v koryte Hrona, úsek 0,440 – 9,864 km, Marcelová, Radvaň nad Dunajom – Žitava (štrkopiesok III), Radvaň nad Dunajom – Žitava (štrkopiesok IV), Čajakovo – štrkopiesok, Mužla-Čenkov, Strekov, Štúrovo – štrkopiesok, Radvaň nad Dunajom – Žitava (štrkopiesok I), Radvaň nad Dunajom – Žitava (štrkopiesok II), Radvaň nad Dunajom, Štrkopiesky v koryte Hrona, úsek 40,198 – 49,855 km, Kravany nad Dunajom – štrkopiesok I, Štrkopiesky v koryte Váhu, úsek Kameničná – Komárno** a **Komárno** (Dolejší, 1969). Druhým typom sú ložiská stavebného piesku, ktoré sú reprezentované buď kvartérnymi viatymi pieskami, alebo pieskami kvartérnych náplavov riek. Ide o ložiská/výskyty **Nová Vieska, Šrobárová, Chotín, Kolta-Kopanica, Pribeta, Veľké Ludince, Modrany, Dulovce, Marcelová – piesok I, Marcelová – piesok III, Ľubá – piesok II, Kamenný Most – piesok, Strekov, Moča, Ľubá – piesok I, Malá nad Hronom – piesok, Mužla – piesok, Kravany nad Dunajom – piesok I, Rúbaň** a **Nová Vieska** (Macko a Slovák, 1971b).

Obr. 10.1. Lokalizácia ložísk na území regiónu Podunajská nížina-jv. časť (Kúšik, 2022). ⟶

Bilancované ložiská: VL 2 – Obid, 780 – Marcelová, 242 – Semerovo, **LNN** 4100 – Rúbaň, 4101 – Štúrovo-okolie, 4226 – Nové Zámky, 4317 – Nesvady, 4377 – Patince, 4378 – Komárno-priestor A, 4462 – Salka, 4762 – Nové Zámky, 4124 – Bohatá – Hurbanovo, 4368 – Gbelce. **Ložiská vyňaté z evidencie:** 97 – Komárno – priestor C, 76 – Dubník, 86 – Bátorove Kosihy, 7488 – Šalov – Želiezovce. **Nebilancované ložiská:** 7942 – Severovýchodné svahy želiezovskej priehlbiny, 6763 – Gbelce, 7921 – Pozba – Farná, 5042 – Bíňa, 6899 – Malá nad Hronom, 112 – Bruty – vrt GTV-1, 4518 – Kolta, 7481 – Kolta, 138 – Kamenica nad Hronom II, 139 – Kováčov I, 140 – Kováčov II, 83 – Gbelce, 6788 – Chľaba II, 6783 – Kamenica nad Hronom, 6774 – Kamenica nad Hronom – tufit I, 6775 – Kamenica nad Hronom – tuf, 6776 – Kamenica nad Hronom – tuf II, 6785 – Kamenica nad Hronom I, 6786 – Kováčov III, 6787 – Chľaba I, 6772 – Kamenný Most – pieskovec, 85 – Nová Vieska, 93 – Chotín, 94 – Chotín, 96 – Chotín, 101 – Šrobárová, 4519 – Kolta-Kopanica, 7886 – Chotín, 6740 – Pribeta, 6741 – Veľké Ludince, 6742 – Modrany, 6743 – Dulovce, 6744 – Dulovce, 6745 – Pribeta, 6746 – Strekov, 6750 – Marcelová – piesok I, 6752 – Marcelová – piesok III, 6753 – Moča, 6767 – Ľubá – piesok I, 6769 – Ľubá – piesok II, 6773 – Malá nad Hronom – piesok, 6777 – Kamenný Most – piesok, 6781 – Mužla – piesok, 7780 – Kravany nad Dunajom – piesok I, 7882 – Rúbaň, 7883 – Nová Vieska, 62 – Nové Zámky, 63 – Dvory nad Žitavou I, 65 – Dvory nad Žitavou II, 66 – Dvory nad Žitavou, 72 – Bohatá, 95 – Komárno, 99 – Iža, 100 – Mudroňovo, 106 – Kravany nad Dunajom – štrkopiesok II, 110 – Bruty, 128 – Malé Kosihy, 130 – Mužla, 141 – Kamenica nad Hronom, 142 – Chľaba, 4487 – Dvory nad Žitavou, 4489 – Dvory nad Žitavou I, 115 – Štrkopiesky v koryte Hrona, úsek 29,902 – 40,198 km, 123 – Štrkopiesky v koryte Hrona, úsek 9,864 – 20,007 km, 124 – Štrkopiesky v koryte Hrona, úsek 20,007 – 29,902 km, 137 – Štrkopiesky v koryte Hrona, úsek 0,440 – 9,864 km, 6751 – Marcelová, 6756 – Radvaň nad Dunajom – Žitava (štrkopiesok III), 6757 – Radvaň nad Dunajom – Žitava (štrkopiesok IV), 6761 – Čajakovo – štrkopiesok, 6779 – Mužla-Čenkov, 6784 – Štúrovo – štrkopiesok, 6754 – Radvaň nad Dunajom – Žitava (štrkopiesok I), 6755 – Radvaň nad Dunajom – Žitava (štrkopiesok II), 6758 – Radvaň nad Dunajom, 7491 – Štrkopiesky v koryte Hrona, úsek 40,198 – 49,855 km, 7779 – Kravany nad Dunajom – štrkopiesok I, 7884 – Strekov, 7885 – Štrkopiesky v koryte Váhu, úsek Kameničná – Komárno, 7887 – Komárno, 73 – Hurbanovo – Svätý Peter, 78 – Pribeta, 84 – Nová Vieska, 92 – Komárno II, 102 – Šrobárová, 103 – Moča, 104 – Bátorove Kosihy, 105 – Búč – hlina II, 108 – Kuraľany – hlina I, 109 – Veľké Ludince – hlina II, 111 – Bruty, 113 – Pastovce, 114 – Pastovce II, 119 – Kamenný Most – hlina II, 120 – Svodín, 122 – Salka, 133 – Štúrovo I, 136 – Štúrovo II, 3872 – Pastovce I, 4485 – Nové Zámky, 4486 – Nové Zámky, 4517 – Kolta, 4621 – Ipeľský Sokolec, 6749 – Iža, 6759 – Kuraľany – hlina II, 6760 – Malé Kosihy, 6762 – Čajakovo – hlina, 6764 – Bruty – hlina II, 6765 – Gbelce – Paríž, 6766 – Ľubá – hlina I, 6768 – Ľubá – hlina II, 6770 – Belá – hlina I, 6771 – Belá – hlina II, 6780 – Mužla – hlina II, 6782 – Mužla – hlina I, 7777 – Búč – hlina I, 7778 – Búč – hlina III, 7781 – Veľké Ludince – hlina I, 7835 – Dubník, 3829 – Nová Vieska, 4674 – Kamenný Most – hlina I, 6778 – Malá nad Hronom – tehelňa.


Nebilancované ložiská a výskyty
Energetické suroviny
hnedé uhlie
lignit
ropa
ropa
Stavebné suroviny
stavebný kameň
štrkopiesky a piesky
tehliarske suroviny
Nerudné suroviny
keramické íly
mineralizované I-Br vody
technické kryštály
Bilancované ložiská
dobývací priestor
chránené ložiskové územie
ložisko nevyhradeného nerastu
bilancované ložiská - vyňaté z evidencie
hranica katastrálneho územia
hranica regiónu Podunajská nížina JV
0 2 4 6 8 10 km

Veľmi dôležitú a mohutnú časť v sledovanom území v rámci stavebných surovín tvoria aj ložiská a výskyty tehliarskych surovín. Reprezentujú ich najmä kvartérne spraše a hliny. Ide o ložiská/výskyty **Hurbanovo, Svätý Peter, Pribeta, Nová Vieska, Komárno II, Šrobárová, Moča, Bátorove Kosihy, Búč – hlina II, Kuraľany – hlina I, Veľké Ludince – hlina II, Bruty, Pastovce, Pastovce II, Kamenný Most – hlina II, Svodín, Salka, Štúrovo I, Štúrovo II, Pastovce I, Nové Zámky, Kolta, Ipeľský Sokolec, Iža, Kuraľany – hlina II, Malé Kosihy, Čajakovo – hlina, Bruty – hlina II, Gbelce – Paríž, Ľubá – hlina I, Ľubá – hlina II, Belá – hlina I, Belá – hlina II, Mužla – hlina II, Mužla – hlina I, Búč – hlina I, Veľké Ludince – hlina I, Dubník, Nová Vieska, Kamenný Most – hlina I, Malá nad Hronom – tehelňa** a **Búč – hlina III** (Macko a Slovák, 1971a).

Bilancované ložiská

Výhradné ložiská [uvedené v *Bilancii výhradných ložísk Slovenskej republiky* (BZVL) so stavom k 1. 1. 2021]

Energetické suroviny

Hnedé uhlie

VL č. 2

Obid, hnedé uhlie, neťažené, určené CHLÚ

Výhradné ložisko hnedého uhlia je situované v jv. časti Podunajskej nížiny. Nachádza sa pod rovnomennou obcou Obid a pokračuje jv. smerom k Dunaju na ploche asi 2,5 km^2. Ložisko je súčasťou štúrovského paleogénu Podunajskej panvy a predstavuje okrajové, najsevernejšie prejavy uhľonosných súvrství eocénu a oligocénu z oblasti Dorog – Tokod v severovýchodnom Maďarsku. Podložie štúrovskej panvy tvoria jednak kompaktné mezozoické horniny, jednak detritické horniny kriedy a paleogénu. Ložisko je uložené subhorizontálne v hĺbke 580 – 770 m pod povrchom a je porušené poklesovými zlomami smerov SV – JZ, SZ – JV, S – J a V – Z s výškou poklesu 20 – 180 m, sledovateľnou na uhoľnom sloji. Uhoľné sloje sa zistili v troch horizontoch: 1. na báze uhľonosných vrstiev spodného eocénu, 2. v pestrých vrstvách stredného eocénu, 3. na báze pestrého uhľonosného súvrstvia oligocénu až rupelu. Najvýznamnejší je spodný eocénny sloj zistený v hĺbke 395 – 766 m, podľa toho, v ktorej tektonickej kryhe bol zastihnutý vrtom. Priemerná hĺbka je 600 – 700 m. Celková hrúbka sloja je 0,6 – 8,2 m. Výhrevnosť hnedého uhlia sa pohybuje v intervale 14 – 18 MJ . kg^{-1} a v priemere dosahuje 16,39 MJ . kg^{-1}. Obsah síry a arzénu bol sledovaný len ojedinele, priemerný obsah dosahuje 3,74 % S a 916,6 ppm As. Obsah vody = 16,07 %, obsah popola = 25 %. Stav zásob k 1. 1. 1995 (hnedé uhlie): kategória Z3 (nebilančné, voľné, viazané) – 16 716 tis. t.

Nerudné suroviny

Mineralizované I-Br vody

VL č. 780

Marcelová, mineralizované I-Br vody, neťažené, určené DP

Ložisko sa nachádza medzi obcami Marcelová a Modrany. Hydrogeologický vrt GTM-1 (čerpanie minerálnej vody) je situovaný asi 1 km na S od obce Marcelová. Ložisko sa nachádza v mezozoickom komplexe karbonátových hornín (mezozoická hydrogeotermálna štruktúra Marcelová) v hĺbke 1 037,5 – 1 761 m pod terénom. Za hrúbku ložiska sa považujú prítoky z intervalov 1 037,5 – 1 045,5 m a 1 739,5 – 1 761 m, to znamená 29,5 m. Surovinou je mineralizovaná voda s obsahom I_2 + Br_2. Ide o kalciovo-magnéziovo-chloridový základný typ podzemnej vody. Zloženie: katióny – Na^+ (17 546,7 – 26 000,0 mg . l^{-1}), K^+ (184,0 – 307,5 mg . l^{-1}), Mg^{2+} (1 439,4 – 7 150,1 mg . l^{-1}), Ca^{2+} (6 114,0 – 6 533,0 mg . l^{-1}), Sr^{2+} (220,1 mg . l^{-1}), Fe^{2+} (1,3 – 3,2 mg . l^{-1}); anióny – Cl^- (55 056,1 – 58 847,0 mg . l^{-1}), Br^- (198,0 mg . l^{-1}), I^- (23,1 mg . l^{-1}), SO_4^- (1 112,7 – 1 126,7 mg . l^{-1}), HCO_3^- (61,0 – 122,5 mg . l^{-1}). Celková mineralizácia je 90,687 – 91,420 g . l^{-1}. Mineralizovaná voda je vhodná na získavanie solí jódu a brómu, zmesí solí na použitie v balneológii a demineralizovanej vody ako obchodného artikla. Stav zásob k 31. 12. 1998 (mineralizované I-Br vody): kategória Z3 (bilančné, voľné) 3 658 tis. m^3.

Stavebné suroviny

Tehliarske suroviny

VL č. 242

Semerovo, tehliarske suroviny, neťažené, určené DP

Ložisko sa nachádza pri južnom okraji obce Semerovo v spraši ach kvartéru. Vyskytujú sa tu íly, piesčité íly, piesky a slabo stmelené pieskovce vrchnomiocénneho veku. Tektonické porušenie ložiska sa nezistilo. Ložisko tvorí mierna vyvýšenina pretiahnutého tvaru zhruba v smere S – J, ktorá vznikla medzi potokmi. Tvar ložiska je mnohouholník pretiahnutý smerom na SZ. Minimálna hrúbka ložiska je 3,00 m, maximálna 18,70 m, v priemere 11,92 m. Minimálna hrúbka skrývky je 0,20 m, maximálna 0,80 m, v priemere 0,42 m. Priemerná dĺžka ložiska je 750 m, maximálna 1 050 m, šírka 350 m, maximálna 500 m. Ložisko tvoria vrchnomiocénne íly, piesčité íly a piesky a kvartérne pleistocénne spraše. Spraše majú o 10 – 12 % vyšší obsah SiO_2 ako neogénne súvrstvie. Hlavným ílovým minerálom v oboch typoch je illit. Škodlivinou sú pieskovce pontu, pretože majú karbonátový tmel. Hrúbka pieskovcov kolíše od 0,20 do 0,50 m. Spraše a neogénne súvrstvie v pomere 1 : 1 vyhovujú na výrobu pálených tehál CDM, spraše samostatne na výrobu plných tehál. V roku 1988 boli odobraté vzorky na posúdenie suroviny na keramickú výrobu: podľa ČSN 72 1330 je surovina nevhodná na keramické použitie. Stav zásob k 31. 8. 1962 (tehliarske suroviny): kategória C1, B, A (bilančné, voľné) – 2 827 255 m^3, kategória C2 (bilančné, voľné) – 1 632 384 m^3.

Ložiská nevyhradeného nerastu

[uvedené v *Evidencii ložísk nevyhradených nerastov* (ELNN) so stavom k 1. 1. 2021]

Stavebné suroviny (štrkopiesky a piesky)

LNN č. 4 100

Rúbaň, štrkopiesky a piesky – piesky, neťažené ložisko

Ložisko sa nachádza jz. od obce Rúbaň, 1,6 km jz. od miestneho kostola, j. od cesty vedúcej z obce Rúbaň na železničnú stanicu Rúbaň. Ložisko je eolického pôvodu (kvartér). Tvorí ho ojedinelá izolovaná duna piesku bochníkového tvaru, pretiahnutého v smere SV – JZ. Veľkosť duny je zhruba 180 x 80 m, jej rozsah však môže byť väčší – prechádza plynule do rozvinutého terénu. Hrúbka ložiska je 7,6 m, hrúbka skrývky 0,4 m. Skrývkový pomer je 1 : 39. Viate piesky sú žltobielej farby, jemnozrnné, miestami spevnené do piesčitých polôh vďaka vysokému vápnitému obsahu. Technologická charakteristika: jemné drobné kamenivo, frakcia 0,25 – 0,5 m – 44,30 %, frakcia 0,25 – 0,125 m – 43,39 %, humusovitosť A, odplaviteľné častice 8,82 %, bez hlinených hrudiek, obsah SO_3 nízky – 0,03 %. Surovina je vhodná ako maltársky a omietkarský piesok a na stabilizáciu zemín. Na prípravu betónových zmesí je vhodná až po znížení množstva odplaviteľných častíc na menej ako 5 %. Stav zásob k 1. 1. 1968 (stavebný piesok): kategória C2 – 132 240 m^3. Zásoby sú viazané vzhľadom na konflikty záujmov – poľnohospodárska pôda.

LNN č. 4 101

Štúrovo-okolie, štrkopiesky a piesky – štrky, neťažené ložisko

Kamenín

Tri overené bloky sa nachádzajú na pravom brehu rieky Hron. Blok 4: 1,75 km s. od kostola v obci Kamenín pri kóte 114,2; blok 4a: 1,25 km j. od kostola v obci Kamenín pri kóte 113,3; blok 4b: 1 km sv. od kostola v obci Kamenný Most pri kóte 111,3. Na ložisku sa nachádzajú fluviálne náplavy rieky Hron. Podložie tvoria neogénne sedimenty sarmatského veku. Hrúbka štrkopieskov sa pohybuje od 4,9 do 9,8 m (blok 4) a od 3,3 do 6,4 m (blok 4a). Skrývku tvoria íly, ílovité hliny a zahlinené piesky a dosahuje hrúbku 0,5 – 1,7 m (blok 4) a 1,5 – 3,5 m (blok 4a). Blok 4b predstavuje prognózne zásoby. Väčšinou ide o piesčité štrky sivej farby s hrubou až strednou zrnitosťou, štrk s prímesou piesku, piesok so štrkom a piesok s ojedinelými obliakmi štrku. Obliakový materiál tvoria granitické horniny, kremenec, kremeň, rohovce, pieskovce a výlevné a metamorfované horniny. Technologické parametre: odplaviteľné častice 0,05 – 0,72 %, zrnitosť – prevaha hrubého kameniva nad drobnozrnným v pomere 80 : 20, ekvivalent piesku 59,01 – 98,13, nasiakavosť 0,87 – 1,07 %, otĺkavosť 28,6 – 33,6 %, zlúčeniny síry 0,05 – 0,20 % (v drobnom kamenive 0,04 – 0,59 %), obsah sľudy 0,55 – 0,87 %.

Surovina je vhodná na výrobu betónov skupiny B, C aj A, tiež na kryty cementovo-betónových vozoviek. Stav zásob k 15. 4. 1976 (štrkopiesky): kategória C2 (bilančné, voľné) 952 168 m^3 (blok č. 4); kategória C2 (nebilančné, voľné) 1 252 408 m^3 (blok č. 4a); prognózne zásoby 3 054 500 m^3 (blok č. 4b + dva bloky asi 1,2 km v. od obce Bíňa).

LNN č. 4 226

Nové Zámky, štrkopiesky a piesky – piesky, ťažené ložisko

K ložisku neexistuje žiadna dokumentácia ani záverečná správa s výpočtom zásob. Ložisko bolo začlenené do evidencie medzi rokmi 1988 – 2013, čiže predtým, ako vstúpilo do platnosti ustanovenie § 45 b odsek 4 zákona č. 569/2007 Z. z. (zákon o geologických prácach – geologický zákon) v znení neskorších predpisov, ktorým sa ukladá povinnosť vypracovať záverečnú správu s výpočtom zásob ložiska nevyhradeného nerastu. V *Evidencii zásob ložísk nevyhradených nerastov* k 1. 1. 2021 je stav zásob 26,23 kt.

LNN č. 4 317

Nesvady, štrkopiesky a piesky – štrky, ťažené ložisko

Ložisko sa nachádza na jv. okraji obce Nesvady na ľavej strane cesty Nesvady – Imeľ. Je súčasťou mohutného (hrubého niekoľko desiatok metrov) súvrstvia pliocénno-pleistocénnych jazerno-riečnych sedimentov, ktoré sú zastúpené štrkopieskami, pieskami a ojedinelými ílovými medzivrstvami. Prieskumné diela boli ukončené v tomto súvrství – podložie nebolo navŕtané. Ložisko nie je tektonicky porušené. Tvorí ho jedno teleso nepravidelného tvaru. Horizontálne ohraničenie (mnohouholník) vyplýva z plochy overenej prieskumnými dielami s ohľadom na ochranné pásmo od cesty II. triedy a plynovodnej prípojky. Hrúbka surovinového súvrstvia tvoreného horizontálne uloženými sedimentmi je v rozmedzí 27,0 – 37,8 m, v priemere 32,5 m. Minimálna hrúbka skrývky je 1,2 m, v priemere 1,6 m, maximálna 2,2 m. Hĺbkové obmedzenie ložiska tvorí ílové podložie. Ložisko ako celok má maximálnu dĺžku 1 000 m, v priemere 930 m, maximálnu šírku 250 m, v priemere 230 m, a plochu pôdorysu 21 ha. Surovinou sú piesky so štrkom, menej piesky s ojedinelými obliačikmi štrku a čisté piesky. Všetky tieto petrografické typy hornín predstavujú jeden technologický typ hodnotený podľa t. č. platných ČSN 72 1512 a ČSN 72 1513. Svojou kvalitou (okrem vyčlenených ako vnútorný odpad) vyhovujú triedam použitia B I a B Ia na výrobu betónov skupiny B, C a N I – na netuhé vozovky I. triedy. Škodlivinou sú približne v nadmorskej výške 103 m n. m. na takmer celej ploche ložiska overené polohy pieskov so štrkom s nevyhovujúcimi technologickými vlastnosťami (odplaviteľné častice, hlinené hrudky). Sú vyčíslené ako vnútorný odpad a tvoria 13,52 % zo zásob ložiska. Netriedené štrkopiesky sa využívajú na výrobu jednoduchých betónov skupiny A, triedené drobné a hrubé kamenivo na výrobu betónov skupiny B a C a na kryty cementovo-betónových vozoviek. Stav zásob k 1. 10. 1978 (štrkopiesky): kategória C2 (nebilančné, viazané) 6 861 tis. m^3. Z uvedených zásob predstavuje vnútorný odpad 938 030 m^3. Zásoby sú viazané na poľnohospodársku pôdu. Predpokladalo sa ich uvoľnenie v dôsledku záujmu vtedajšieho štátneho majetku o rozšírenie vodného zdroja na závlahy v danej oblasti. To sa však podľa expertízy bývalého n. p. Vodné zdroje ukázalo neekonomickým, a preto bol prieskum po I. etape uzavretý.

LNN č. 4 377

Patince, štrkopiesky a piesky – štrky, neťažené ložisko

Ložisko sa nachádza v Podunajskej nížine asi 700 m jz. od obce Patince na ľavom brehu Dunaja medzi brehom Dunaja a dunajskou ochrannou hrádzou. Skrývku tvorí holocénna hlina a ílovitý piesok. Časť skrývky je tvorená piesčitým a prachovitým ílom. Hliny sú prachovité, prachovito-piesčité, tmavohnedé a sivohnedé, piesky sú jemnozrnné, prachovité a ílovité, žltohnedej farby. Minimálna hrúbka skrývky je 1,4 m, maximálna 3,7 m, v priemere 2,0 m. V podloží sa nachádza sivý až sivohnedý prachovitý íl dáku. Priemerná hrúbka suroviny je 8,49 m (rozsah hrúbky 5,50 – 10,90 m). Dĺžka ložiska je 7 000 m (SZ – JV), šírka 100 – 280 m. Surovinou sú štrkopiesky dunajského náplavového kužeľa. Sú to stredno- až hrubozrnné piesky a drobné štrky. V menšom množstve sú zastúpené čisté piesky a piesky s ojedinelými obliakmi štrku. Farba sedimentov je väčšinou sivá. Zrnitostná skladba suroviny je variabilná. Prevláda frakcia 0,25 – 0,50 mm (19,77 – 41,32 %). Najviac je zastúpený piesok so štrkom – 62,80 %. Na minerálnom zložení sa najviac podieľa kremeň (48,80 – 83,00 %) a kremenec (10,0 – 25,60 %). Surovina predstavuje 1 technologický typ. Škodliviny predstavujú vložky piesčitého ílu, ktorých ojedinelý výskyt nemožno vylúčiť (0,42 %). Surovina je vhodná na výrobu drveného kameniva

triedy A a B podľa STN 72 1512 (hutné kamenivo na stavebné účely). Stav zásob k 30. 3. 1994 (štrkopiesky): kategória Z3 (bilančné, voľné) 3 924 tis. m^3.

LNN č. 4 378

Komárno – priestor A, štrkopiesky a piesky – štrky, neťažené ložisko

Priestor sa nachádza na S od Komárna na pravom brehu Váhu po pravostrannú hrádzu. Ide o doskovité teleso tvaru nepravidelného štvoruholníka so smernou dĺžkou 480 m a šírkou 300 m s priemernou hrúbkou 6,4 m pri priemernej hrúbke hlinitej skrývky 2 m. Surovinou je väčšinou svetlosivý piesok so štrkom (48,3 %) a piesčitý štrk (41,1 %). Zostatok (10,6 %) tvorí piesok s ojedinelými obliakmi štrku. V štrkopieskoch sa vyskytujú ílovité vložky s hrúbkou od 0,2 do 0,4 m. Ich priemerné zastúpenie je 2,4 %. Surovina je podľa STN 72 1512 vhodná ako hutné kamenivo na stavebné účely v triedach A a B. Stav zásob k 30. 3. 1994 (štrkopiesky): kategória Z3 (bilančné, voľné) 694 tis. m^3.

LNN č. 4 462

Salka, štrkopiesky a piesky – štrky, ťažené ložisko

K ložisku neexistuje žiadna dokumentácia ani záverečná správa s výpočtom zásob. Ložisko bolo začlenené do evidencie medzi rokmi 1988 – 2013, čiže predtým, ako začalo platiť ustanovenie § 45b odsek 4 zákona č. 569/2007 Z. z. (zákon o geologických prácach – geologický zákon) v znení neskorších predpisov, ktorým sa ukladá povinnosť vypracovať záverečnú správu s výpočtom zásob ložiska nevyhradeného nerastu.

Zásoby: v *Evidencii zásob ložísk nevyhradených nerastov* k 1. 1. 2021 je stav zásob 26,23 kt.

LNN č. 4 762

Nové Zámky, štrkopiesky a piesky – piesky, ťažené ložisko

K ložisku neexistuje žiadna dokumentácia ani záverečná správa s výpočtom zásob. Ložisko bolo začlenené do evidencie medzi rokmi 1988 – 2013, čiže predtým, ako začalo platiť ustanovenie § 45b odsek 4 zákona č. 569/2007 Z. z. (zákon o geologických prácach – geologický zákon) v znení neskorších predpisov, ktorým sa ukladá povinnosť vypracovať záverečnú správu s výpočtom zásob ložiska nevyhradeného nerastu.

Zásoby: v *Evidencii zásob ložísk nevyhradených nerastov* k 1. 1. 2021 je stav zásob 26,23 kt.

Stavebné suroviny (tehliarske suroviny)

LNN č. 4 124

Bohatá – Hurbanovo, tehliarske suroviny, neťažené ložisko

Ložisko sa nachádza jv. od obce Bohatá, 2,5 km jv. od miestneho kostola, 2 km v. od železničnej stanice Hurbanovo. Ložisko tvoria prachovito-piesčité íly neogénu. Okolitými horninami sú jemno- až strednozrnné zaílované piesky. Na ložisku neboli pozorované tektonické poruchy. Má obdĺžnikový tvar (priemerná dĺžka 600 m, priemerná šírka 450 m) a je uložené vodorovne. Tvoria ho prachovito-piesčité íly a ílovité piesky vo forme šošoviek s hrúbkou 0,5 – 1,5 m. Ílovité piesky aj ohraničujú šošovkovitú vrstvu ílov zo sv. strany. Hĺbkové obmedzenie ložiska je do 14 m od povrchu. Minimálna hrúbka skrývky je 0,0 m, v priemere 0,5 m, maximálne 0,7 m. Prachovito-piesčité íly majú 30 % ílu, 45 % prachu a 20 % piesku. Vyznačujú sa kolísavým, pomerne vysokým obsahom $CaCO_3$ (od 0,8 do 38 %, v priemere do 2 %) vo forme jemne dispergovaného uhličitanu, ako aj vo forme konkrécií bielych farieb s veľkosťou do 1,5 cm. Z mineralogického hľadiska íly tvorí väčšinou zmes illitu, kaolinitu a montmorillonitu s prímesou kremeňa a kalcitu. Rádioaktivita: 66,4 am (Ra, Th, K) Bq . kg^{-1}. Škodlivinou sú cicváre spôsobujúce pokles pevnosti tehál a odštiepky z nich sa vyskytujú v ložisku v polohe 14 – 16 m, ktorá je pod bázou vyčísleného bloku zásob. Na základe poloprevádzkovej skúšky bola overená vhodnosť suroviny na výrobu priečne dierovaných tehál, konkrétne voštinových druhov CV-140 I. akosti. Stav zásob k 30. 8. 1983 (tehliarske suroviny): kategória C2 (bilančné, voľné) 2 568 tis. m^3.

LNN č. 4 368

Gbelce, tehliarske suroviny, neťažené ložisko

Ložisko sa nachádza zhruba 2,5 km na SV od železničnej stanice Gbelce a južne v tesnej blízkosti štátnej cesty Gbelce – Šarkan. Tvorí ho kvartérny, väčšinou piesčito-ílovitý prach sprašového charakteru, neogénny

prach, väčšinou ílovitý, menej piesčito-ílovitý, a prachovité íly. Súvrstvie neogénneho veku sa vyznačuje značnou granulometrickou variabilitou. Kvartérny prach dosahuje najväčšiu hrúbku v predpolí ťaženého hliniska, 13,8 m. Smerom na V sa hrúbka znižuje až na 3 m. Z celého objemu ložiska tvorí asi štvrtinu. Minerálne zloženie tvorí hlavne kremeň a illit, menej montmorillonit, kalcit a dolomit, prímesou sú živce a chlorit. Neogénna výplň predstavuje asi 47 % suroviny. Väčšinou ide o ílovitý a piesčito-ílovitý prach, íly tvoria asi 16 %. Piesky tvoria 8 % neogénneho ložiska. Neogénnu výplň mineralogicky tvorí hlavne illit a kremeň, menej montmorillonit, v malom množstve sa zistil kalcit a dolomit, prímesou sú kaolinit, chlorit, živec a pyrit. Íly ložiska sú modrej, modrosivej až čiernomodrej farby. Najväčšia zistená hrúbka ílov v centrálnej časti ložiska je 10,7 m. Obsahujú jemne rozptýlené organické bituminózne látky. Celková hrúbka suroviny je 11,7 – 44,0 m, v priemere 24,6 m. Skrývku tvoria kvartérne humusové hliny a dosahuje hrúbku 0,3 – 1 m, v priemere 0,49 m. Surovina je podľa bývalej ČSN 72 1564 vhodná na výrobu voštinových tehál CV-14 a dierovaných tehál CD-IVA. Stav zásob k 15. 2. 1991 (tehliarske suroviny): kategória Z2 (bilančné, voľné) 4 191 tis. m^3.

Ložiská vyňaté z evidencie

[ktoré sú v *Bilancii výhradných ložísk Slovenskej republiky* (BZVL) so stavom k 1. 1. 2020 na konci]

Stavebné suroviny

Štrkopiesky a piesky

VL č. 633 (pôvodne)

ID: 97 Komárno – priestor C, štrkopiesky a piesky – štrky

Priestor sa nachádza na S od Komárna na ľavom brehu Váhu, v teréne Apálskeho ostrova. Ide o doskovité teleso trojuholníkového tvaru s rozmermi zhruba 250 x 220 m, s priemernou hrúbkou 12,9 m a priemernou hrúbkou hlinitej skrývky 3,2 m. Surovinou je väčšinou svetlosivý piesok so štrkom (48,3 %) a piesčitý štrk (41,1 %). Zvyšok (10,6 %) tvorí piesok s ojedinelými obliakmi štrku. V štrkopieskoch sa vyskytujú ílovité šošovky s hrúbkou od 0,2 do 0,4 m. Ich priemerné zastúpenie je 0,13 %. Surovina je podľa STN 72 1512 vhodná ako hutné kamenivo na stavebné účely v triedach A a B. Stav zásob k 30. 3. 1994 (štrkopiesky): kategória Z3 (bilančné, viazané) 1 924 tis. m^3. Ložisko bolo vyňaté z BZVL SR odpisom zásob, lebo na území je vyhlásená národná prírodná rezervácia.

Tehliarske suroviny

LNN č. 4 218 (pôvodne)

ID: 76 Dubník, tehliarske suroviny

Ložisko sa nachádza jjv. od obce Dubník, 650 m zjz. od kóty 235,0. Prístupné je poľnou cestou z cesty Dubník – Rúbaň dlhou asi 400 m. Priemerná hrúbka suroviny v bloku C1B je 5,64 m a v bloku C2B 13,80 m. Humusová skrývka dosahuje hrúbku 0,2 – 0,5 m, skrývkový pomer je v priemere 1 : 13,2. Neogénne sedimenty sa vyznačujú značnou granulometrickou variabilitou (väčšinou ílovitý a ílovito-piesčitý prach, menej je pieskov a ílov). V ložisku sa vyskytujú vrstvy so zvýšeným výskytom cicvárov s veľkosťou 0,5 – 2 cm (škodlivina). Technologické parametre: rozrábacia voda 28,3 %, pevnosť v ťahu za ohybu po vysušení 5,7 MPa, zmrštenie sušením 7,6 %, celkové zmrštenie pri výpale na 950 °C 8 %, pevnosť v ťahu za ohybu po výpale 9,2 MPa, nasiakavosť 19,4 hm. %, úbytok hmotnosti pálením 10,2 %. Podľa dosiahnutých technologických výsledkov bola surovina zaradená do II. skupiny tehliarskych zemín. Škodliviny: polohy so zvýšeným výskytom cicvárov, zastúpenie škodliviny v bloku C1B je 0,71 % a v bloku C2B 2,17 %. Potrebná je úprava suroviny miešaním jednotlivých zrnitostných typov už pri ťažbe a mletím na veľkosť 2 – 2,5 mm. Po úprave je surovina vhodná na výrobu plných pálených tehál CP-8, nemrazuvzdorných. Stav zásob k 3. 10. 1989 (tehliarske suroviny): kategória C1 48 910 m^3, kategória C2 405 168 m^3.

LNN č. 4 246 (pôvodne)

ID: 86 Bátorove Kosihy, tehliarske suroviny

Priestor 1 sa nachádza asi 1,5 km sz. od stredu obce Bátorove Kosihy, 950 m sz. od kóty 164,1 Šibeničná hora, priestor 2 sa nachádza zhruba 2,5 km sz. od obce Bátorove Kosihy, asi 2 km sz. od kóty 164,1 Šibeničná a zahŕňa neúrodný terén v severnej polovici pahorka Gomb. Obidva priestory tvorí v úplnej prevahe ílovitý a piesčito-ílovitý prach. Prach je väčšinou sivohnedý, žltosivý a sivozelený. Je slabo vápnitý až vápnitý.

Ojedinele sa vyskytujú spevnené polohy až do formy prachovcov. Malé množstvo ílovito-piesčitého prachu tvorí vnútorný odpad. Prach v priestore 1 predstavuje 83 % a v priestore 2 je 74 % prachu. Podľa mineralogického rozboru sa vo vzorkách prachu zistili ílové minerály illit, chlorit a montmorillonit, z ostatných minerálov predovšetkým kremeň, kalcit, dolomit a nepatrný obsah živcov. Piesky (možnosť použitia ako ostrivo) tvoria viac-menej súvislú šošovkovitú polohu v podloží väčšej časti priestoru 1. Sú svetlosivé, prachovité alebo ílovité, jemnozrnné. Hrúbka kolíše od 0,8 do 4,2 m. Podobné piesky sivožltej farby tvoria z. svah pahorka Gomb. Zistená hrúbka je 3,5 – 11 m. Podiel pieskov v priestore 1 je 11 % a v priestore 2 je 26 %. Íly sú zriedkavé, zistili sa len v priestore 1 (6 % podiel). Sú to íly prachovité až piesčito-prachovité, modrosivé až modrozelené. Surovina bola hodnotená podľa bývalej ČSN 72 1564 – vhodnosť na výrobu plných pálených tehál. Piesky sa môžu používať ako ostrivo (prídavok k ílovitej zložke suroviny). Stav zásob k 3. 10. 1989 (tehliarske suroviny): kategória C2 (bilančné) 30 093 m^3 (priestor 1), 41 033 m^3 (priestor 2).

LNN č. 4 395 (pôvodne)

ID: 7 488

Šalov – Želiezovce, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza v. od obce Želiezovce, asi 1,5 km sv. od obce Šalov na v. svahoch kóty 235,6 Studnisko. Priemerná hrúbka suroviny je 16,02 m, minimálna hrúbka 6,00 m, maximálna 27,00 m. Minimálna hrúbka skrývky je 0,20 m, maximálna 0,80 m, v priemere 0,40 m. Priemerná dĺžka ložiska je 1 050 m, šírka 380 m, plocha pôdorysu 60 ha 82 a, generálny úklon 6° na VJV. Tektonické porušenie ložiska nebolo pozorované. Na ložisku sa vyskytujú spraše, sprašové hliny a ílovité hliny kvartéru. Vo frakcii menšej ako 0,002 mm je zmes ílových minerálov illitu, montmorillonitu a kaolinitu. Spraše a sprašové hliny tvoria 70 %, ílovité hliny 30 %. Vedľajšie suroviny: v podloží kvartérnych sedimentov neogénne (sarmatské) íly, piesčité íly a zaílované piesky. Íly sú bentonitického charakteru. Škodliviny: konkrécie $CaCO_3$ rozptýlené v surovine, miestami sa vyskytujú polohy s koncentrovaným cicvárom hrubé až 1 m. Surovina je vhodná na výrobu CDM P-100, OPM-15, CDK-19 (29 x 19 x 14) a P-150. Stav zásob k 15. 9. 1973 (tehliarske suroviny): kategória C1 (bilančné, voľné) 2 813 tis. m^3, kategória C2 (bilančné, voľné) 6 426 tis. m^3.

Nebilancované ložiská

Energetické suroviny

ID: 7 942

Severovýchodné svahy želiezovskej priehlbiny, ropa, zemný plyn

Prognózne územie sa tiahne zo SZ na JV zhruba od obce Dolný Vinodol v okrese Nitra na SZ až po obec Bruty v okrese Nové Zámky na JV. Oblasť je pokrytá regionálnou sieťou seizmických profilov a ojedinelými vrtmi. Nádejné na akumulácie uhľovodíkov sú piesčité súvrstvia bádenského veku. Územie je postihnuté poklesovou tektonikou, horizontálnymi posunmi a častým zoslienením piesčitých súvrství. Typy ložiskových pascí: polklenby pri zlomoch, litologicko-faciálne a kombinované pasce. So stavom k 1. 9. 1997 boli v rámci tohto územia vyčíslené prognózne zdroje (P2) ropy v množstve 2,6 mil. t a zemného plynu v objeme 14,0 mld. m^3. Hĺbka prognóznych zdrojov je 1 200 – 2 500 m. Predpokladaná veľkosť ložiskových akumulácií je 0,1 – 1,0 mld. m^3 plynu. Plocha prognózneho územia je 244 km^2.

ID: 6 763

Gbelce, uhlie

Výskyt uhlia sa zistil pri razení studne v obci Gbelce (lokalizácia je len približná). Pri razení studne sa zistili 2 uhoľné sloje: v hĺbke 5 m sloj s hrúbkou 1 m a v hĺbke 118 m sloj s hrúbkou rovnako 1 m.

ID: 7 921

Pozba – Farná (vrty ŽV-1, -8, -11, -13), lignit

Územie preskúmané v rámci úlohy *Žitavský záliv – lignit* je situované na S od obce Pozba (až po obec Iňa), medzi obcou Pozba a Farná, na východe zasahuje až po obec Sazdice. Geologickú stavbu oblasti tvoria neogénne vulkanické, vulkanicko-sedimentárne a sedimentárne horniny a kvartér. Všetky realizované vrty (celkovo 13) v oblasti boli z hľadiska overenia uhoľných slojov negatívne. V žiadnom z vrtov nebol zastihnutý

sloj, ktorý by dosahoval hrúbku aspoň 1 m. V minulosti však boli v naftárskych alebo hydrogeologických vrtoch navŕtané aj sloje s väčšou hrúbkou ako 1 m, prípadne až 1,5 m, ktoré ale neboli analyzované. Vedľajšie suroviny: z povrchových častí vrtov boli odobrané vzorky na zistenie možného využitia tehliarskych hlín a štrkopieskov.

Rudné suroviny

ID: 5 042

Bíňa, ušľachtilé minerály

Lokalita sa nachádza približne 2 km ssv. od obce Bíňa pri j. okraji obce Čata na pravom brehu Hrona. V podloží mladopleistocénneho sprašového komplexu sa nachádzajú pleistocénne štrkové akumulácie usadené v prostredí riečneho koryta, nánosového valu a slepého ramena niekdajšieho toku Hrona. Vzorka QNS-19 (silne piesčitý štrk): zlato 20 g . m^{-3} (reálne 0,2 g . m^{-3}), ilmenit 18 482 g . m^{-3}; vzorka QNS-16: ilmenit 4 776 g . m^{-3}, magnetit 10 318 g . m^{-3}, hematit 4 008 g . m^{-3}, rutil 275 g . m^{-3}, zirkón 694 g . m^{-3}, monazit 126 g . m^{-3}, zlato sa nevyskytuje. So stavom k 31. 12. 2004 boli na lokalite vyčíslené prognózne zdroje ušľachtilých minerálov (P2) v množstve 3 183,30 t (z toho zlato 0,024 t, granát 72,9 t, ilmenit 2 916,00 t, rutil 48,60 t, monazit 24,30 t, zirkón 124,50 t).

ID: 6 899

Malá nad Hronom, ušľachtilé minerály

Lokalita sa nachádza na západnom okraji obce Malá nad Hronom, asi 300 m jz. od miestneho kostola. Ide o opustené rameno Hrona (ťažobňa – jama). Ložisko tvorí čierny zaílovaný piesčitý štrk (holocénne náplavy). Obsah ilmenitu je 4 989 g . m^{-3}, obsah zirkónu je 1 949 g . m^{-3}. So stavom k 31. 12. 2004 boli na lokalite vyčíslené prognózne zdroje (P2) ušľachtilých minerálov v množstve 1 162,29 t.

Nerudné suroviny

ID: 112

Bruty – vrt GTV-1, jód z termálnej vody

Vrt sa nachádza na j. okraji obce Bruty, asi 200 m napravo od cesty Bruty – Kamenín. V roku 1990 tu bol zrealizovaný geotermálny vrt GTV-1 (IGHP Bratislava) na získanie termálnej vody. V roku 1991 bol pokusne využitý ako možný zdroj na získanie jódu. Obsah jódu bol okolo 27 – 30 mg . l^{-1}. Je potrebná chemická úprava.

ID: 4 518

Kolta, keramické íly, stavebný piesok – piesky

Ložisko je na V od obce Kolta, 1,7 km vsv. od miestneho kostola pozdĺž poľnej cesty, asi 200 m na Z od agátového lesa Svinná jama. Lokalita sa nachádza v Podunajskej nížine vyplnenej neogénnymi sedimentmi, ktoré sú pokryté kvartérnymi uloženinami. V minulosti sa tam ťažil jemný sivožltý naplavený piesok na miestne stavebné účely. Nad pieskom sú uložené piesčité íly v hrúbke 4 m. Íly a piesky patria k vrchnej časti vrchnomiocénnych sedimentov. Chemická analýza suroviny: SiO_2 42,94 %, 41,68 %; Al_2O_3 12,86 %, 13,28 %; Fe_2O_3 4,69 %, 4,34 %; CaO 16,42 %, 17,17 %; MgO 2,90 %, 2,78 %; TiO_2 0,53 %, 0,63 %; P_2O_5 0,19 %, 0,13 %; Na_2O 0,51 %, 0,55 %; K_2O 2,23 %, 2,38 %; strata žíhaním 16,19 %, 16,75 %. Podľa bývalej ČSN 72 1330 surovina zodpovedá 4. akostnému stupňu ako kameninový íl. Má vysoké hodnoty nasiakavosti. Stav k 1. 10. 1988 (keramické íly): bola vymedzená prognózna plocha (P3) na J, JZ a JV od čiary Čankov – Veľký Ďur – Beša – Semerovo, kde sa na základe vývoja litológie, minerálneho zloženia a distribúcie chemických zložiek očakávajú ílovité až ílovito-piesčité neogénne sedimenty s prevahou kaolinitu v polyminerálnych íloch, späté s vývojom pestrej jazernej sedimentácie. Množstvo prognóznych zdrojov: 6 750 000 t.

ID: 7 481

Kolta, keramické íly

Lokalita sa nachádza sz. od obce Kolta, 2 km sz. od miestneho kostola na okraji Jarošovského hája v oblasti nazývanej Chrbáty. Najstaršími sedimentmi na lokalite sú väčšinou hnedý až hrdzavý ílovitý prach

a prachovito-ílovité piesky vrchnomiocénneho veku. Sedimenty často obsahujú úlomky hornín. Sú prikryté kvartérnymi sprašovými hlinami. Surovina je po úprave (mletie a triedenie) vhodnou keramickou surovinou na výrobu kameniny a póroviny, po výpale je rovnomerne zafarbená. Stav zásob k 1. 7. 1993 (keramické íly): prognózne zásoby 3 390 800 t.

Stavebné suroviny

Stavebný kameň

ID: 138

Kamenica nad Hronom II, stavebný kameň – andezitový tuf

Lom sa nachádza 400 m na SV od železničnej stanice Kamenica nad Hronom, na j. svahu hrebeňa s kótou 312,9 (Skaly) 250 m s. od železničnej trate. Okolie lokality tvorí sedimentárny pyroklastický vulkanický komplex Kováčovských kopcov, zaraďovaný do spodného bádenu. Celý komplex predstavujú synvulkanické produkty, z veľkej časti preplavené, s vložkami autochtónnych pyroklastík a andezitov. Na západnej strane lomovej steny je tektonický styk (70/70° na JZ) olivovozelených tufitov so sivými až sivobielymi tufitmi. Sivé pyroklastikum je silno rozpukané (generálne 30/80° na JZ). Centrálna stena je dislokáciou (30/80° na JZ) rozdelená na dve navzájom posunuté kryhy. Hrúbka ložiska v lomovej stene je asi 20 m, prakticky je však oveľa väčšia. Hornina nenesie znaky po zvetrávaní. Skrývku s hrúbkou 0,5 m tvorí humusová lesná pôda a sutina. Vyskytuje sa tu sivý až sivobiely aglomerovaný tuf typu žeravých mračien. Vo vrchných partiách je vložka tmavohnedých tufov. Na vrchole lomovej steny vystupuje sľudnatý piesčito-ílovitý sediment olivovej farby. Škodlivinou je tufový podiel, z praktického hľadiska bez významu. Vzhľadom na zložitú geologickú stavbu a rôzne fyzikálno-mechanické vlastnosti táto hornina nevyhovuje na výrobu lomového alebo drveného kameniva. V minulosti sa surovina používala ako lomový a drvený kameň na stavebné účely (miestne účely a bývalé ZKŠ Bratislava). Pretože lokalita leží v chránenom území a ložisko nie je perspektívne (nevhodná surovina), zásoby nie sú odhadnuté.

ID: 139

Kováčov I, stavebný kameň – andezitový tuf

Lom sa nachádza 500 m na Z od osady Kováčov, na južných svahoch Kováčovských kopcov nad železničnou traťou (100 m severne vo svahu). K lomu nie je vybudovaná špeciálna prístupová cesta. Lom je 100 m od štátnej cesty Štúrovo – Chľaba za železničnou traťou. Železničná stanica Kamenica nad Hronom je vzdialená 1,2 km po ceste. Okolie lokality tvorí sedimentárny pyroklastický vulkanický komplex Kováčovských kopcov, zaraďovaný do spodného bádenu. Celý komplex predstavujú synvulkanické produkty, z veľkej časti preplavené, s vložkami autochtónnych pyroklastík a andezitov. V odkrytej časti je rozpukaný systémom rôzne orientovaných puklín. Hrúbka ložiska v odkrytej časti lomovej steny je 25 m, ale hrúbka celého komplexu je oveľa väčšia. Andezit je slabo hydrotermálne rozložený. Skrývku s hrúbkou 0,5 m tvorí lesná humusová hlina a hlinito-kamenitá sutina. Ložiskovou surovinou je andezitový tuf. Naspodku lomovej steny vystupuje andezitový lapilový tuf, vyššie andezitový tuf len s nepatrným obsahom lapíl a nad ním andezitový tuf, lapilový a pemzový. V pravej časti steny blízko pri povrchu je šošovka andezitového tufitu s asi 10 % obsahom kremenných obliakov, ktorá sa smerom doľava vyklinuje. Súborne možno komplex označiť ako aglomerovaný tuf typu žeravých mračien a v ňom je nepravidelné malé andezitové teliesko. Škodlivinou je tufový podiel, z praktického hľadiska bez významu. Vzhľadom na zložitú geologickú stavbu komplexu a rôzne fyzikálno-mechanické vlastnosti táto hornina nevyhovuje na výrobu lomového alebo drveného kameniva. V minulosti sa surovina používala na miestne cestné a stavebné účely. Pretože lokalita leží v chránenom území a ložisko nie je perspektívne (nevhodná surovina), zásoby nie sú odhadnuté.

ID: 140

Kováčov II, stavebný kameň – andezitový tuf

Lom sa nachádza asi 400 m na S od osady Kováčov, na južnom svahu Kováčovských kopcov, asi 500 m na S od železničnej trate a štátnej cesty. Ložisko je cez osadu Kováčov prístupné lesnou cestou dlhou 800 m z hlavnej cesty Štúrovo – Chľaba. Železničná stanica Kováčov je vzdialená 1 km po ceste. Okolie lokality

tvorí sedimentárny pyroklastický vulkanický komplex Kováčovských kopcov, zaraďovaný do spodného bádenu. Celý komplex predstavujú synvulkanické produkty, z veľkej časti preplavené, s vložkami autochtónnych pyroklastík a andezitov. Severozápadné zakončenie lomu je pri tektonickom styku dvoch súvrství (porucha 40/75° na SV). Hrúbka aglomerovaných tufov je veľká, podľa výšky lomovej steny asi 15 m. Andezit je zmenený hydrotermálnymi účinkami. Skrývku s hrúbkou 0,5 – 0,8 m tvorí lesná humusová pôda a hlinito-kamenitá sutina s prevahou aglomerátov. Vyskytuje sa tu aglomerovaný tuf typu žeravých mračien a v ňom sú nepravidelne rozložené malé andezitové telieska. Na sz. okraji je aglomerát na tektonickom styku s pemzovitým sivozeleným tufom. Škodlivinou sú tufové variety pyroklastík, ktoré sú z praktického hľadiska bez významu. Hornina je nevyhovujúcej akosti a z hľadiska využitia je málo perspektívna. V minulosti sa surovina používala ako drvené kamenivo na cesty. Veľké množstvo odpadu (popolovitých zložiek) bolo príčinou zastavenia ťažby. Pretože lokalita leží v chránenom území a ložisko nie je perspektívne (nevhodná surovina), zásoby nie sú odhadnuté.

ID: 83

Gbelce, stavebný kameň – pieskovec

Ložisko sa nachádza asi 2,5 km zjz. od kostola v obci Gbelce, 900 m jjz. od kóty 203,0 Drieňová hora, 300 m jv. od okraja lesa, kóty 155,4. Prístup k ložisku je zo štátnej cesty Vojnice – Gbelce poľnou cestou dlhou 1 km. Neogénne sedimenty sú porušené systémom poklesových zlomov smeru SV – JZ. Sú prestúpené systémom puklín 310/80°, 230/85° a 155/88°. Hrúbka pieskovcov obnažených ťažobnou stenou je 9,0 m. Pieskovce pokračujú aj pod bázu ťažobne, takže ich skutočná hrúbka nie je známa. Pieskovce sú hrubolavicovité, odlučnosť je 290/20° a 110/15°. V pieskovcoch je možné pozorovať početné závalky piesčitých ílov, ojedinele až do veľkosti 50 x 30 cm. Hornina je čerstvá, nenavetraná. Skrývkové pomery sú nepriaznivé: 0,0 – 0,4 humusovitá hlina, 0,4 – 4,4 m sprašová hlina. Vyskytuje sa tu jemnozrnný, ojedinele strednozrnný, dobre stmelený vápnitý panónsky pieskovec sivozelenkavej farby. Vedľajšou surovinou je poloha sivožltej nevrstvovitej sprašovej hliny s výskytom vápnitých konkrécií hrubá 0,4 m, ktorá sa nachádza v nadloží pieskovcov. Škodlivinou sú závalky piesčitých ílovcov. Podľa vizuálneho posúdenia má surovina len nízku kvalitu. V minulosti sa používala na miestne stavebné a cestné účely. Geologický prieskum sa na lokalite nerobil. Stav zásob k 31. 8. 1971 (pieskovec): prognózne zásoby 50 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 788

Chľaba II, stavebný kameň – andezitové pyroklastiká

Lom sa nachádza sz. od obce Chľaba, asi 1 km z. od miestneho kostola a asi 600 m zjz. od kóty 196,6 v ústí Veľkej doliny. Zo štátnej cesty Štúrovo – Chľaba je lom prístupný poľnou cestou s dĺžkou 250 m. Najbližšia železničná stanica v Chľabe je vzdialená po ceste 1,7 km. Okolie lokality tvorí sedimentárny pyroklastický vulkanický komplex Kováčovských kopcov, zaraďovaný do spodného bádenu. Celý komplex predstavujú synvulkanické produkty, z veľkej časti preplavené, s vložkami autochtónnych pyroklastík a andezitov. Celý horninový komplex je prestúpený systémom tenkých a rôzne orientovaných puklín. Hrúbka ložiska v odkrytej časti lomovej steny je asi 32 m. Hornina je postihnutá hydrotermálnymi zmenami. Skrývku s hrúbkou do 1 m tvorí humusová hlina a tufová aglomerovaná sutina. Lomová stena predstavuje pomerne pestré pyroklastické súvrstvie, naspodku vo vývoji pevného masívneho balvanovitého tufu. Tuf je piesčitý, sivej farby. Úlomky tvoria lapily a balvany andezitu. Vyššie leží žltohnedý jemnopiesčitý tuf s pemzami (do 3 cm). Nad ním je jemnopiesčitý tufit sivej až sivozelenej farby bez pemzovitej prímesi. Škodlivinou sú tufové variety, ktoré sú z hľadiska použiteľnosti bez významu. Surovina má veľmi nízku kvalitu a z hľadiska využitia je málo perspektívna (snáď len ako kameň na zasypávanie). Pretože lokalita leží v chránenom území a ložisko nie je perspektívne (nízka kvalita suroviny), zásoby nie sú odhadnuté.

ID: 6 783

Kamenica nad Hronom, stavebný kameň – andezitové pyroklastiká

Lom sa nachádza asi 500 m v. od okraja obce Kamenica nad Hronom, asi 450 m jz. od kóty 313,1. Zo štátnej cesty v obci Kamenica nad Hronom je lom prístupný poľnou cestou s dĺžkou asi 800 m. Najbližšia nákladná železničná stanica v Kamenici nad Hronom je vzdialená po ceste asi 2 km. Okolie lokality tvorí sedimentárny pyroklastický vulkanický komplex Kováčovských kopcov, zaraďovaný do spodného bádenu. Celý komplex predstavujú synvulkanické produkty, z veľkej časti preplavené, s vložkami autochtónnych pyroklastík

a andezitov. Horninový komplex v odkrytej časti je prestúpený systémom nepravidelných puklín: 10/80° na JZ, 10/80° na JV, 180/90° a 7/80° na SZ. Hrúbka v odkrytých častiach lomových stien je 5 – 10 m. Horninový komplex je postihnutý slabými hydrotermálnymi zmenami. Skrývku tvorí humusová pôda a tufová aglomerovaná sutina a dosahuje hrúbku 0,5 m. Andezitový tufit je až hrubopiesčitý, svetlo- až tmavosivý a hnedosivý, v najzápadnejšom lome možno pozorovať ojedinelé pemzy. Tufit obsahuje 20 až 60 % andezitových fragmentov s veľkosťou v priemere spravidla 10 – 30 cm. Škodlivinou sú tufové variety, ktoré sú z hľadiska použiteľnosti bez významu. Surovina je veľmi nízkej kvality, vhodná je len ako materiál na zasypávanie. V minulosti sa surovina používala na miestne stavebné a cestné účely. Pretože lokalita leží v chránenom území a ložisko nie je perspektívne, zásoby nie sú odhadnuté.

ID: 6 774

Kamenica nad Hronom – tufit I, stavebný kameň – andezitový tuf

Lom sa nachádza zhruba 800 m s. od obce Kamenica nad Hronom, 600 m ssz. od kóty 217,6 Čierna hora na pravej strane cesty Kamenica nad Hronom – Salka. Najbližšia nákladná železničná stanica v Kamenici nad Hronom je vzdialená asi 3,5 km. Širšie okolie ložiska budujú pyroklastiká amfibolicko-biotiticko-pyroxénických andezitov (spodný báden). Sú tu pomerne početné pukliny, nepravidelné, rôzne orientované. Celková hrúbka polohy pyroklastík nie je známa. Nad úrovňou pracovnej plošiny lomu je 10 – 15 m. Tufitické súvrstvie sa vyznačuje zhruba vodorovne uloženou vrstvovitosťou. Z jemnozrnnejších častí tufitického súvrstvia je možné vylamovať celistvé bloky s veľkosťou do 80 x 60 x 40 cm. V povrchovej polohe s hrúbkou 0,5 – 1,0 m sú tufity rozvetrané. Skrývku tvoria rozvetrané tufity, hnedá sprašová hlina a tmavosivá humusovitá pôda s celkovou hrúbkou 2 – 3 m. Polohy sivých jemnozrnných popolových tufitov amfibolicko-biotiticko-pyroxénického andezitu sa striedajú s občasnými polohami balvanovitých zlepencov (škodlivina) so slabo opracovanými obliakmi andezitu s veľkosťou v priemere do 30 – 40 cm (pravdepodobne ide o preplavené aglomeráty). Škodlivinou sú polohy balvanovitých zlepencov. Surovina je podľa odhadu vhodná na výrobu lomového kameňa horšej kvality (asi len III. akostnej triedy podľa bývalej ČSN 72 1860). V minulosti sa surovina používala na miestne stavebné účely. Vzhľadom na nízku akosť suroviny zásoby na ložisku neboli odhadnuté.

ID: 6 775

Kamenica nad Hronom – tuf, stavebný kameň – andezitový tuf

Lom sa nachádza na sv. okraji obce Kamenica nad Hronom, 250 m jjv. od kóty 217,6 Čierna hora. Zo štátnej cesty Kamenica nad Hronom – Chľaba je lom prístupný poľnou cestou s dĺžkou 350 m. Najbližšia nákladná železničná stanica v Kamenici nad Hronom je vzdialená po ceste 2,8 km. Širšie okolie ložiska budujú pyroklastiká amfibolicko-biotiticko-pyroxénických andezitov (spodný báden). Sú tu pomerne početné pukliny, nepravidelné, rôzne orientované. Celková hrúbka vrstvy aglomerátov nie je známa. Hrúbka nad úrovňou pracovnej plošiny lomu je asi 10 – 20 m. Vrstvovitosť nie je vyvinutá, útržky sú rozmiestnené chaoticky. V povrchovej polohe s hrúbkou 0,5 – 1,0 m sú tufy navetrané. Skrývku tvorí rozvetraný aglomerát, hlinito-kamenitá sutina a humusovitá pôda s celkovou hrúbkou do 0,5 – 1,5 m. Vyskytuje sa tu vrstva balvanovitých aglomerátov amfibolicko-biotiticko-pyroxénických andezitov s maximálnou veľkosťou chaoticky rozmiestnených útržkov v priemere do 30 – 40 cm. Surovina je podľa odhadu vhodná na výrobu lomového kameňa horšej až podradnej kvality (podľa bývalej ČSN 72 1860 by asi nevyhovovala ani III. akostnej triede). V minulosti sa surovina používala na miestne stavebné účely. Vzhľadom na nízku akosť suroviny zásoby na ložisku neboli odhadnuté.

ID: 6 776

Kamenica nad Hronom – tuf II, stavebný kameň – andezitový tuf

Lom sa nachádza 1,6 km vsv. od kostola v obci Kamenica nad Hronom, 1,4 km vjv. od kóty 217,6 Čierna hora, 400 m jjv. od kóty 287,3. Zo štátnej cesty Kamenica nad Hronom – Chľaba je lom prístupný poľnou cestou s dĺžkou 1,5 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Kamenici nad Hronom je vzdialená po ceste 4 km. Širšie okolie ložiska budujú pyroklastiká amfibolicko-biotiticko-pyroxénických andezitov (spodný báden). Z pomerne početných nepravidelných puklín sú najvýznamnejšie s orientáciou 276/67°, 150/76°, 42/60°, 224/87°, 273/74° a 95/73°. Celková hrúbka vrstvy aglomerátov nie je známa. Hrúbka nad úrovňou pracovnej plošiny lomu v jeho najbližšom okolí je 10 – 15 m. Vrstvovitosť nie je vyvinutá, útržky sú rozmiestnené chaoticky. Charakter puklinovitosti umožňuje vylamovanie celistvých blokov podľa odhadu s maximálnou veľkosťou do 40 x 30 x 20 cm. V povrchovej polohe s hrúbkou 0,5 m je aglomerát navetraný. Skrývku tvorí rozvetraný

aglomerát, hlinito-kamenitá sutina a hlina s celkovou hrúbkou 0,5 – 1,0 m. Vyskytuje sa tu poloha balvanovitých aglomerátov amfibolicko-biotiticko-pyroxénických andezitov s maximálnou veľkosťou chaoticky rozmiestnených útržkov v priemere do 40 cm s pomerne veľkým podielom jemnozrnnej popolavej pyroklastickej hmoty. Surovina je podľa odhadu vhodná na výrobu lomového kameňa horšej až podradnej kvality (podľa bývalej ČSN 72 1860 by asi nevyhovovala ani III. akostnej triede). V minulosti sa surovina používala na miestne stavebné účely. Vzhľadom na nízku akosť suroviny zásoby na ložisku neboli odhadnuté.

ID: 6 785

Kamenica nad Hronom I, stavebný kameň – andezitový tuf

Lom sa nachádza na V od obce Kamenica nad Hronom, 670 m sz. od železničnej stanice Kamenica nad Hronom, na južných svahoch hrebeňa Skaly, 250 m na S od železničnej trate a cesty. K lomu nevedie žiadna prístupová cesta, je 100 m od cesty v lese, v prudkom svahu nad železnicou. Železničná stanica je od lomu vzdialená 700 m po ceste Štúrovo – Chľaba. Okolie lokality tvorí sedimentárny pyroklastický vulkanický komplex pohoria Burda, zaraďovaný do spodného bádenu. Celý komplex predstavujú synvulkanické produkty, z veľkej časti preplavené, s vložkami autochtónnych pyroklastík a andezitov. V pravej časti lomovej steny je tektonická línia rozdeľujúca súvrstvie na dve navzájom posunuté kryhy. Okrem toho sú pozorovateľné nepravidelné pukliny s rôznou orientáciou. Hrúbka ložiska v odkrytej časti lomovej steny je 9,10 m. Celý komplex je bez náznakov vrstvovitosti. Hornina nie je postihnutá mechanickým ani chemickým zvetrávaním. Skrývku s hrúbkou 0,40 – 0,60 m tvorí humusová pôda a hlinito-kamenitá sutina. V lome vystupuje súvrstvie v dvoch kryhách s pestrým sledom. V západnej kryhe naspodku vystupujú sivé až tmavosivé piesčité lapilové až balvanovité tufy, v ktorých veľkosť úlomkov je ojedinele 50 – 60 cm. Úlomky sú tmavosivé, s modrastými náletmi, pevné aj porózne. Vyššie leží slabo spevnená tufitická poloha. Škodlivinou je tufový podiel, z praktického hľadiska bez významu. Vzhľadom na pestrosť rôznych fyzikálno-mechanických vlastností táto hornina nevyhovuje akostným požiadavkám na výrobu lomového alebo drveného kameniva. V minulosti sa surovina používala na miestne stavebné a cestné účely. Pretože lokalita leží v chránenom území a ložisko nie je perspektívne (nízka kvalita suroviny), zásoby nie sú odhadnuté.

ID: 6 786

Kováčov III, stavebný kameň – andezitový tuf

Lom sa nachádza zhruba 650 m sv. od osady Kováčov na vrstevnici 240 m n. m., na jv. hrebeni Holého vrchu s kótou 395,4, asi 700 m jv. od uvedenej kóty. Ložisko nie je sprístupnené špeciálnou cestou a od najbližšej železničnej stanice v Kováčove je vzdialené asi 750 m. Okolie lokality tvorí sedimentárny pyroklastický vulkanický komplex Kováčovských kopcov, zaraďovaný do spodného bádenu. Celý komplex predstavujú synvulkanické produkty, z veľkej časti preplavené, s vložkami autochtónnych pyroklastík a andezitov. Hrúbka ložiska v odkrytej časti lomovej steny je asi 8 m. Andezit je postihnutý hydrotermálnymi zmenami. Skrývku s hrúbkou 0,5 m tvorí lesná humusová hlina. Aglomerovaný tuf je typu žeravých mračien. Vo vrchnej časti lomovej steny je poloha andezitových tufitov sivoružovkastej farby s prímesou hrubšej frakcie veľkosti 0,5 – 5,0 cm. Nad touto vrstvou leží vrstva jemnozrnnejšieho tufitu svetlosivej farby a smerom do nadložia tufit prechádza do piesčitého tufitu s úlomkami andezitu. Biela múčkovitá hmota (dekalcifikácia) tvorí produkt, ktorý robí lomovú stenu nápadnou už zďaleka. Škodlivinou sú tufové (popolovité) variety, ktoré sú z hľadiska použiteľnosti bez významu. Surovina je veľmi nízkej kvality a z hľadiska využitia málo perspektívna. V minulosti sa používala ako drvené kamenivo na cesty (súkromní podnikatelia a miestne zdroje). Veľké množstvo odpadu (popolovitých zložiek) bolo príčinou zastavenia ťažby. Pretože lokalita leží v chránenom území a ložisko nie je perspektívne (nízka kvalita suroviny), zásoby nie sú odhadnuté.

ID: 6 787

Chľaba I, stavebný kameň – andezitový tuf, andezit

Lom sa nachádza zsz. od obce Chľaba, asi 2 km z. od miestneho kostola, asi 250 m s. od kóty 145,3. Zo štátnej cesty Štúrovo – Chľaba je lom prístupný poľnou cestou s dĺžkou 700 m. Najbližšia železničná stanica v Kováčove je vzdialená po ceste 2,3 km. Okolie lokality tvorí sedimentárny pyroklastický vulkanický komplex Burdy, zaraďovaný do spodného bádenu. Celý komplex predstavujú synvulkanické produkty, z veľkej časti preplavené, s vložkami autochtónnych pyroklastík a andezitov. Celý horninový komplex je prestúpený systémom tenkých a rôzne orientovaných puklín. Hrúbka ložiska v odkrytej časti lomovej steny je 8 m. Horniny

sú postihnuté hydrotermálnym rozkladom. Skrývku s hrúbkou 0,60 m tvorí humusová hlina a aglomerovaná sutina. Celý odkryv predstavuje jarok, v ktorom je takmer súvisle odkrytý skalný podklad pozostávajúci zo súvrstvia tufitických hornín andezitového charakteru: lapilový drobnopemzovitý tufit, andezitový ružovkastý tufit s veľkými pemzami a nepatrným množstvom fragmentov, sivožltý. Rozpadavý tufit s veľkým množstvom fragmentov, jemnozrnnejší, psamitický nadobúda väčšie fragmenty a stráca tufitický charakter (fragmenty väčšie ako 20 cm). Škodlivinou sú tufové variety, ktoré sú z hľadiska použiteľnosti bez významu. Surovina je veľmi nízkej kvality a z hľadiska využitia málo perspektívna. V minulosti sa používala na miestne cestné účely ako drvené kamenivo. Pretože lokalita leží v chránenom území a ložisko nie je perspektívne (nízka kvalita suroviny), zásoby nie sú odhadnuté.

ID: 6 772

Kamenný Most – pieskovec, stavebný kameň – pieskovec

Lom sa nachádza 2 km jz. od kostola v obci Kamenný Most, 450 m v. od kóty 225,6. V okolí lomu sú sady a vinohrady. Zo štátnej cesty Levice – Štúrovo je kameňolom prístupný poľnou cestou s dĺžkou 2,2 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Kamennom Moste je vzdialená po ceste 3,2 km. Širšie okolie ložiska budujú bádenské štrkopiesky, litotamniové vápence a vápenaté pieskovce. V ich podloží sa nachádzajú pyroklastiká amfibolicko-biotitických a pyroxénických andezitov, v nadloží sarmatské vápnité íly a piesky. Pukliny sú pomerne málo početné, rôzne orientované. Celková hrúbka súvrstvia pieskovcov nie je známa. Hrúbka nad úrovňou pracovnej plošiny lomu je 10 – 16 m. Vrstvy pieskovca sú uložené zhruba vodorovne. Hrúbka jednotlivých vrstiev je väčšinou 10 – 80 cm. Charakter vrstvovitosti a puklinovitosti umožňuje vylamovanie celistvých neporušených blokov s maximálnou veľkosťou do 100 x 80 x 60 cm. Pieskovec je pomerne málo spevnený a ľahko podlieha zvetrávaniu, v nadložnej časti v polohe hrubej 1 – 1,5 m je úplne rozpadnutý na piesok. Skrývku tvorí rozvetraný pieskovec, hlinito-kamenitá sutina a hlina s celkovou hrúbkou v priemere okolo 3 m. Surovinou je súvrstvie krémovo sfarbených až bielych vápnitých pieskovcov (báden). Kameň je pomerne málo pevný. Výhodnými vlastnosťami boli odlučnosť podľa vrstvových plôch, priaznivá blokovitosť a pomerne veľmi ľahká a dobrá opracovateľnosť. Škodlivinou sú navetrané a tektonicky porušené časti. Podľa odhadu by pieskovec vyhovoval ako kameň do muriva nižších akostných tried. V minulosti sa surovina používala na miestne stavebné účely. Geologický prieskum sa tu neuskutočnil. Stav zásob k 1. 7. 1971 (stavebný kameň – pieskovec): prognózne zásoby 500 000 m^3 (odhad v teréne).

Štrkopiesky

ID: 85

Nová Vieska, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza jz. od obce Nová Vieska, 800 m jz. od miestneho kostola, 850 m vsv. od kóty 178,0 na okraji agátového lesa. Komunikačný prístup z cesty Štúrovo – Nové Zámky je lesnou cestou dlhou 1 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Strekove je vzdialená 6 km. Neogénne sedimenty sú porušené systémom poklesových zlomov smeru SV – JZ. Hrúbka pieskovej polohy v pieskovisku je približne 2,5 m. Určenie skutočnej hrúbky pieskov by bolo možné len realizáciou technických prieskumných prác. Geologický profil v pieskovni je takýto: 0,0 – 0,3 m humusovitá zemina, 0,3 – 0,9 m sprašová hlina, 0,9 – 3,2 m strednozrnný piesok sivozelenkavej farby s početnými krížovými zvrstveniami. Na puklinách možno pozorovať biele vápnité a škoricovohnedé železité povlaky. V pieskoch sa nachádzajú 5 – 15 cm vložky drobných štrkov. Piesok nie je navetraný. Skrývku v hrúbke 0,6 – 0,9 m tvorí humusovitá zemina a sprašová hlina. Strednozrnný piesok je sivozelenkavej farby (panón), vo vyšších častiach škoricovohnedej farby. Vedľajšou surovinou je poloha sprašovej hliny, ktorá sa nachádza v nadloží pieskov. Hrúbka spraše je 0,6 m. Podľa vizuálneho posúdenia piesok obsahuje len malý podiel ílovitej frakcie. Javí sa ako vyhovujúci na bežné stavebné účely. V minulosti sa používal na miestne stavebné účely. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 31 . 8. 1971 (stavebný piesok): prognózne zásoby 350 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 93

Chotín, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza na sz. okraji obce Chotín, asi 1,9 km sz. od miestneho kostola, priamo pri ceste Komárno – Chotín. Najbližšia nákladná železničná stanica v Chotíne je vzdialená po ceste 2,3 km. Širšie okolie ložiska budujú pestré íly, miestami so štrkmi a pieskami (vrchný panón), nad ktorými sú uložené štrky

a piesky kolárovského súvrstvia (pliocén). Pliocénne horniny sú prikryté kvartérnymi uloženinami hrubými až niekoľko desiatok metrov. Celková hrúbka polohy pieskov nie je známa. V stene pieskoviska je odkrytá vrstva hrubá 3 – 5 m. Poloha pieskov je uložená zhruba vodorovne. Skrývku tvorí poloha piesčitej humusovitej pôdy hrubá 0,2 – 0,5 m. Viate piesky (kvartér) sú jemnozrnné, žltosivé. Pieskové zrná väčšinou tvorí kremeň, piesok je pomerne odolný proti zvetrávaniu. Podľa odhadu sú piesky bez úpravy vhodné na použitie v stavebníctve do malty na murovanie aj omietanie. V minulosti sa používali na uvedené účely (miestne účely). Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 20. 9. 1971 (stavebný piesok): prognózne zásoby 1 500 000 m^3.

ID: 94

Chotín, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza na z. okraji obce Chotín 600 m jz. od miestneho kostola, 2,5 km vjv. od kóty 108,0. Z cesty Chotín – Marcelová je lokalita prístupná poľnou cestou v dĺžke 0,4 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Chotíne je vzdialená po ceste 4,6 km. Širšie okolie ložiska budujú pestré íly, miestami so štrkmi a pieskami (vrchný panón), ktoré sú prikryté kvartérnymi uloženinami hrubými až niekoľko desiatok metrov. Celková hrúbka pieskov nie je známa. V stene pieskoviska je odkrytá vrstva hrubá 1 – 2 m. Vrstva pieskov je uložená zhruba vodorovne. Skrývku miestami tvorí poloha svetložltosivej spraše s hrúbkou 0,5 – 1,5 m, nad ktorou je vrstva tmavosivej humusovitej pôdy hrubá 0,2 – 0,5 m. Viate piesky (kvartér) sú jemnozrnné, svetložltosivé. Pieskové zrná väčšinou tvorí kremeň, piesok je odolný proti zvetrávaniu. Podľa odhadu sú piesky vhodné na použitie v stavebníctve do malty na murovanie aj omietanie. V minulosti sa používali na uvedené účely (miestne použitie). Geologický prieskum sa tu neuskutočnil. Stav zásob k 20. 9. 1971 (stavebný piesok): prognózne zásoby 100 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 96

Chotín, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza na jv. okraji obce Chotín 700 m jv. od miestneho kostola, na pravej strane cesty Chotín – Marcelová. Najbližšia nákladná železničná stanica v Chotíne je vzdialená po ceste 5,3 km. Širšie okolie ložiska budujú pestré íly, miestami so štrkmi a pieskami (vrchný panón), ktoré sú prikryté kvartérnymi uloženinami hrubými až niekoľko desiatok metrov. Celková hrúbka vrstvy pieskov nie je známa. Hrúbka odkrytá v stene pieskoviska je 1,0 – 1,5 m. Vrstva pieskov je uložená zhruba vodorovne. Skrývku tvorí poloha tmavosivej humusovitej piesčitej pôdy hrubá 0,2 – 0,4 m. Viate piesky (kvartér) sú jemnozrnné, žltosivé. Podľa odhadu je piesok vhodný na použitie v stavebníctve do malty na murovanie aj omietanie. Na tieto účely sa aj v minulosti používal (miestne účely). Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 20. 9. 1971 (stavebný piesok): prognózne zásoby 120 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 101

Šrobárová, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza na S od obce Šrobárová, asi 500 m s. od miestneho kostola. Z cesty Modrany – Marcelová je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 1,2 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Chotíne je vzdialená po ceste 13,7 km. Širšie okolie ložiska budujú pestré íly, miestami so štrkmi a pieskami (vrchný panón), ktoré sú väčšinou prikryté kvartérnymi sprašami, viatymi pieskami, hlinami a náplavmi vodných tokov. Celková hrúbka pieskov nie je známa. Hrúbka nad úrovňou pracovnej plošiny pieskoviska je 3 – 4 m. Piesky sú uložené zhruba vodorovne. Skrývku tvorí vrstva tmavosivej humusovitej piesčitej hliny hrubá 0,2 – 0,5 m. Vyskytuje sa tu vrstva žltosivého jemnozrnného kvartérneho viateho piesku. Podľa odhadu je piesok vhodný na použitie v stavebníctve do malty na murovanie, menej na omietanie. V minulosti sa používal na miestne stavebné účely – do malty na murovanie a omietanie. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 10. 9. 1971 (stavebný piesok): prognózne zásoby 200 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 4 519

Kolta – Kopanica, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza na V od obce Kolta, 1 950 m vsv. od miestneho kostola pri poľnej ceste na okraji agátového lesa (Svinná jama). Surovinou sú sivožlté jemné piesky s krížovým zvrstvením. Nad pieskami sú

piesčité íly s hrúbkou 2 m. Íly a piesky sú vrchnopanónskeho veku. V minulosti sa používali na miestne stavebné účely.

ID: 7 886
Chotín, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza na z. okraji obce Chotín, 800 m zjz. od miestneho kostola, 2,2 km v. od kóty 108,0. Z cesty Chotín – Marcelová je lokalita prístupná poľnou cestou v dĺžke 0,4 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Chotíne je vzdialená po ceste 4,4 km. Širšie okolie ložiska budujú pestré íly, miestami so štrkmi a pieskami (vrchný panón), ktoré sú prikryté kvartérnymi uloženinami hrubými až niekoľko desiatok metrov. Celková hrúbka pieskov nie je známa, v stene pieskoviska je odkrytá hrúbka 1 – 2 m. Vrstva pieskov je uložená zhruba vodorovne. Skrývku tvorí vrstva tmavosivej piesčitej humusovitej pôdy hrubá 0,5 – 1,0 m. Viate piesky (kvartér) sú jemnozrnné, svetložltosivé. Podľa odhadu sú vhodné na použitie v stavebníctve do malty na murovanie aj omietanie. V minulosti sa používali na uvedené účely (miestne použitie). Geologický prieskum sa tu neuskutočnil. Stav zásob k 20. 9. 1971 (stavebný piesok): prognózne zásoby 1 300 000 m^3.

ID: 6 740
Pribeta, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza asi 1 600 m sz. od železničnej stanice Pribeta, na pravej strane železničnej trate Pribeta – Dvory nad Žitavou. Širšie okolie ložiska budujú neogénne sedimenty panónskeho veku. Neogénne sedimenty sú prikryté kvartérnymi sprašami, hlinami a náplavmi potokov. Sú porušené systémom poklesových zlomov smeru SV – JZ. Hrúbka pieskov obnažených ťažobnou stenou je 2,5 – 3 m. Piesky pokračujú aj pod bázu ťažobne, takže ich skutočná hrúbka nie je známa. V pieskoch možno pozorovať početné závalky piesčitých ílov. Často pozorujeme aj krížové zvrstvenia. Zvetrávanie postihuje len vrchnú časť pieskovej vrstvy (do 0,4 m). Hrúbka skrývky je zhruba 0,2 – 0,5 m a tvorí ju humusovitá hlina. Piesok je takmer homogénny, jemnozrnný, menej strednozrnný, vo vyšších častiach s vysokým obsahom ílovitej prímesi. Farba je žltosivá až škoricovo hrdzavá. V pieskoch sú preplástky piesčitých ílov a drobných štrkov hrubé 0,5 – 5 cm (škodlivina). Ílovité preplástky výrazne zhoršujú technologické vlastnosti pieskov. Piesky sa v minulosti sporadicky používali na bežné miestne stavebné účely. Ich kvalita je však problematická. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 31. 8. 1971 (stavebný piesok): prognózne zásoby 100 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 741
Veľké Ludince, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza asi 1,3 km na Z od obce Veľké Ludince na okraji agátového lesa (Hlboká cesta), 550 m sv. od kóty 234,9. Prístupná je z obce Veľké Ludince poľnou cestou s dĺžkou 1,3 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Strekove je vzdialená 14 km. Širšie okolie ložiska budujú neogénne sedimenty panónskeho veku. Sú porušené systémom poklesových zlomov smeru SV – JZ. Hrúbka pieskovej polohy v pieskovisku je okolo 13,0 m. Určenie skutočnej hrúbky pieskov by bolo možné len pomocou technických prác. Štruktúrne pomery zistené v pieskovisku sú jednoduché. V piesku možno pozorovať lamináciu približne horizontálneho smeru. Rozvetranie zasahuje maximálne do hĺbky 6 m v smere výraznejších puklín. Skrývku tvorí len humusovitá zemina, ktorej hrúbka je premenlivá, 0,3 – 0,5 m. Jemnozrnný piesok je sivej farby, vo vrchnej časti miestami hnedočervený, mierne ílovitý. Ojedinele je možné pozorovať výskyt vápnitých konkrécií s veľkosťou do 4 cm a vložky zelenkavožltých ílov s veľkosťou do 10 cm. Piesok sa v minulosti používal na miestne stavebné účely. Vysoké percento ílovitej zložky však jeho širšie použitie značne obmedzuje. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 31. 8. 1971 (stavebný piesok): prognózne zásoby 200 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 742
Modrany, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza asi 600 m na S od obce Modrany, asi 2 150 m jz. od kóty 270,5 Chrbát. Je prístupná poľnou cestou z obce Modrany. Najbližšia nákladná železničná stanica v Pribete je vzdialená 22 km. Širšie okolie ložiska budujú neogénne sedimenty panónskeho veku. Neogénne sedimenty sú porušené systémom poklesových zlomov smeru SV – JZ. Hrúbka pieskovej polohy v pieskovisku je zhruba 3,0 m. Určenie skutoč-

nej hrúbky pieskov by bolo možné len pomocou technických prác. Štruktúrne pomery zistené v pieskovisku sú jednoduché. V piesku možno pozorovať lamináciu približne horizontálneho smeru. Časté sú krížové zvrstvenia. Rozvetranie zasahuje maximálne do hĺbky 1 m. Skrývku tvorí len humusovitá zemina, ktorej hrúbka je premenlivá, 0,3 – 0,5 m. Jemnozrnný piesok je sivej farby, vo vrchnej časti miestami hnedočervený, mierne ílovitý. Ojedinele možno pozorovať výskyt vápnitých konkrécií s veľkosťou do 4 cm. Piesok sa v minulosti používal na miestne stavebné účely. Vysoké percento ílovitej zložky však jeho širšie použitie značne obmedzuje. Geologický prieskum sa tu neuskutočnil. Stav zásob k 31. 8. 1971 (stavebný piesok): prognózne zásoby 100 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 743

Dulovce, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza jz. od obce Dulovce, asi 2,3 km jz. od miestneho kostola, asi 1,3 km jz. od kóty 181,7 Holica na okraji vinohradu (Čierne vinice). Prístup je z cesty Pribeta – Hurbanovo poľnou cestou dlhou 500 m. Najbližšia nákladná železničná stanica v Pribete je vzdialená 10,5 km. Širšie okolie ložiska budujú neogénne sedimenty panónskeho veku. Neogénne sedimenty sú porušené systémom poklesových zlomov smeru SV – JZ. Hrúbka pieskov obnažených ťažobnou stenou je 5 – 6 m. Piesky pokračujú aj pod bázu ťažobne, takže ich skutočná hrúbka nie je známa. V pieskoch možno pozorovať jemnú lamináciu. Časté je krížové zvrstvenie. Pukliny sú často vyplnené vápnitými povlakmi. Piesky nie sú navetrané, zvetrávanie vyznieva v nadložných neogénnych íloch. Skrývkové pomery sú priaznivé. Skrývku tvorí lesná zemina v hrúbke 0,3 m a poloha neogénnych ílov hrubá 1,3 m. Piesok je takmer homogénny, väčšinou jemnozrnný, prevažne zelenkavosivej farby, menej hrdzavohnedej. Vedľajšou surovinou je vrstva zelenkavosivých neogénnych ílov v intervale 0,3 – 1,6 m. V minulosti sa používali na miestne stavebné účely. Geologický prieskum sa neuskutočnil. Stav zásob k 1. 8. 1971 (stavebný piesok): prognózne zásoby 600 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 744

Dulovce, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza asi 1 km na SV od obce Dulovce, asi 950 m severne od kóty 199,0 Stará hora, na pravej strane cesty Dulovce – Pribeta (asi 150 m od cesty). Prístup je z uvedenej cesty poľnou cestou dlhou 150 m. Najbližšia nákladná železničná stanica v Pribete je vzdialená 8 km. Širšie okolie ložiska budujú neogénne sedimenty panónskeho veku. Neogénne sedimenty sú porušené systémom poklesových zlomov smeru SV – JZ. Hrúbka pieskovej vrstvy v pieskovisku je zhruba 3,2 m. Určenie skutočnej hrúbky pieskov by bolo možné len pomocou technických prác. Štruktúrne pomery zistené v pieskovisku sú jednoduché. V piesku možno pozorovať lamináciu približne horizontálneho smeru. Časté sú krížové zvrstvenia. Rozvetranie zasahuje maximálne do hĺbky 1 m. Skrývku tvorí len ornica, ktorej hrúbka je premenlivá, 0,3 – 0,5 m. Piesok je jemnozrnný, sivej farby, vo vrchnej časti miestami hnedočervený. Podľa vizuálneho posúdenia je výbornej kvality, vhodný predovšetkým do omietok. Stav zásob k 1. 8. 1971 (stavebný piesok): prognózne zásoby 1 000 000 m^3 (overovanie zásob si robilo bývalé JRD pomocou rýh hĺbených bagrom do hĺbky 3 – 5 m).

ID: 6 745

Pribeta, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza asi 1,5 km jz. od obce Pribeta, 725 m jjz. od kaplnky, asi 500 m sz. od kóty 184,7 vo vinohrade (Vinohradné hony). Prístup na lokalitu je z cesty Dulovce – Pribeta poľnou cestou dlhou 250 m. Najbližšia nákladná železničná stanica v Pribete je vzdialená 7 km. Širšie okolie ložiska budujú neogénne sedimenty panónskeho veku. Neogénne sedimenty sú porušené systémom poklesových zlomov smeru SV – JZ. Hrúbka pieskovej polohy v pieskovisku je zhruba 20 m. Určenie skutočnej hrúbky pieskov by bolo možné len pomocou technických prác. Geologický profil v pieskovni je takýto: 0,0 – 0,3 m humusovitá zemina, 0,3 – 1,5 m zelenkavosivé íly, 1,5 – 21,5 m jemnozrnný piesok sivozelenkavej farby s početnými krížovými zvrstveniami. Na puklinách možno pozorovať biele vápnité povlaky. Ojedinele sa vyskytujú vložky drobných štrkopieskov s hrúbkou do 10 – 15 cm. Pomer piesku k štrku je 10 : 1. Skrývku s hrúbkou 0,6 – 1,5 m tvorí humusovitá zemina a neogénne íly. Jemnozrnný piesok je sivozelenkavej farby. V piesku sa ojedinele nachádzajú vápnité konkrécie veľkosti až 20 cm. Vedľajšou surovinou je poloha zelenkavosivých ílov nachádzajúcich sa v nadloží

pieskov. Hrúbka ílov je 1,5 m. V minulosti sa používal na miestne stavebné účely. Geologický prieskum sa neuskutočnil. Stav zásob k 31. 7. 1971 (stavebný piesok): prognózne zásoby 1 150 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 746

Strekov, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza j. od obce Strekov, asi 2,6 km jjv. od miestneho kostola, asi 1,2 km jv. od kóty 149,8, na pravej strane cesty Nové Zámky – Štúrovo. Najbližšia nákladná železničná stanica v Strekove je vzdialená zhruba 3 km. Širšie okolie ložiska budujú neogénne sedimenty panónskeho veku. Sú porušené systémom poklesových zlomov smeru SV – JZ. Hrúbka pieskovej polohy obnaženej stenami pieskoviska je 5,5 m. Skutočná hrúbka nie je overená. V pieskovni možno pozorovať výrazné krížové zvrstvenia. Rozvetrávanie pozorujeme len v najvrchnejšej časti pieskovej polohy do 0,8 m. Skrývkové pomery sú výborné. Skrývku tvorí iba 0,4 m hrubá vrstva humusovitej zeminy. Jemnozrnné piesky majú väčšinou kremité zloženie, sú sivobielej až škoricovohnedej farby, jemnozrnný piesok miestami prechádza do strednozrnnej frakcie. Piesky sú čisté, bez ílovitej prímesi. Podľa vizuálneho posúdenia sú piesky výbornej kvality, vhodné na všetky bežné stavebné účely. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 31. 8. 1971 (stavebný piesok): prognózne zásoby 400 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 750

Marcelová – piesok I, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza na sz. okraji obce Marcelová, asi 750 m jv. od kóty 123,3 na okraji lesa. Z cesty Marcelová – Chotín je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 1,7 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Chotíne je vzdialená po ceste 8,1 km. Širšie okolie ložiska budujú vrchnopanónske pestré íly, miestami so štrkmi a pieskami, ktoré sú väčšinou prikryté kvartérnymi sprašami, viatymi pieskami, hlinami a náplavmi vodných tokov. Celková hrúbka pieskov nie je známa, pravdepodobne je 2 – 5 m. Piesky sú uložené zhruba vodorovne. Skrývku tvorí poloha piesčitej hliny hrubá 0,5 – 1,0 m. Piesok je jemnozrnný (pravdepodobne kvartér), pieskové zrná tvorí väčšinou kremeň – piesok je odolný proti zvetrávaniu. Podľa odhadu aj použitia v minulosti je piesok vhodný v stavebníctve do malty na murovanie aj omietanie. V minulosti sa používal na miestne účely. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 10. 9. 1971 (stavebný piesok): prognózne zásoby 100 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 752

Marcelová – piesok III, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza na j. okraji obce Marcelová, asi 1 500 m zjz. od kóty 139,2 Bašov kopec na okraji agátového lesa. Z cesty Marcelová – Radvaň nad Dunajom je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 0,3 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Chotíne je vzdialená po ceste 11,8 km. Širšie okolie ložiska budujú vrchnopanónske pestré íly, miestami so štrkmi a pieskami, ktoré sú väčšinou prikryté kvartérnymi sprašami, viatymi pieskami, hlinami a náplavmi vodných tokov. Celková hrúbka pieskov nie je známa. Odkrytá hrúbka v pieskovisku je maximálne 2 m. Piesky sú uložené zhruba vodorovne. Skrývku tvorí poloha hnedej piesčitej hliny hrubá 0,2 – 0,5 m. Viaty piesok je žltosivý, jemnozrnný (kvartér), pieskové zrná tvorí väčšinou kremeň. Piesok je odolný proti zvetrávaniu. Podľa odhadu je vhodný na použitie v stavebníctve do malty na murovanie aj omietanie. V minulosti sa používal na miestne účely. Geologický prieskum sa neuskutočnil. Stav zásob k 10. 9. 1971 (stavebný piesok): prognózne zásoby 250 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 753

Moča, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza na SSV od obce Moča, 1 700 m sv. od miestneho kostola, 150 m sv. od kóty 116,0, na ľavej strane cesty Moča – Búč (asi 100 m od cesty). Z uvedenej cesty je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 0,1 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Gbelciach je vzdialená po ceste 11,9 km. Širšie okolie ložiska budujú vrchnopanónske piesčito-ílovité sedimenty, ktoré sú väčšinou prikryté kvartérnymi sprašami, viatymi pieskami, hlinami a náplavmi vodných tokov. Celková hrúbka pieskov nie je známa. Odkrytá hrúbka v pieskovisku je 3 – 4 m, piesky však pokračujú ďalej do podložia. Sú uložené zhruba vodorovne.

Skrývku tvorí tmavosivá humusovitá hlina v hrúbke 0,5 – 1,0 m. Viaty piesok je žltosivý, jemnozrnný (kvartér), pieskové zrná tvorí väčšinou kremeň. Piesok je odolný proti zvetrávaniu. Podľa odhadu a používania v minulosti je v neupravenom stave vhodný na použitie v stavebníctve do malty na murovanie aj omietanie. V minulosti sa používal na miestne účely. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 10. 9. 1971 (stavebný piesok): prognózne zásoby 300 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 767

Ľubá – piesok I, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza na severnom okraji obce Ľubá, asi 900 m s. od miestneho kostola, asi 1 150 m sv. od kóty 229,5, priamo pri ceste Ľubá – Belá. Najbližšia nákladná železničná stanica v Mužle je vzdialená po ceste 5,6 km. Širšie okolie ložiska budujú neogénne piesčito-ílovité sedimenty, ktoré sú väčšinou prikryté kvartérnymi sprašami, hlinami a náplavmi vodných tokov. Celková hrúbka súvrstvia pieskov nie je známa, hrúbka odkrytá v pieskovisku je asi 1,0 – 1,5 m. Piesky s vložkami štrkov sú uložené zhruba vodorovne. Skrývku tvorí poloha svetlosivých piesčitých ílov hrubá 0,5 m a poloha hnedej sprašovej hliny hrubá 0,5 m. Piesky sú žltosivé, jemnozrnné (sarmat), striedajú sa s občasnými vložkami štrkov s veľkosťou obliakov v priemere do 5 – 6 cm (škodlivina). Podľa odhadu je piesok vhodný na použitie v stavebníctve do malty na murovanie aj na omietky. V minulosti sa aj používal na miestne účely. Zásoby ložiska pre jeho malé rozmery ani neboli odhadnuté.

ID: 6 769

Ľubá – piesok II, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza na jz. okraji obce Ľubá, 330 m zsz. od miestneho kostola, asi 900 m na JV od kóty 229,5. Z cesty Ľubá – Belá je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 0,4 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Mužle je vzdialená po ceste 5,2 km. Širšie okolie ložiska budujú vrchnopanónske piesčito-ílovité sedimenty, ktoré sú prikryté kvartérnymi sprašami, viatymi pieskami, hlinami, a hlavne náplavmi vodných tokov. Celková hrúbka pieskov nie je známa, hrúbka nad úrovňou pracovnej plošiny pieskoviska je v jeho najbližšom okolí 5 – 10 m. Súvrstvie je uložené zhruba vodorovne. Skrývku tvorí poloha hnedej hliny hrubá 0,5 – 1,0 m. Vápnité piesky sú jemnozrnné, veľmi dobre vytriedené, len s občasnými obliačikmi kremeňa s veľkosťou v priemere do 0,5 cm (sarmat). Vzhľadom na petrografické zloženie je piesok pomerne menej odolný proti zvetrávaniu. Podľa odhadu je vhodný na použitie v stavebníctve do malty na murovanie aj na omietky. V minulosti sa používal na miestne účely. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 1. 7. 1971 (stavebný piesok): prognózne zásoby 150 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 773

Malá nad Hronom – piesok, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza na JV od obce Malá nad Hronom, 1 750 m jv. od miestneho kostola, 300 m na S od kóty 143,2. Z cesty Malá nad Hronom – Kamenica nad Hronom je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 0,5 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Kamenici nad Hronom je vzdialená po ceste 6,4 km. Širšie okolie ložiska budujú neogénne ílovito-piesčité sedimenty, na ktorých sú smerom na JV od ložiska uložené pyroklastiká amfibolicko-biotiticko-pyroxénických andezitov. Neogénne horniny sú väčšinou prikryté kvartérnymi sprašami, hlinami a náplavmi vodných tokov. Ložisko je súčasťou staršej terasy rieky Hron. Celková hrúbka pieskov nie je známa, hrúbka nad úrovňou pracovnej plošiny pieskoviska bola asi 3 m. Piesky sú uložené zhruba vodorovne. Vyznačujú sa šikmým a krížovým zvrstvením. Skrývku tvorí poloha tmavosivej humusovitej piesčitej hliny hrubá 0,5 – 1,0 m. Piesky sú svetlosivé, veľmi jemnozrnné, s ojedinelými obliačikmi kremeňa s priemernou veľkosťou do 0,5 – 1,0 cm. Sú odolné proti zvetrávaniu. Podľa odhadu je piesok vhodný na použitie v stavebníctve do malty na murovanie aj omietky. V minulosti sa používal na miestne účely. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 1. 7. 1971 (stavebný piesok): prognózne zásoby 200 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 777

Kamenný Most – piesok, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza na SZ od obce Kamenný Most, asi 1 250 m sz. od miestneho kostola na ľavej strane železničnej trate Kamenný Most – Kamenín. Z cesty Levice – Štúrovo je lokalita prístupná poľnou cestou

s dĺžkou 0,3 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Kamennom Moste je vzdialená po ceste 2,2 km. Širšie okolie ložiska budujú neogénne klastické sedimenty, na ktorých sú uložené pyroklastiká amfibolicko-biotiticko-pyroxénických andezitov spodnobádenského veku. Neogénne horniny sú väčšinou prikryté kvartérnymi sprašami, hlinami a náplavmi vodných tokov. Ložisko tvorí poloha kvartérnych náplavov rieky Hron. Celková hrúbka pieskov nie je známa, v pieskovisku bola odkrytá vrstva s hrúbkou maximálne 2 m. Vrstva pieskov je uložená zhruba vodorovne. Skrývku tvorí poloha tmavosivej humusovitej piesčitej hliny s hrúbkou 0,2 – 0,4 m. Piesky sú jemnozrnné, pomerne dobre vytriedené. Väčšinu pieskových zŕn tvorí kremeň, piesok je odolný proti zvetrávaniu. Podľa odhadu je vhodný bez úpravy na použitie v stavebníctve do malty na murovanie aj do omietok. Na tento účel sa aj v minulosti používal (miestne účely). Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 1. 7. 1971 (stavebný piesok): prognózne zásoby 80 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 781

Mužla – piesok, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza na sv. okraji obce Mužla, asi 700 m sv. od miestneho kostola, asi 200 m v. od kóty 121,4 za miestnym cintorínom. Z hlavnej cesty v obci Mužla je lokalita prístupná prašnou cestou s dĺžkou asi 1 km. Najbližšia železničná stanica v Mužle je vzdialená asi 2 km. Kvartérny pokryv reprezentujú eolické sedimenty, v ktorých podloží sú obvykle štrkopieskové terasy. Hrúbka v strede jamového pieskoviska bola asi 10 m. Uloženie suroviny je subhorizontálne, ide pravdepodobne o šošovku vyklinujúcu sa na obe strany. Samotný ložiskový produkt je výsledkom zvetrávacích procesov. Skrývku tvorí ornica s hrúbkou asi 0,30 m. Sivožltý jemnozrnný, dobre vytriedený piesok je pravdepodobne eolického pôvodu. Surovina je výbornej kvality a je vhodná ako stavebný piesok. V minulosti sa používal ako stavebný piesok v blízkom okolí. Zásoby neboli odhadnuté, lebo ložisko bolo prakticky vyťažené a neskôr rekultivované poľnohospodárskou pôdou.

ID: 7 780

Kravany nad Dunajom – piesok I, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza na SZ od obce Kravany nad Dunajom, 2 950 m sz. od miestneho kostola, 75 m jv. od kóty 110,9. Z cesty Moča – Kravany nad Dunajom je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 0,2 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Gbelciach je vzdialená po ceste 12,0 km. Širšie okolie ložiska budujú panónske piesčito-ílovité sedimenty. Asi 1 km smerom na JV od ložiska a východne od kravianskeho zlomu je územie budované paleogénnymi sedimentmi. Samotné ložisko tvoria kvartérne štrky a piesky z náplavov rieky Dunaj. Celková hrúbka pieskov nie je známa, v stene pieskoviska je odkrytá vrstva hrubá 1 – 2 m. Piesky sú uložené zhruba vodorovne. Skrývku tvorí poloha hnedosivej piesčitej hliny hrubá 0,5 m. Piesky obsahujú ojedinelé štrkové obliaky s veľkosťou v priemere do 1,0 cm (škodlivina). Väčšinu pieskových zŕn tvorí kremeň. Piesky sú odolné proti zvetrávaniu. Podľa odhadu je piesok po úprave triedením vhodný na použitie v stavebníctve do malty na murovanie aj omietanie. V minulosti sa používal na miestne účely. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 10. 9. 1971 (stavebný piesok): prognózne zásoby 800 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 7 882

Rúbaň, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza na sz. okraji obce Rúbaň, 450 m ssz. od miestneho kostola. Najbližšia nákladná železničná stanica v Strekove je vzdialená 6 km. Širšie okolie ložiska budujú neogénne sedimenty panónskeho veku. Sú porušené systémom poklesových zlomov smeru SV – JZ. Hrúbka pieskov obnažených ťažobnou stenou je 4 m. Piesky pokračujú aj pod bázu ťažobne, takže ich skutočná hrúbka nie je známa. V pieskoch možno pozorovať početné závalky piesčitých ílov, často aj krížové zvrstvenia. Zvetrávanie postihuje len vrchnú časť pieskovej polohy (do 0,4 m). Hrúbka skrývky je asi 0,2 – 0,5 m a tvorí ju humusovitá hlina. Piesok je takmer homogénny, jemnozrnný, menej strednozrnný, vo vyšších častiach s vysokým obsahom ílovitej prímesi. Farba je žltosivá až škoricovo hrdzavá. V pieskoch je možné pozorovať preplástky piesčitých ílov a drobných štrkov hrubé 0,5 – 5 cm (škodlivina). Ílovité preplástky výrazne zhoršujú ich technologické vlastnosti. V minulosti sa sporadicky používali na bežné stavebné účely na miestnu potrebu. Ich kvalita je však problematická. Geologický prieskum sa nerobil. Stav zásob k 31. 8. 1971 (stavebný piesok): prognózne zásoby 100 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 7 883
Nová Vieska, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza na S od obce Nová Vieska, asi 2,8 km ssv. od miestneho kostola, asi 1 150 m zsz. od kóty 193,3 Kaní vrch. Komunikačný prístup zo stredu obce je poľnou cestou dlhou 2,5 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Strekove je vzdialená 7,5 km. Širšie okolie ložiska budujú neogénne sedimenty panónskeho veku, porušené systémom poklesových zlomov smeru SV – JZ. Hrúbka pieskov v pieskovisku je asi 8,0 m. Určenie skutočnej hrúbky pieskov by bolo možné len realizáciou technických prieskumných prác. Geologický profil v pieskovni: 0,0 – 0,3 m humusovitá zemina, 0,3 – 1,7 m sprašová hlina, 1,7 – 10,0 m jemnozrnný piesok sivozelenkavej a škoricovo hrdzavej farby s početnými krížovými zvrstveniami. Na puklinách možno pozorovať biele vápnité a škoricovohnedé železité povlaky. V pieskoch sa nachádzajú 5 – 15 cm vložky drobných štrkov. Skrývku v hrúbke 0,6 – 0,9 m tvorí humusovitá zemina a sprašová hlina. Jemnozrnný piesok panónskeho veku je sivozelenkavej farby, vo vyšších častiach škoricovohnedej farby. Vedľajšou surovinou je poloha sprašovej hliny v nadloží pieskov s hrúbkou 1,4 m. Podľa vizuálneho posúdenia piesok obsahuje len malý podiel ílovitej frakcie. Javí sa ako vyhovujúci na bežné stavebné účely, jeho kvalita je dobrá. V minulosti sa používal na bežné stavebné účely na miestnu potrebu. Geologický prieskum sa neuskutočnil. Stav zásob k 31. 8. 1971 (stavebný piesok): prognózne zásoby 350 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 62
Nové Zámky, štrkopiesky a piesky

Lokalita sa nachádza v jv. časti Nových Zámkov, 1,3 km južne od železničnej stanice Nové Zámky v riečisku rieky Nitra. Ide o aluviálne štrkopieskové náplavy rieky Nitra. Surovina sa v minulosti používala na miestne účely do betónu a na cesty.

ID: 63
Dvory nad Žitavou I, štrkopiesky a piesky

Preskúmané územie sa nachádza zhruba 1,5 km na Z od obce Dvory nad Žitavou na pravom brehu rieky Žitava, na S od cesty Nové Zámky – Dvory nad Žitavou, ktorá tvorí južnú hranicu. Tieto uloženiny sú kvartérneho veku. Sú zložené zo štrkov, štrkopieskov, piesčitých ílov, ílovitých, prachovitých a piesčitých hlín, hlinitých pieskov a ílov. Hrúbka ložiska je 4 – 4,4 m, priemerná hrúbka skrývky je 1,4 m. Skrývkový faktor ložiska je 1 : 2,2. V štrkopieskoch má najväčšie zastúpenie fácia riečneho dna (štrky, štrkopiesky a hrubé piesky), v jej nadloží je vyvinutá fácia príbrežných plytčín (piesky). Hlavnú časť drobného kameniva tvoria frakcie 4,0 – 2,0 mm a 1,0 – 0,5 mm. Množstvo odplaviteľných častíc je 0,20 – 5,4 %. Nasiakavosť vyhovovala II. triede podľa t. č. platných noriem, výsledky ostatných skúšok zodpovedali I. triede. Vo vrte NZ-2 sa zistilo značné množstvo humusových látok. Pre zvýšené množstvo škodlivín (humus, odplaviteľné častice) surovina bez úpravy nie je vhodná na použitie do betónov. Je vhodná do násypov, na spevnenie krajníc vozoviek a pod. Stav zásob k 1. 1. 1968 (štrkopiesky): kategória C2 1 003 800 m^3. Zásoby sú viazané, lebo ide o poľnohospodársku pôdu.

ID: 65
Dvory nad Žitavou II, štrkopiesky a piesky

Ložisko sa nachádza asi 3 km jz. od obce Dvory nad Žitavou po ľavom brehu rieky Žitava, južne od železničnej trate až po osadu Vlkanovo, z väčšej časti v katastri obce Dvory nad Žitavou a z menšej časti v katastri obce Bajč. Vlastné ložisko predstavujú kvartérne uloženiny rieky Žitava, ktoré tvoria terasový stupeň pravdepodobne würmského veku. Podložím sú neogénne íly, nadložím íly, ílovité hliny, piesčité hliny a humusové hliny. Štrky tvoria súvislú polohu v celej ploche ložiska. Priemerná hrúbka ložiska je 4,0 m, skrývka dosahuje hrúbku 2 – 2,70 m. Štrkopiesky a obliaky sú zložené väčšinou z hornín kryštalinika, menej zastúpené sú pieskovce, andezity a iné. Technologické parametre: objemová hmotnosť voľne sypanej zmesi 1,582 – 1,760 g . cm^{-3}, objemová hmotnosť natrasenej zmesi 1,827 – 1,997 g . cm^{-3}, ílovitosť v priemere menej ako 3 % hmotnosti, humusovitosť A, množstvo zŕn nevhodného tvaru 6 %, sírnatosť bez nedostatkov, nasiaka-

vosť maximálne 1,06 %. Surovina sa v minulosti používala na miestne stavebné účely do betónu. Stav zásob k 31. 12. 1961 (štrkopiesky): kategória C1 (bilančné) 8 021 830 m^3, kategória C2 (bilančné) 6 341 770 m^3.

ID: 66
Dvory nad Žitavou, štrkopiesky a piesky

Ložisko sa nachádza asi 2,5 km jjz. od obce Dvory nad Žitavou, asi 700 m jz. od železničnej stanice Dvory nad Žitavou. Ložisko tvoria kvartérne štrky, pozvoľna sa vyvíjajúce z pliocénnych štrkov kolárovského súvrstvia. Pokiaľ sa aj pliocénne štrky preukázali ako priaznivé z hľadiska ílovitosti a zvetrania, boli prijaté do zásob. Ložisko má veľmi priaznivé geologické a ťažobné pomery. Priemerná hrúbka ložiska je 6,4 m, priemerná hrúbka skrývky je 1,35 m. Nasiakavosť štrkopieskov je vyššia, ako pripúšťala bývalá ČSN pre kamenivo do betónu. Kamenivo je odolné proti zvetrávaniu a má zvýšený obsah humusových látok. Drobné kamenivo predstavuje 75,9 %, najviac je zastúpená frakcia 0,5 – 1 mm (25,5 %). Po potrebnej úprave (zníženie stavu humusových látok) sa surovina odporúča na použitie do betónu. Stav zásob k 1. 1. 1968 (štrkopiesky): kategória C2 1 511 680 m^3. Zásoby sú viazané, ide o poľnohospodársku pôdu. 2/3 zásob patria do bloku z roku 1961 – ID 65.

ID: 72
Bohatá, štrkopiesky a piesky

Lokalita sa nachádza na SZ od obce Bohatá, 800 m sz. od miestneho kostola pri kóte 109,2. Surovinou sú pleistocénne štrkopieskové náplavy rieky Žitava. V minulosti sa používali na miestne účely na cesty a stavby.

ID: 95
Komárno, štrkopiesky

Lokalita sa nachádza v riečisku Váhu (na pravom brehu) po oboch stranách železničného mosta. Ide o štrkopieskové aluviálne náplavy rieky Váh. Štrkopiesky sú strednozrnné, polymiktné. Surovina je vhodná na stavebné účely.

ID: 99
Iža, štrkopiesky

Lokalita sa nachádza na J od obce Iža, priamo v koryte rieky Dunaj. Z cesty Komárno – Patince je lokalita prístupná poľnou cestou v dĺžke 0,5 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Komárne je vzdialená po ceste 11,4 km. Širšie okolie ložiska budujú pestré íly, miestami so štrkmi a pieskami (vrchný panón), prikryté kvartérnymi uloženinami hrubými až niekoľko desiatok metrov. Samotné ložisko tvoria recentné náplavy štrkopieskov v koryte rieky Dunaj pri obci Iža. Celková hrúbka štrkopieskov nie je známa, hrúbka nad úrovňou hladiny vody v rieke Dunaj (pri priemernej výške hladiny) je 2 – 4 m. Skrývka nie je žiadna. Štrkopiesky a štrkové obliaky dosahujú veľkosť do 1 – 3 cm. Väčšinou ich tvorí kremeň. Sú čerstvé, nenavetrané. Surovina podľa odhadu vyhovovala požiadavkám bývalej ČSN 72 1513 pre štrkopiesky I. akostnej triedy. Je vhodná na mnohostranné použitie v stavebníctve. V minulosti sa používala na miestne stavebné účely (do betónu, po vytriedení aj do malty na murovanie a omietanie, na spevnenie povrchu poľných ciest). Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 20. 9. 1971 (štrkopiesky): prognózne zásoby 200 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 100
Mudroňovo, štrkopiesky

Lokalita sa nachádza zhruba 500 m jv. od obce Mudroňovo, 900 m sz. od kóty 188,2 Kamenica na ľavej strane cesty Mudroňovo – Modrany. Najbližšia nákladná železničná stanica v Gbelciach je vzdialená po ceste 16 km. Širšie okolie ložiska budujú pestré íly, miestami so štrkmi a pieskami (vrchný panón), ktoré sú väčšinou prikryté kvartérnymi sprašami, viatymi pieskami, hlinami a náplavmi vodných tokov. Celková hrúbka štrkopieskov nie je známa, hrúbka nad úrovňou pracovnej plošiny štrkoviska je 6 – 7 m. Vrstvy štrkov a pieskov sú uložené zhruba vodorovne, v jednotlivých vrstvách je veľmi časté krížové a šikmé zvrstvenie. Skrývku tvorí poloha hnedej sprašovej hliny, na povrchu s polohou tmavosivej humusovitej pôdy. Jej celková hrúbka je 0,5 – 1,5 m. Súvrstvie štrkov (pleistocén) obsahuje obliaky s priemerom väčšinou do 3 – 5 cm, ojedinele až 10 cm, striedajúce sa s vrstvami pieskov. V strednej časti súvrstvia vystupuje poloha štrkov hrubá 0,5 m s priemernou veľkosťou obliakov až 20 – 30 cm. Obliaky väčšinou tvorí kremeň. V polohe s veľkými obliakmi (balvanmi) sú

aj pieskovce a piesčité ílovce. Obliaky štrkov sú čerstvé, nenavetrané. Málo odolné až rozpadavé sú obliaky zložené z pieskovca a piesčitého ílovca vystupujúce vo vrstve v strednej časti odkrytého súvrstvia. Škodlivinou je miestami pomerne vysoký obsah ílu. Podľa odhadu je štrkopiesok horšej kvality, a to hlavne pre pomerne značný obsah ílu a značný obsah mäkkých obliakov, málo odolných proti zvetrávaniu. Surovina je vhodná len na nenáročné betonárske práce a po vytriedení aj ako piesok do malty. Štrkopiesok sa v minulosti väčšinou používal na spevnenie povrchu poľných ciest v Mudroňove a okolí, v menšej miere ho miestni obyvatelia používali aj do betónu a po vytriedení ako piesok do malty na murovanie. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 10. 9. 1971 (štrkopiesky): prognózne zásoby 700 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 106

Kravany nad Dunajom – štrkopiesok II, štrkopiesky

Lokalita sa nachádza na Z od obce Kravany nad Dunajom, 1,5 km sz. od miestneho kostola, 725 m na Z od kóty 111,9. Lokalita je priamo pri ceste Moča – Kravany nad Dunajom. Najbližšia nákladná železničná stanica v Gbelciach je po ceste vzdialená 12,7 km. Širšie okolie ložiska budujú na Z od kravianskej poruchy piesčito-ílovité sedimenty, na V od kravianskeho zlomu paleogénne sedimenty (vápence, sliene, pieskovce). Celková hrúbka náplavov štrkopieskov nie je známa, pravdepodobne je až niekoľko desiatok metrov. Štrky sú uložené zhruba vodorovne. Skrývka nie je žiadna. Recentné štrkové náplavy Dunaja sa nachádzajú priamo v koryte Dunaja, v úseku priliehajúcom k obci Kravany nad Dunajom. Štrkové obliaky dosahujú v priemere veľkosť do 1 – 3 cm. Väčšinou ich tvorí kremeň, menej intruzívne a iné horniny. Obliaky sú čerstvé, nenavetrané. Podľa odhadu sú štrkopiesky vhodné na použitie v stavebníctve do betónu. Surovina sa v minulosti používala na stavbách v okolí do betónu, ťažený štrk sa používal aj na rekonštrukciu hrádzí Dunaja. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 10. 9. 1971 (štrkopiesky): prognózne zásoby 5 000 000 m^3 (odhad v teréne). Ide o zásoby v slovenskej časti koryta Dunaja v úseku dlhom 5 km.

ID: 110

Bruty, štrkopiesky

Lokalita sa nachádza na severnom okraji obce Bruty, 750 m na S od miestneho kostola, priamo pri ceste Bruty – Bíňa. Najbližšia nákladná železničná stanica v Bíni je vzdialená po ceste 4,8 km. Širšie okolie ložiska budujú neogénne ílovito-piesčité sedimenty s občasnými šošovkami štrkov, väčšinou prikryté kvartérnymi hlinami, sprašami a náplavmi vodných tokov. Samotné ložisko tvorí súvrstvie štrkov striedajúcich sa s jemnozrnnými pieskami a občasnými šošovkami ílov (panón). Celková hrúbka štrkopieskov nie je známa. Hrúbka nad úrovňou pracovnej plošiny štrkoviska je asi 2,5 m, štrkopiesky však pokračujú ďalej smerom do podložia. Skrývku tvorí svetložltohnedá spraš s hrúbkou 2 m, na povrchu plynulo prechádzajúca do polohy tmavosivej humusovitej pôdy hrubej 0,5 m. Celková hrúbka skrývky je 2,5 m. Pomer štrkov k pieskom v štrkopieskoch je podľa odhadu v odkrytej stene asi 2 : 1. Štrkové obliaky väčšinou tvorí kremeň, kremence, hlbinné vyvreté horniny a rôzne druhy andezitov. Obliaky dosahujú v hornej časti súvrstvia veľkosť v priemere väčšinou do 1 – 2 cm, v spodnej časti súvrstvia až 5 cm. Sú pomerne čerstvé, veľmi málo zvetrané. Škodlivinou je pomerne vysoký obsah ílu v podobe ílových vložiek. Pre pomerne značný obsah ílu sú štrkopiesky podľa odhadu menej vhodné na betonárske účely. Surovina sa v minulosti používala na miestne stavebné účely do betónu, viac piesčité časti po vytriedení do malty na murovanie a omietky. Väčšina vyťaženého materiálu sa používala na úpravu miestnych poľných ciest. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 1. 8. 1971 (štrkopiesky): prognózne zásoby 200 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 128

Malé Kosihy, štrkopiesky

Štrky sa v minulosti ťažili v riečisku Ipľa východne od obce Malé Kosihy. Sú to štrkopieskové aluviálne náplavy rieky Ipeľ. Štrkopiesky a štrky sú jemnozrnné, piesok jemný. Surovina sa v minulosti používala na miestne stavebné účely.

ID: 130

Mužla, štrkopiesky

Lokalita sa nachádza na ľavom brehu rieky Dunaj, asi 3,5 km jz. od okraja obce Mužla v blízkosti kóty 109,4. Blízko lokality prechádza cesta Štúrovo – Komárno. Najbližšia železničná stanica v Mužle je vzdialená

po ceste 7 km. Ložisko tvoria štrkopieskové aluviálne náplavy rieky Dunaj. Ťažená hrúbka z koryta bola asi 4 až 5 m, v skutočnosti je však hrúbka oveľa väčšia. Štruktúrne pomery, resp. uloženie suroviny nie je zistené. Surovina je výsledkom mechanického rozpadu materských hornín a je redeponovaná. Ložisko nemá skrývku. Štrkopiesky predstavujú psefiticko-psamitický materiál s veľkosťou obliakov do 3 cm. Obliaky sú zložené z kremencov a hlbinných vyvrenín. Štrkopiesky na tomto ložisku možno zaradiť medzi najkvalitnejšie na Slovensku. Surovina je výbornej kvality, bez ílovitej a humusovej prímesi. Technologické parametre: zrno 30 mm, ílovitosť 1,5 %, humusovitosť A, modul zrnitosti 2,1 až 2,6. Surovina sa v minulosti používala ako materiál na rôzne stavebné a betonárske účely v blízkom okolí. Geologický prieskum sa tu neuskutočnil. Zásoby štrkopieskových aluviálnych dunajských náplavov na ľavej strane Dunaja sú obrovské a ich vyčíslenie, resp. odhad zásob je zbytočný.

ID: 141

Kamenica nad Hronom, štrkopiesky

Lokalita sa nachádza zhruba 2 km na JV od obce Kamenica nad Hronom. Bagrovisko bolo situované v riečisku Dunaja jv. od železničnej stanice Kamenica nad Hronom. Ide tu o holocénne štrkopieskové náplavy rieky Dunaj. Surovina sa v minulosti používala na cesty a do betónu na miestnu potrebu.

ID: 142

Chľaba, štrkopiesky

Lokalita sa nachádza asi 1,5 km zjz. od obce Chľaba, na V od osady Kováčov v riečisku Dunaja. Vyskytujú sa tu holocénne štrkopieskové náplavy rieky Dunaj. Surovina sa v minulosti používala na stavbu ciest a do betónu na miestne stavebné účely.

ID: 4 487

Dvory nad Žitavou, štrkopiesky

Ložisko sa nachádza asi 1,5 km na SZ od obce Dvory nad Žitavou po pravom brehu rieky Žitava. Samotné ložisko predstavujú kvartérne uloženiny rieky Žitava, ktoré tvoria terasový stupeň pravdepodobne würmského veku. Podložie tvoria neogénne íly. Surovina tvorí súvislú vrstvu v celej ploche ložiska. Priemerná hrúbka suroviny je 3,60 m. Skrývku tvoria íly, ílovité hliny, piesčité hliny a humusové hliny. Jej hrúbka je 2 – 2,70 m. Obliaky štrkopieskov sú zložené najviac z hornín kryštalinika, menej zastúpené sú pieskovce, andezity a iné. Ílovitosť je v priemere menej ak 3 hm. % , humusovitosť A, množstvo zŕn nevhodného tvaru 6 %, sírnatosť bez nedostatkov, nasiakavosť maximálne 1,06 %, objemová hmotnosť voľne sypanej zmesi 1,582 – 1,760 g . cm^{-3}, objemová hmotnosť voľne natrasenej zmesi 1,827 – 1,997 g . cm^{-3}. Surovina je vhodná do betónu a využívala sa pre potreby stavebníctva v rámci okresu. Stav zásob k 31. 12. 1961 (štrkopiesky): kategória C1 (bilančné) 334 800 m^3, kategória C2 (bilančné) 4 157 200 m^3.

ID: 4 489

Dvory nad Žitavou I, štrkopiesky

Lokalita sa nachádza sz. od obce Dvory nad Žitavou, asi 1,3 km sz. od miestnej kalvárie na pravom brehu rieky Žitava. Stav zásob k 1. 1. 1968 (štrkopiesky): kategória C2 (nebilančné) 1 003 800 m^3.

ID: 115

Štrkopiesky v koryte Hrona, úsek 29,902 – 40,198 km, štrkopiesky a piesky

Ide o úsek rieky Hron zhruba od obce Pohronský Ruskov (jv. od obce) po obec Vozokany nad Hronom. Vyskytujú sa tu štrkopieskové aluviálne náplavy rieky Hron. Priemerná hrúbka suroviny je 4,80 m, skrývky 1,9 m. Ide o štrky v koryte Hrona a blízke aluviálne náplavy. Štrky sú väčšinou piesčité až piesčito-štrkovité. Obliakový materiál je zložený zo žuly, ruly, andezitov, kremeňa, kremencov, vápencov a pieskovcov. Technologické skúšky boli urobené iba orientačne. Surovina je po úprave (drvenie, triedenie, pranie) pomerne vhodná na stavebné účely. Stav zásob, december 1969 (štrkopiesky): kategória C2 3 854 822 m^3.

ID: 123

Štrkopiesky v koryte Hrona, úsek 9,864 – 20,007 km, štrkopiesky a piesky

Ide o úsek rieky Hron zhruba od obce Malá nad Hronom (jz. od obce) po obec Bíňa (jv. od obce). Vyskytujú sa tu štrkopieskové aluviálne náplavy rieky Hron s priemernou hrúbkou suroviny 3,4 m a hrúbkou skrývky 2,7 m, štrky v koryte Hrona a blízke aluviálne náplavy. Štrky sú väčšinou piesčité až piesčito-štrkovité. Obliakový materiál je zložený zo žuly, ruly, andezitov, kremeňa, kremencov, vápencov a pieskovcov. Technologické skúšky boli urobené iba orientačne. Surovina je po úprave (drvenie, triedenie, pranie) pomerne vhodná na stavebné účely. Stav zásob, december 1969 (štrkopiesky): kategória C2 2 448 820 m^3.

ID: 124

Štrkopiesky v koryte Hrona, úsek 20,007 – 29,902 km, štrkopiesky a piesky

Ide o úsek rieky Hron zhruba od obce Bíňa po obec Pohronský Ruskov. Vyskytujú sa tu štrkopieskové aluviálne náplavy rieky Hron s priemernou hrúbkou suroviny 4 m a hrúbkou skrývky 2,4 m, štrkopiesky v koryte Hrona a blízke aluviálne náplavy. Štrky sú väčšinou piesčité až piesčito-štrkovité. Obliakový materiál je zložený zo žuly, ruly, andezitov, kremeňa, kremencov, pieskovcov a vápencov. Technologické skúšky boli urobené iba orientačne. Surovina je po úprave (drvenie, triedenie, pranie) pomerne vhodná na stavebné účely. Stav zásob, december 1969 (štrkopiesky): kategória C2 3 110 820 m^3.

ID: 137

Štrkopiesky v koryte Hrona, úsek 0,440 – 9,864 km, štrkopiesky a piesky

Ide o úsek rieky Hron zhruba od obce Kamenica nad Hronom po obec Malá nad Hronom. Vyskytujú sa tu štrkopieskové aluviálne náplavy rieky Hron s priemernou hrúbkou suroviny 3,5 m a hrúbkou skrývky 2,3 m, štrky v koryte Hrona a blízke aluviálne náplavy. Štrky sú väčšinou piesčité až piesčito-štrkovité. Obliakový materiál je zložený zo žuly, ruly, andezitov, kremeňa, kremencov, vápencov a pieskovcov. Technologické skúšky boli urobené iba orientačne. Surovina je po úprave (triedenie, pranie) pomerne vhodná na stavebné účely. Stav zásob, december 1969 (štrkopiesky): kategória C2 2 506 874 m^3.

ID: 6 751

Marcelová, štrkopiesky

Lokalita sa nachádza asi 1 km sz. od obce Marcelová, asi 900 m jz. od kóty 123,3. Z cesty Marcelová – Chotín je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 1,6 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Chotíne je vzdialená po ceste 8 km. Širšie okolie ložiska budujú vrchnopanónske pestré íly, miestami so štrkmi a pieskami, ktoré sú väčšinou prikryté kvartérnymi sprašami, viatymi pieskami, hlinami a náplavmi vodných tokov. Celková hrúbka polohy štrkopieskov nie je známa. Hrúbka v odkrytej časti štrkovísk je okolo 1,0 m. Štrkopiesky sú uložené zhruba vodorovne. Skrývku tvorí vrstva zahlineného piesku až piesčitej hliny hrubá 0,2 – 0,5 m. Štrkopiesky s veľkosťou obliakov v priemere do 1 – 3 cm veľmi pravdepodobne predstavujú staršie kvartérne riečne náplavy. Obliaky tvorí väčšinou kremeň a sú odolné proti zvetrávaniu. Škodlivinou je pomerne vysoký obsah ílu. Podľa odhadu sú štrkopiesky vhodné na použitie v stavebníctve na menej náročné betonárske práce. V minulosti sa používali na miestne stavebné účely do betónu. Geologický prieskum sa tu nerobil. Pretože štrkoviská boli rekultivované a neexistuje ani dostatok podkladov, zásoby neboli odhadnuté.

ID: 6 756

Radvaň nad Dunajom – Žitava (štrkopiesok III), štrkopiesky

Lokalita sa nachádza na Z od obce Radvaň nad Dunajom, 2 300 m z. od miestneho kostola, 750 m vjv. od kóty 115,9. Z cesty Radvaň nad Dunajom – Marcelová je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 50 m. Najbližšia nákladná železničná stanica v Chotíne je vzdialená po ceste 16 km. Širšie okolie ložiska budujú neogénne piesčito-ílovité sedimenty, ktoré sú prikryté kvartérnymi sprašami, viatymi pieskami, hlinami, a hlavne náplavmi vodných tokov. Samotné ložisko tvorí vrstva štrkopieskov z kvartérnych náplavov rieky Dunaj. Ich celková hrúbka nie je známa, pravdepodobne je až niekoľko desiatok metrov. Odkrytá hrúbka v stene štrkoviska je 3 – 3,5 m. Štrkopiesky sú uložené zhruba vodorovne. Skrývku tvorí tmavosivá humusovitá pôda v hrúbke 0,2 – 0,5 m. Štrkopiesky, dobre zaoblené obliaky, tvorí väčšinou kremeň. V priemere dosahujú veľ-

kosť do 1 – 3 cm, sú čerstvé, nenavetrané. Podľa odhadu sú štrkopiesky vhodné na použitie v stavebníctve na betonárske účely. Vyťažený materiál sa používal na miestne betonárske účely. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 10. 9. 1971 (štrkopiesky): prognózne zásoby 150 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 757

Radvaň nad Dunajom – Žitava (štrkopiesok IV), štrkopiesky

Lokalita sa nachádza na Z od obce Radvaň nad Dunajom, 2 000 m z. od miestneho kostola, 1 050 m v. od kóty 115,9. Z cesty Radvaň nad Dunajom – Marcelová je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 70 m. Najbližšia nákladná železničná stanica v Chotíne je vzdialená po ceste 16,2 km. Širšie okolie ložiska budujú neogénne piesčito-ílovité sedimenty, ktoré sú prikryté kvartérnymi sprašami, viatymi pieskami, hlinami, a hlavne náplavmi vodných tokov. Samotné ložisko tvorí poloha štrkopieskov z kvartérnych náplavov rieky Dunaj. Celková hrúbka štrkopieskov nie je známa. Odkrytá hrúbka v stene štrkoviska je 3 – 3,5 m, štrkopiesky však pokračujú ďalej do podložia. Sú uložené zhruba vodorovne. Skrývku tvorí tmavosivá humusovitá pôda v hrúbke 0,2 – 0,5 m. Obliaky štrkopieskov tvorí väčšinou kremeň. Dosahujú priemernú veľkosť do 1 – 3 cm, sú čerstvé, nenavetrané. Podľa odhadu sú tieto štrkopiesky vhodné na použitie v stavebníctve na betonárske účely. Vyťažený materiál sa používal na miestne betonárske účely. Vzhľadom na konflikt záujmov zásoby neboli odhadnuté.

ID: 6 761

Čajakovo – štrkopiesok, štrkopiesky

Lokalita sa nachádza na V od Čajakova, miestnej časti obce Hronovce, 650 m v. od miestneho kostola na ľavom brehu rieky Hron. Z cesty Malé Ludince – Čajakovo je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 0,8 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Pohronskom Ruskove je vzdialená po ceste 4,1 km. Širšie okolie ložiska budujú neogénne piesčito-ílovité sedimenty, ktoré sú prikryté kvartérnymi sprašami, viatymi pieskami, hlinami, a hlavne náplavmi vodných tokov. Celková hrúbka štrkových náplavov rieky Hron nie je známa. Dobývala sa len povrchová poloha nánosov s hrúbkou 2 – 5 m, prípadne novovzniknuté nánosy po veľkých vodách a povodniach. Štrky sú uložené zhruba vodorovne. Väčšina štrkových obliakov je veľmi odolná proti zvetrávaniu, navetrané obliaky sú zriedkavé. Skrývka nie je žiadna. Štrkové náplavy rieky Hron sa dobývajú priamo z koryta rieky. Štrky sú pomerne hrubozrnné, s veľkosťou obliakov v priemere väčšinou do 5 – 6 cm. Materiál obliakov je pestrý (kremeň, hlbinné vyvreté horniny, andezity, zriedkavo aj vápence a dolomity). Surovina je podľa odhadu vhodná na použitie v stavebníctve do betónu a na úpravy ciest. V minulosti sa používala na miestne stavebné účely do betónu. Vzhľadom na charakter ťažby priamo z koryta rieky (zásoby sa periodicky obnovujú) zásoby ložiska neboli odhadnuté.

ID: 6 779

Mužla-Čenkov, štrkopiesky

Lokalita sa nachádza na ľavom brehu Dunaja, asi 5,5 km jz. od obce Mužla pri osade Čenkov. Ložisko je pri ceste Komárno – Štúrovo a od železničnej stanice v Mužle je vzdialené 8,5 km. Tvoria ho štrkopieskové aluviálne náplavy rieky Dunaj. Pretože je ložisko uložené pod erozívnou bázou podzemnej vody, skutočná hrúbka štrkopieskových náplavov nebola zistená. Ložisko nemá skrývku. Štrkopiesky predstavujú psefiticko-psamitický materiál s veľkosťou obliakov maximálne do 3 cm. V ich petrografickom zložení prevládajú obliaky kremencov a rôznych vyvretých hornín. Surovina je výbornej kvality. V minulosti sa používala na rôzne stavebné a betonárske účely v blízkom okolí. Geologický prieskum sa tu nerobil. Zásoby štrkopieskových aluviálnych dunajských náplavov na ľavej strane Dunaja sú obrovské. Ich vyčíslenie odhadom by sa nezakladalo na pravde, preto zásoby neboli odhadnuté.

ID: 6 784

Štúrovo – štrkopiesok, štrkopiesky

Lokalita sa nachádza na ľavom brehu koryta rieky Dunaj, asi 500 m j. od Štúrova, zhruba 700 m sv. od kóty 132,2 Boží kopec. Zo Štúrova je ložisko prístupné cestou s dĺžkou približne 1 km. Najbližšia železničná stanica v Štúrove je vzdialená po ceste asi 4 km. Ložisko tvoria štrkopieskové aluviálne náplavy rieky Dunaj. Jeho hrúbka nebola zistená. Ložisko nemá skrývku. Štrkopiesky predstavujú psefiticko-psamitický materiál s maximálnou veľkosťou obliakov 3 cm a s veľmi slabou ílovitou a humusovou prímesou. Petrografické

zloženie štrkopieskov tvoria kremence a hlbinné vyvreniny. Štrkopiesok na tejto lokalite možno zaradiť medzi najkvalitnejšie na Slovensku. Je takmer bez ílovitej a humusovej prímesi. Technologické parametre: zrno 30 mm, ílovitosť 1,5 %, humusovitosť A, priemerný obsah síranov a sírnikov, objemová hmotnosť 1,8 g . cm^{-3}, modul zrnitosti 2,1 až 2,6. Surovina sa v minulosti využívala ako materiál na rôzne stavebné a betonárske účely veľkých priemyselných stavieb takmer po celom Slovensku. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 27. 8. 1971 (štrkopiesky): kategória C2 4 249 000 m^3 (odhad).

ID: 6 754

Radvaň nad Dunajom – Žitava (štrkopiesok I), štrkopiesky

Lokalita sa nachádza na Z od obce Radvaň nad Dunajom, 3 300 m z. od miestneho kostola, 300 m sz. od kóty 115,9. Z cesty Radvaň nad Dunajom – Patince je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 0,2 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Chotíne je vzdialená po ceste 15,6 km. Širšie okolie ložiska budujú neogénne piesčito-ílovité sedimenty, ktoré sú prikryté kvartérnymi sprašami, viatymi pieskami, hlinami, a hlavne náplavmi vodných tokov. Samotné ložisko tvorí poloha štrkopieskov z kvartérnych náplavov rieky Dunaj. Celková hrúbka štrkopieskov nie je známa, pravdepodobne dosahuje až niekoľko desiatok metrov. Štrkopiesky sú uložené zhruba vodorovne. Skrývku tvorí sivá piesčitá hlina v hrúbke 1 – 2 m. Obliaky štrkopieskov sú zložené väčšinou z kremeňa. Dosahujú priemernú veľkosť väčšinou do 1 – 3 cm, sú čerstvé, nenavetrané. Škodlivinou je občasný zvýšený obsah ílu. Podľa odhadu sú štrkopiesky vhodné na použitie v stavebníctve na betonárske účely. Nepriaznivou vlastnosťou je miestami zvýšený obsah ílu. Väčšina vyťaženého materiálu bola v minulosti použitá na obnovu a výstavbu ochranných hrádzí na Dunaji, malá časť na miestne betonárske účely. Geologický prieskum sa tu neuskutočnil. Stav zásob k 10. 9. 1971 (štrkopiesky): prognózne zásoby 400 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 755

Radvaň nad Dunajom – Žitava (štrkopiesok II), štrkopiesky

Lokalita sa nachádza na Z od obce Radvaň nad Dunajom, 2 900 m z. od miestneho kostola, 50 m v. od kóty 115,9. Z cesty Radvaň nad Dunajom – Marcelová je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 0,6 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Chotíne je vzdialená po ceste 16,3 km. Širšie okolie ložiska budujú neogénne piesčito-ílovité sedimenty, ktoré sú prikryté kvartérnymi sprašami, viatymi pieskami, hlinami, a hlavne náplavmi vodných tokov. Samotné ložisko tvorí poloha štrkopieskov z kvartérnych náplavov rieky Dunaj. Celková hrúbka štrkopieskov nie je známa, odkrytá hrúbka v stene štrkoviska je 3 – 3,5 m. Štrkopiesky sú uložené zhruba vodorovne. Skrývku tvorí hnedosivá piesčitá hlina v hrúbke 0,5 m. Obliaky štrkopieskov sú zložené väčšinou z kremeňa, prevažne dosahujú veľkosť v priemere do 1 – 3 cm, sú čerstvé, nenavetrané. Podľa odhadu sú štrkopiesky vhodné na použitie v stavebníctve na betonárske účely. Väčšina vyťaženého materiálu bola v minulosti použitá na obnovu a výstavbu ochranných hrádzí na Dunaji, časť sa používala na miestne betonárske účely. Zásoby neboli odhadnuté (boli už po úroveň 110,0 m n. m. vyťažené).

ID: 6 758

Radvaň nad Dunajom, štrkopiesky

Lokalita sa nachádza na Z od obce Radvaň nad Dunajom, 1 900 m z. od miestneho kostola, 1 100 m vsv. od kóty 115,9. Z cesty Radvaň nad Dunajom – Marcelová je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 0,2 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Chotíne je vzdialená po ceste 16,3 km. Samotné ložisko tvorí vrstva štrkopieskov z kvartérnych náplavov rieky Dunaj. Celková hrúbka štrkopieskov nie je známa. Odkrytá hrúbka v stene štrkoviska je 4 – 4,5 m, pravdepodobne je až niekoľko desiatok metrov. Štrkopiesky sú uložené zhruba vodorovne. Skrývku tvorí tmavosivá humusovitá pôda v hrúbke 0,5 – 1,0 m. Obliaky štrkopieskov sú zložené väčšinou z kremeňa, dosahujú veľkosť v priemere do 1 – 2 cm, sú čerstvé, nenavetrané, odolné proti zvetrávaniu (väčšinou kremeň). Štrkopiesky obsahujú pomerne značný podiel jemnozrnnej pieskovej frakcie. Podľa odhadu sú vhodné na použitie v stavebníctve na betonárske účely. Vyťažený materiál sa používal na miestne betonárske účely. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 10. 9. 1971 (štrkopiesky): prognózne zásoby 1 500 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 7 491

Štrkopiesky v koryte Hrona, úsek 40,198 – 49,855 km, štrkopiesky

Ide o úsek rieky Hron zhruba od obce Vozokany nad Hronom po obec Želiezovce-Svodov. Surovinou sú štrky v koryte rieky Hron a blízke aluviálne náplavy. Priemerná hrúbka suroviny je 4,4 m a skrývky 1,9 m. Väčšinou sú tu piesčité štrky až štrkopiesky. Obliakový materiál je zložený zo žuly, ruly, andezitov, kremeňa, kremencov, vápencov a pieskovcov. Technologické skúšky sa robili iba orientačne. Surovina je po úprave (drvenie, triedenie, pranie) pomerne vhodná na stavebné účely. Stav zásob, december 1969 (štrkopiesky): kategória C2 3 526 736 m^3.

ID: 7 779

Kravany nad Dunajom – štrkopiesok I, štrkopiesky

Lokalita sa nachádza sz. od obce Kravany nad Dunajom, zhruba 3,2 km sz. od zámku v Kravanoch nad Dunajom, asi 550 m sz. od kóty 110,9. Z cesty Moča – Kravany nad Dunajom je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 0,8 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Gbelciach je vzdialená po ceste 11,4 km. Širšie okolie ložiska budujú pliocénne piesčito-ílovité sedimenty. Asi 1 km smerom na JV od ložiska východne od kravianskeho zlomu územie budujú paleogénne sedimenty. Neogénne horniny sú prikryté kvartérnymi sprašami, viatymi pieskami, hlinami a náplavmi vodných tokov. Samotné ložisko tvoria kvartérne štrky a piesky z náplavov rieky Dunaj. Celková hrúbka štrkov nie je známa, v stene štrkoviska je odkrytá hrúbka 2 – 3 m. Štrky a piesky sú uložené zhruba vodorovne. Skrývku tvorí vrstva hnedosivej piesčitej hliny hrubá 0,6 – 1,0 m. Obliaky štrkov dosahujú maximálnu veľkosť v priemere do 1 – 3 cm. Tvorí ich väčšinou kremeň, sú čerstvé, nenavetrané. Vedľajšou surovinou je vrstva jemnozrnného piesku hrubá 0,5 – 1,0 m vystupujúca nad štrkom. Podľa odhadu sú štrky vhodné na použitie v stavebníctve do betónu, piesky do malty na murovanie aj omietanie. Štrky aj piesky sa v minulosti používali na miestne účely. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 10. 9. 1971 (štrkopiesky): prognózne zásoby 1 500 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 7 884

Strekov, štrkopiesky – štrky

Lokalita sa nachádza asi 2 km na J od obce Strekov na ľavej strane cesty Nové Zámky – Štúrovo. Surovinou sú štrky. Štrkovňa je orientovaná dlhšou stranou v smere SV – JZ. Dĺžka je okolo 100 – 120 m, šírka 40 – 60 m, výška sa pohybuje v rozmedzí 4 – 7 m.

ID: 7 885

Štrkopiesky v koryte Váhu, úsek Kameničná – Komárno, štrkopiesky

Ide o úsek rieky Váh od obce Kameničná (jv. od obce) po Komárno. Vyskytujú sa tu štrkopiesky v koryte Váhu a štrkopieskové aluviálne náplavy rieky Váh. Plocha úseku je 1 819 800 m^2, priemerná hrúbka suroviny je 6,0 m. Surovina je vhodná na stavebné účely. Stav zásob, február 1969 (štrkopiesky): kategória C2 (bilančné) 10 918 800 m^3.

ID: 7 887

Komárno, štrkopiesky

Ťažilo sa priamo zo slovenskej časti koryta rieky Dunaj medzi Komárnom a Patincami (medzi riečnym kilometrom 1 752 až 1 765). Samotné ložisko tvoria recentné náplavy štrkopieskov. Celková hrúbka náplavov štrkopieskov nie je známa, veľmi pravdepodobne dosahuje až niekoľko desiatok metrov. Vrstva štrkopieskov je uložená zhruba vodorovne. Skrývka nie je žiadna. Štrkové obliaky dosahujú veľkosť v priemere do 1 – 3 cm, väčšinou ich tvorí kremeň a sú čerstvé, nenavetrané. Surovina vyhovovala požiadavkám bývalej ČSN 72 1513 pre štrkopiesky I. akostnej triedy. Je vhodná na mnohostranné použitie v stavebníctve (do betónu, na úpravy ciest, po vytriedení aj do malty). Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 20. 9. 1971 (štrkopiesky): prognózne zásoby 13 000 000 m^3 (odhad v teréne).

Tehliarske suroviny

ID: 73

Hurbanovo – Svätý Peter, tehliarske suroviny

Oblasti prieskumu: 1. asi 1,8 km jv. od Hurbanova po oboch stranách cesty Hurbanovo – Svätý Peter; 2. jv. od obce Svätý Peter (v tesnej blízkosti obce); 3. asi 900 m na V od obce Svätý Peter po oboch stranách cesty Svätý Peter – Mudroňovo; 4. zhruba 1 km na S od obce Svätý Peter na ľavej strane cesty Svätý Peter – Dulovce, jv. od kóty 181,7 Holica. V okolí Hurbanova a Svätého Petra sa nachádzajú neogénne uloženiny pokryté kvartérnymi sedimentmi. Prieskum mal orientačný charakter, technologické skúšky sa nerobili. Surovina sa už vizuálne nejaví ako vhodná na tehliarsku výrobu, snáď iba v nižších častiach.

ID: 78

Pribeta, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza sv. od obce Pribeta, 150 m zjz. od kóty 137,0 (kóta križovatky cesty z obce Pribeta s hlavnou cestou Nové Zámky – Štúrovo). Najbližšia nákladná železničná stanica je od lokality vzdialená 5 km. Ložisko sa nachádza v sedimentoch neogénu. Neogénne sedimenty sú pokryté kvartérnymi sprašami, hlinami a náplavmi riek. Sú porušené systémom poklesových zlomov smeru SV – JZ. Hrúbka sprašovej hliny odkrytá stenou ťažobne je maximálne 5 m. Keďže hlina pokračuje aj pod bázou ťažobne, skutočná hrúbka bude väčšia. Samotná sprašová hlina je previatym produktom zvetrávania. Vplyv atmosférických činiteľov sa v nej prejavuje do hĺbky 0,4 – 0,5 m. Skrývku tvorí vrstva humusovitej hliny hrubá 0,3 m. Svetložltá sprašová hlina je jemne piesčitá, nevrstvovitá, s výskytom vápnitých konkrécií do 1 cm (škodlivina). Podľa vizuálneho posúdenia je hlina málo vyhovujúcej kvality, veľmi piesčitá, málo väzná, preto tehly vyrábané v tehelni sú vhodné len na menej náročné stavby. Plné pálené tehly sa v minulosti používali na bežné stavebné účely v bližšom okolí. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 31. 8. 1971 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 320 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 84

Nová Vieska, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza južne od západného okraja obce Nová Vieska, asi 500 m z. od miestneho kostola na okraji agátového lesa. Surovinou sú sivožlté nevrstvovité ílovité hliny. Humusová skrývka je hrubá 0,4 m. Surovina sa v minulosti používala miestne na výrobu surových tehál.

ID: 92

Komárno II, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza sv. od Komárna, 1 500 m jv. od železničného mosta cez rieku Váh na ľavej strane cesty Komárno – Iža. Najbližšia nákladná železničná stanica v Komárne je po ceste vzdialená 3,5 km. Hrúbka hlín je 1 – 3 m. Vrstva je uložená zhruba vodorovne na podložných ílovitých pieskoch. Samotná vrstva hlín predstavuje preplavené produkty zvetrávania. Nie je na nich žiadna skrývka. Hlina je svetlosivá, miestami značne piesčitá, s občasnými štrkovými obliakmi z kvartérnych náplavov riek Dunaj a Váh s priemernou veľkosťou 1 – 2 cm. Podľa odhadu aj podľa využívania v minulosti je hlina vhodná na výrobu plných pálených tehál. Plné pálené tehly sa používali na stavby domov v Komárne a okolí. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 20. 9. 1971 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 500 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 102

Šrobárová, tehliarske suroviny

Preskúmané územie sa nachádza na SV od obce Šrobárová (tesne za obcou) po ľavej strane cesty Šrobárová – Modrany (oblasť Dolné lazy). Lokalita je v oblasti tvorenej neogénnymi sedimentmi, ktoré sú pokryté kvartérnymi sedimentmi, a to pleistocénnymi terasovými náplavmi rieky Dunaj, eolickými sprašami a pieskami a holocénnymi náplavmi rieky Dunaj. Spraše obsahujú veľké množstvo vápnitých konkrécií a sú pokryté skrývkou v hrúbke 10,5 m pozostávajúcou z naviatych pieskov a piesčitých hlín. Vzhľadom na veľké množstvo cicvárov a skrývku lokalita nie je vhodná na ťažbu a tehliarsku výrobu. Výpočet zásob sa nerobil, lokalita je hodnotená ako negatívna.

ID: 103

Moča, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza na severnom okraji obce Moča, 700 m s. od miestneho kostola nachádzajúceho sa v blízkosti školy. Z cesty Búč – Moča je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 400 m. Najbližšia nákladná železničná stanica v Gbelciach je vzdialená po ceste 13,7 km. Celková hrúbka hliny je 2 – 3 m. Vrstva je uložená zhruba vodorovne. Samotná hlina je preplaveným produktom zvetrávania starších kvartérnych a neogénnych hornín. Skrývku tvorí poloha tmavosivej humusovitej pôdy hrubá 0,2 – 0,4 m. Svetlohnedá kvartérna hlina je bez vápnitých konkrécií. Pod hlinou sa nachádza piesčitá hlina. Podľa odhadu je surovina vhodná na výrobu plných pálených tehál. V minulosti sa používala miestne na výrobu surových (nepálených) tehál. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 10. 9. 1971 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 500 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 104

Bátorove Kosihy, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza na južnom okraji obce Bátorove Kosihy, asi 200 m vjv. od miestneho cintorína. Je to oblasť tvorená sedimentmi neogénu, ktoré sú pokryté kvartérnymi náplavmi rieky Dunaj, sprašami a naviatymi pieskami. Surovinou sú svetložlté piesčité spraše. V minulosti sa používala miestne na výrobu surových tehál.

ID: 105

Búč – hlina II, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza na západnom okraji obce Búč, 550 m jjz. od miestneho kostola, 950 m vsv. od kóty 134,8 Starý vrch na brehu miestneho rybníka. Z cesty Búč – Moča je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 300 m. Najbližšia nákladná železničná stanica v Gbelciach je vzdialená po ceste 8,2 km. Celková hrúbka spraše nie je známa, hrúbka nad úrovňou pracovnej plošiny hliniska je 10 – 11 m. Vrstva spraše je uložená zhruba vodorovne na staršom podloží. Skrývku tvorí poloha tmavosivej humusovitej pôdy hrubá 0,5 m s plynulým prechodom do spraše. Svetložltohnedá spraš je bez vápnitých konkrécií. Podľa odhadu je surovina vhodná na výrobu plných pálených tehál. V minulosti sa používala miestne na výrobu surových (nepálených) tehál. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 10. 9. 1971 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 3 000 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 108

Kuraľany – hlina I, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza na sv. okraji obce Kuraľany, 600 m na SV od miestneho kostola. Z cesty Farná – Bíňa je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 600 m. Najbližšia nákladná železničná stanica v Bíni je vzdialená po ceste 12 km. Širšie okolie ložiska budujú neogénne piesčito-ílovité sedimenty, ktoré sú väčšinou prikryté kvartérnymi sprašami, hlinami a náplavmi vodných tokov. Celková hrúbka spraše nie je známa, hrúbka nad úrovňou pracovnej plošiny hliniska je maximálne 5 m. Sprašová poloha je veľmi pravdepodobne mierne (do 3 – 5°) uklonená smerom na JZ. Skrývku tvorí tmavosivá humusovitá pôda s hrúbkou okolo 0,5 m s plynulým prechodom do spraše. Svetložltohnedá nevrstvovitá spraš obsahuje len veľmi ojedinelé vápnité konkrécie s priemernou veľkosťou do 1 – 3 cm (škodlivina). Podľa odhadu je surovina vhodná na výrobu plných pálených tehál. Zo spraše sa v minulosti vyrábali plné nepálené tehly na miestne účely. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 1. 8. 1971 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 2 000 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 109

Veľké Ludince – hlina II, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza na východnom okraji obce Veľké Ludince, na pravej strane cesty Veľké Ludince – Kuraľany. Najbližšia nákladná železničná stanica v Bíni je vzdialená po ceste 14 km. Celková hrúbka spraše nie je známa, hrúbka nad úrovňou pracovnej plošiny hliniska je 4 – 6 m. Sprašová vrstva je uložená zhruba vodorovne, s pravdepodobným miernym úklonom (do 3 – 5°) smerom na JV. Skrývku tvorí tmavosivá humusovitá pôda s hrúbkou 0,2 – 0,5 m s plynulým prechodom do spraše. Svetložltohnedá nevrstvovitá spraš

obsahuje ojedinelé vápnité konkrécie (škodlivina). Podľa výroby v minulosti aj odhadu je surovina vhodná na výrobu plných pálených tehál. Zo spraše sa v minulosti vyrábali väčšinou len plné nepálené tehly. Pálené tehly sa vyrábali len krátko (len v roku 1943 sa robili pokusy s výrobou pálených tehál v poľnej peci). Pálené aj nepálené tehly sa používali na miestne účely. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 1. 8. 1971 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 1 500 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 111

Bruty, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza južne od obce Bruty, 550 m jjz. od miestneho kostola. Z cesty Kamenín – Svodín je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 900 m. Najbližšia nákladná železničná stanica v Bíni je vzdialená po ceste 6,4 km. Celková hrúbka spraše nie je známa, hrúbka nad úrovňou pracovnej plošiny hliniska je 4 – 5 m. Vrstva spraše je uložená zhruba vodorovne na neogénnom podloží. Skrývku tvorí vrstva tmavosivej humusovitej pôdy (černozeme) s hrúbkou 0,2 – 0,4 m s plynulým prechodom do spraše. Svetložltohnedá nevrstvovitá spraš obsahuje ojedinelé vápnité konkrécie (škodlivina). Podľa výsledkov výroby v minulosti aj podľa odhadu je surovina vhodná na výrobu plných pálených tehál. Zo suroviny sa v minulosti väčšinou vyrábali len surové (nepálené) tehly na miestne účely, pálené tehly sa vyrábali len krátko (asi 1 rok). Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 1. 7. 1971 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 300 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 113

Pastovce, tehliarske suroviny

Preskúmané územie sa nachádza z. až jz. od obce Pastovce v okolí kóty 185,6 Pivničný kopec a jz. od uvedenej kóty. Surovina tvorí nesúvislý pokryv s priemernou hrúbkou 6 m. V podloží sa vyskytujú neogénne íly. Humusová skrývka dosahuje priemernú hrúbku 0,76 m. Piesčité svetložlté nevrstvovité spraše obsahujú miestami veľké množstvo vápnitých konkrécií (škodlivina). Surovina je stredne plastická, s vodou dobre rozpojiteľná. Zmrštenie je v priemere 5,5 %. Surovina sa v minulosti (po úprave haldovaním a ostrením) používala na výrobu plných pálených tehál a priečne dierovaných tehál. Vzhľadom na malý plošný rozsah ložiska, malú hrúbku, značnú skrývku a veľký obsah vápnitých konkrécií bola lokalita vyhodnotená ako negatívna. K 3. 10. 1961 boli vyčíslené prognózne zásoby tehliarskych surovín v množstve 225 000 m^3 v rámci dobývacieho priestoru Pastovce, ktorý bol v roku 1992 zrušený.

ID: 114

Pastovce II, tehliarske suroviny

Ložisko sa nachádza asi 1,5 km západne od obce Pastovce, severne od cesty Pastovce – Zalaba v katastroch uvedených obcí, v území nazývanom Tehelné pole. Najbližšia nákladná železničná stanica v Pastovciach je po ceste vzdialená 2,3 km. Vrstva spraše dosahuje hrúbku okolo 10 m. Je uložená zhruba vodorovne, prípadne mierne (do 5°) uklonená smerom na JV. Skrývku tvorí vrstva tmavosivej humusovitej pôdy s priemernou hrúbkou na ložisku 0,5 m. Svetložltohnedá spraš (kvartér) obsahuje pomerne časté vápnité konkrécie s veľkosťou do 1,5 – 3,0 cm (škodlivina). Podľa výsledkov technologických skúšok je surovina vhodná na výrobu plných pálených tehál, nie je vhodná na výrobu pálených tehál CDM. Stav zásob k 1. 12. 1964 (tehliarske suroviny): kategória C2 (bilančné, voľné) 5 428 tis. m^3, kategória C2 (bilančné, viazané) 859 tis. m^3.

ID: 119

Kamenný Most – hlina II, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza sz. od obce Kamenný Most, asi 2,8 km sz. od miestneho kostola na pravej strane cesty Kamenný Most – Gbelce (asi 1 km z. od odbočky z cesty Kamenný Most – Kamenín). Najbližšia nákladná železničná stanica v Kamennom Moste je vzdialená po ceste 3,7 km. Celková hrúbka spraše nie je známa, odkrytá hrúbka v stene hliniska je do 6 – 7 m. Vrstva spraše je veľmi pravdepodobne uložená zhruba vodorovne na neogénnom podloží. Skrývku tvorí vrstva tmavosivej humusovitej hliny s hrúbkou 0,2 – 0,4 m, ktorá plynule prechádza do spraše. Svetložltohnedá piesčitá vápnitá spraš obsahuje malé množstvo vápnitých konkrécií. Surovina je vhodná na výrobu plných pálených tehál. V minulosti sa z nej vyrábali plné surové (nepálené) tehly na miestne účely. Stav zásob, rok 1960 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 14 000 m^3.

ID: 120

Svodín, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza v jv. časti obce Svodín, 900 m jv. od miestneho kostola na pravom brehu potoka pretekajúceho cez obec. Z cesty Svodín – Bruty je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 1 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Gbelciach je vzdialená po ceste 9 km. Celková hrúbka spraše nie je známa, hrúbka nad úrovňou pracovnej plošiny hliniska je 2 – 3 m. Vrstva spraše je veľmi pravdepodobne mierne (do 5°) uklonená smerom na V až JV. Samotná sprašová vrstva predstavuje previate produkty zvetrávania. Skrývku tvorí vrstva čiernej humusovitej hliny s hrúbkou okolo 0,5 m. Žltohnedá piesčitá spraš obsahuje ojedinelé cicváre (škodlivina). Surovina je po vhodnej úprave (haldovanie, polievanie) vhodná na výrobu plných pálených tehál. V minulosti sa používala na výrobu surových (nepálených) tehál. Pre blízkosť zástavby obce zásoby neboli ani odhadnuté.

ID: 122

Salka, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza sz. od obce Salka, asi 2 500 m sz. od miestneho kostola, 600 m južne od kóty 218,2 Strážky na okraji lesa. Z cesty Malé Kosihy – Salka je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 2 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Pastovciach je vzdialená po ceste 11 km. Celková hrúbka spraše nie je známa, hrúbka nad úrovňou pracovnej plošiny hliniska je 5 m. Vrstva spraše je veľmi pravdepodobne mierne (do 10°) uklonená smerom na JV. Skrývku tvorí vrstva tmavosivej humusovitej pôdy s hrúbkou 0,2 m. Svetložltohnedá nevrstvovitá spraš je bez vápnitých konkrécií. Podľa výroby v minulosti aj podľa odhadu je surovina vhodná na výrobu plných pálených tehál. Zo suroviny sa v minulosti krátko vyrábali plné pálené tehly na miestne účely. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 1. 7. 1971 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 700 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 133

Štúrovo I, tehliarske suroviny

Ložisko sa nachádza západne od Štúrova po pravej strane cesty Štúrovo – Nové Zámky, 900 m východne od železničnej stanice Štúrovo. Preskúmaná oblasť predstavuje rovinu upadajúcu východným smerom do malého plytkého údolia. Ložisko má tvar približne obdĺžnika s dlhšou stranou v smere Z – V. Maximálna hrúbka úžitkovej suroviny je 13,10 m, minimálna 3,20 m, v priemere 8,50 m. V podloží je štrkopiesková pleistocénna terasa rieky Dunaj s hrúbkou 4 m, pod ktorou sa nachádzajú piesčité íly. Minimálna hrúbka humusovej skrývky je 0,10 m, v priemere 0,40 m, maximálna 1,15 m. Ložisko ako celok: maximálna dĺžka 620 m, v priemere 500 m, maximálna šírka 410 m, v priemere 400 m, plocha pôdorysu 22 ha a 5 a, pôdorysné obmedzenie prieskumnými dielami, hĺbkové obmedzenie geologické. Spraše až sprašové hliny (würm) obsahujú preplástky hrubších naviatych pieskov. Zemina sprašového charakteru je silne piesčitá, zmrštenie dosahuje zväčša len 3 – 5 %. Miestami obsahuje malé množstvo vápnitých konkrécií (škodlivina). Teplota výpalu je okolo 1 000 °C. Škodlivinou sú piesky a veľmi silne piesčité spraše, vedené vo výpočte zásob ako nebilančné. Surovina je vhodná na výrobu plných tehál P-100. V minulosti sa používala na výrobu plných pálených tehál. Stav zásob k 23. 3. 1955 (tehliarske suroviny): kategória B (bilančné, voľné) 437 tis. m^3, kategória B (nebilančné, voľné) 615 tis. m^3, kategória C1 (nebilančné, voľné) 808 tis. m^3.

ID: 136

Štúrovo II, tehliarske suroviny

Ložisko sa nachádza sz. od Štúrova, 1 km sv. od železničnej stanice Štúrovo, v tesnej blízkosti ložiska Štúrovo I (severne od uvedeného ložiska). Hrúbka ložiskovej suroviny (spraše) je 3 až 4 m. Eolické sedimenty sú uložené subhorizontálne. Skrývku tvorí humusová pôda v hrúbke 0,5 m. Eolické spraše a sprašové hliny kvartéru sú viac-menej piesčité. Miestami možno pozorovať preplástky hrubozrnnejších viatych pieskov. Teplota výpalu je 1 030 – 1 050 °C. Podložie budujú pleistocénne štrky terasy rieky Dunaj. Škodlivinou sú konkrécie $CaCO_3$. Surovina je vhodná na výrobu plných pálených tehál. Na tento účel sa v minulosti aj používala. Na ložisku sa nerobil výpočet zásob, ložisko tesne susedí s ložiskom Štúrovo I – ID 133.

ID: 3 872
Pastovce I, tehliarske suroviny

Ložisko sa nachádza zhruba 500 m sz. od obce Pastovce. Od železnice Pastovce – Zalaba a štátnej cesty Pastovce – Zalaba je smerom na SZ vzdialené asi 100 m. Ložisko je na jv. svahu morfologicky výrazného kopca s nadmorskou výškou 196,3 m. Ložisko má tvar obdĺžnika pretiahnutého z J na S. Minimálna hrúbka je 3 m, maximálna 8 m, v priemere 6 m. Priemerná dĺžka ložiska je 150 m, šírka 100 m, plocha pôdorysu 3 ha a 75 a, generálny úklon 15 – 30° na Z. Spraše majú rôzny obsah ílov. Surovina je vhodná na výrobu plných tehál. Vedľajšou surovinou sú neogénne sedimenty reprezentované pieskami a andezitovými štrkmi. Nie sú vhodné na iné priemyselné využitie. Škodlivinou je veľké množstvo cicvárov vo vrstve pochovaného horizontu s hrúbkou 1 – 3,5 m. Stav zásob k 30. 10. 1960 (tehliarske suroviny): kategória C2 (bilančné, voľné) 225 tis. m^3.

ID: 4 485
Nové Zámky, tehliarske suroviny

Ložisko sa nachádza severne od Nových Zámkov, asi 2,5 km ssz. od železničnej stanice Nové Zámky po pravej strane železničnej trate Nové Zámky – Nitra. Ložisko predstavuje veľmi mierne zvlnený terén, prakticky rovinu. Má tvar mnohouholníka pretiahnutého v smere JJV – SSZ. Maximálna hrúbka úžitkovej suroviny je 7,90 m, minimálna 2,20 m, v priemere 4,42 m. Skrývku tvorí humusovitá zemina s minimálnou hrúbkou 0,30 m, v priemere 0,50 m a maximálnou hrúbkou 1,00 m. Ložisko ako celok: priemerná dĺžka ložiska 1 150 m, maximálna 1 220 m, priemerná šírka ložiska 620 m, maximálna 675 m, plocha pôdorysu 75 ha a 88 a, pôdorysné ohraničenie prieskumnými dielami, hĺbkové obmedzenie geologické. Spraše obsahujú šošovky, prípadne polohy viatych pieskov. Väčšinou sú jemne piesčité a obsahujú konkrécie $CaCO_3$ (škodlivina). Surovina ako celok je silne piesčitá, takže celkové zmrštenie je iba 2 %. Optimálny výpal je 1 000 °C. Vedľajšou surovinou sú štrkopiesky terasy rieky Nitra vystupujúce v podloží úžitkovej suroviny. Tvorí ich materiál väčšinou hrdzavohnedých, miestami sivohnedých hrubozrnných pieskov s väčším alebo menším obsahom štrkového materiálu. Škodlivinou sú vápnité konkrécie, nevyužiteľnými časťami ložiska sú šošovky a polohy viatych pieskov. Surovina sa v minulosti používala na výrobu plnej pálenej tehly. Stav zásob k 29. 4. 1958 (tehliarske suroviny): kategória C1, B, A (bilančné, voľné) 1 941 tis. m^3, kategória C1, B, A (bilančné, viazané) 174 tis. m^3, kategória C2 (bilančné, voľné) 1 091 tis. m^3, kategória C2 (bilančné, viazané) 27 tis. m^3.

ID: 4 486
Nové Zámky, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza zhruba 1 km sv. od Nových Zámkov na ľavej strane cesty Nové Zámky – Bánov. Surovinou sú svetložlté spraše s hrúbkou 1 – 2 m a pod nimi žltá naplavená hlina s vložkami piesku. Surovina sa v minulosti používala na výrobu plných pálených tehál.

ID: 4 517
Kolta, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza na západnom okraji obce Kolta, 450 m jz. od miestneho kostola na ľavej strane cesty Kolta – Nové Zámky. Nachádzajú sa tu neogénne sedimenty pokryté kvartérnymi uloženinami. Spraš je svetložltá, nevrstvovitá. Humusová skrývka je hrubá 20 cm. Surovina sa v minulosti používala miestne na výrobu surových tehál.

ID: 4 621
Ipeľský Sokolec, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza jjz. od obce Ipeľský Sokolec, 2,5 km jjz. od železničnej stanice Ipeľský Sokolec na pravej strane cesty Ipeľský Sokolec – Bielovce. Hrúbka spraše a hlín je 4,5 m, hrúbka podložných štrkopieskov (vedľajšia surovina) je známa len v odkrytej časti (2,5 m). Uloženie spraše a štrkopieskov je subhorizontálne. Skrývku tvorí humusová hlina v hrúbke 0,5 m. Tmavohnedosivé spraše obsahujú v spodnej časti početné cicváre (škodliviny). V podloží prechádzajú do zaílovaného piesku a štrkopiesku (vedľajšia surovina). Na báze odkrytej časti steny možno pozorovať preplavené tufy a tufové aglomeráty. Spraš je vhodná na výrobu tehliar-

skych výrobkov. Štrkopiesok je horšej kvality, v minulosti ho príležitostne využívalo miestne poľnohospodárske družstvo na stavebné účely. Stav v roku 1971: surovina nevyhovovala vtedajším technologickým požiadavkám, zásoby neboli odhadnuté.

ID: 6 749

Iža, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza na severnom okraji obce Iža, na ľavej strane poľnej cesty Iža – Chotín. Z cesty Komárno – Patince je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 1,5 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Komárne je vzdialená po ceste 11,5 km. Celková hrúbka tmavosivej hliny je 1 – 2 m, hrúbka piesčitých ílov až ílovitých pieskov v podloží hliny nie je známa. Vrstva hliny je uložená zhruba vodorovne. Skrývku tvorí vrstva tmavosivej humusovitej pôdy hrubá 0,2 – 0,4 m. Surovinou je tmavosivá hlina z kvartérnych náplavov rieky Dunaj, v podloží vystupujú svetlosivé piesčité íly a ílovité jemnozrnné piesky. Podľa odhadu sú hliny (prípadne aj v zmesi s podložnými piesčitými ílmi) vhodné na výrobu plných pálených tehál. Z hliny sa v dávnej minulosti vyrábali surové (nepálené) tehly používané na miestne stavebné účely. Sústavná ťažba v priemyselnom rozsahu ani výroba pálených tehál neboli na ložisku nikdy rozvinuté. Geologický prieskum sa tu neuskutočnil. Stav zásob k 20. 9. 1971 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 500 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 759

Kuraľany – hlina II, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza na východnom okraji obce Kuraľany, 650 m vjv. od miestneho kostola. Z cesty Kuraľany – Kvetná je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 400 m. Vzdialenosť od najbližšej nákladnej železničnej stanice je po ceste 11,1 km. Celková hrúbka spraše nie je známa, hrúbka nad úrovňou pracovnej plošiny hliniska je 5 – 6 m. Vrstva spraše je veľmi pravdepodobne mierne (do 3°) uklonená smerom na JV, prípadne je horizontálna. Skrývku tvorí vrstva tmavosivej humusovitej pôdy s hrúbkou 0,3 – 0,6 m s plynulým prechodom do spraše. Svetložltohnedá nevrstvovitá spraš obsahuje ojedinelé vápnité konkrécie s priemernou veľkosťou do 3 cm (škodlivina). Podľa odhadu je surovina vhodná na výrobu plných pálených tehál. V minulosti sa využívala na miestne účely. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 1. 7. 1971 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 1 600 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 760

Malé Kosihy, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza ssz. od obce Malé Kosihy, asi 2 km ssz. od miestneho kostola, zhruba na hranici katastrov Malé Kosihy a Horný chotár. Prístupná je poľnou cestou dlhou 350 m smerujúcou z cesty Malé Kosihy – Pastovce na západ. Najbližšia nákladná železničná stanica v Pastovciach je vzdialená po ceste 4,1 km. Celková hrúbka spraše nie je známa, hrúbka nad úrovňou pracovnej plošiny hliniska je maximálne 4,0 m. Vrstva spraše je veľmi pravdepodobne mierne (do 5 – 10°) uklonená smerom na V. Skrývku tvorí vrstva tmavosivej humusovitej pôdy s hrúbkou 0,5 m. Na jej báze sa nachádzajú početné vápnité konkrécie s priemernou veľkosťou do 3 – 5 cm. Svetložltohnedá nevrstvovitá spraš je bez vápnitých konkrécií. Podľa odhadu je surovina vhodná na výrobu plných pálených tehál. V minulosti sa z nej vyrábali len plné surové (nepálené) tehly na miestne účely. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 1. 7. 1971 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 700 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 762

Čajakovo – hlina, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza na západnom okraji Čajakova, miestnej časti obce Hronovce, 550 m jjz. od miestneho kostola. Prístupná je z hlavnej cesty Levice – Štúrovo miestnou cestou dlhou 120 m cez Čajakovo. Najbližšia nákladná železničná stanica v Pohronskom Ruskove je vzdialená po ceste 3,1 km. Celková hrúbka spraše nie je známa, odkrytá hrúbka v stene hliniska je do 3 m. Vrstva spraše je uložená zhruba vodorovne. Skrývku tvorí vrstva tmavosivej humusovitej pôdy s hrúbkou 0,2 – 0,5 m. Svetlohnedá spraš je bez vápnitých konkrécií. Podľa výroby v roku 1968 a podľa odhadu je surovina vhodná na výrobu plných pálených tehál. Surovina sa v minulosti používala na miestne účely. V roku 1968 robilo bývalé JRD Čajakovo v hlinisku pokusy s výrobou

pálených tehál. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 1. 7. 1971 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 300 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 764
Bruty – hlina II, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza jv. od obce Bruty, 1 650 m jv. od miestneho kostola, 600 m sz. od kóty 159,3 Strážny kopec. Z cesty Bruty – Kamenín je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 900 m. Najbližšia nákladná železničná stanica v Bíni je vzdialená po ceste 8 km. Celková hrúbka spraše nie je známa, hrúbka nad úrovňou pracovnej plošiny hliniska je 3 – 6 m. Vrstva spraše je veľmi pravdepodobne uložená zhruba vodorovne. Skrývku tvorí vrstva tmavosivej humusovitej hliny s hrúbkou 0,4 – 0,6 m. Svetlohnedá, slabo piesčitá spraš je úplne bez vápnitých konkrécií. Podľa odhadu je surovina vhodná na výrobu plných pálených tehál. Tehliarske výrobky sa však zo suroviny nevyrábali. Vyťažená hlina sa používala pri stavbe hrádze miestneho rybníka. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 1. 7. 1971 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 3 000 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 765
Gbelce – Paríž, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza na S od obce Gbelce, 2 200 m severne od miestneho kostola, 300 m sv. od kóty 135,2 na pravej strane cesty Gbelce – Svodín. Najbližšia nákladná železničná stanica v Gbelciach je vzdialená po ceste 3 km. Celková hrúbka spraše nie je známa, hrúbka nad úrovňou pracovnej plošiny hliniska je 3 – 4 m. Vrstva spraše je veľmi pravdepodobne uložená zhruba vodorovne na neogénnom podloží. Skrývku tvorí poloha tmavosivej humusovitej pôdy s hrúbkou 0,2 m, ktorá plynule prechádza do spraše. Svetložltohnedá nevrstvovitá spraš je bez vápnitých konkrécií. Podľa odhadu a podľa výroby v minulosti je surovina vhodná na výrobu plných pálených tehál. Zo suroviny sa v minulosti vyrábali aj surové (nepálené) tehly a istý čas (v rokoch 1948 – 1950 – miestne hospodárstvo Štúrovo) plné pálené tehly na miestne účely. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 1. 7. 1971 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 1 000 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 766
Ľubá – hlina I, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza zhruba 1,3 km severne od obce Ľubá, asi 1 km jv. od kóty 162,1 pri križovatke cesty vedúcej z obce Ľubá s cestou Gbelce – Kamenný Most. Najbližšia nákladná železničná stanica v Kamennom Moste je vzdialená po ceste 5,8 km. Celková hrúbka spraše nie je známa, hrúbka nad úrovňou pracovnej plošiny hliniska je 3,0 – 5,5 m. Poloha spraše je veľmi pravdepodobne mierne (do 5°) uklonená smerom na J až JV. Skrývku tvorí vrstva tmavosivej humusovitej pôdy v hrúbke 0,4 – 0,6 m s plynulým prechodom do spraše. Svetlohnedá nevrstvovitá spraš je bez vápnitých konkrécií. V spraši sú pomerne hojné úlomky ulít gastropódov (škodlivina). Podľa odhadu je surovina vhodná na výrobu plných pálených tehál. Zo suroviny sa v minulosti vyrábali surové (nepálené) tehly na miestne účely. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 1. 7. 1971 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 1 500 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 768
Ľubá – hlina II, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza východne od obce Ľubá, asi 1 100 m sv. od miestneho kostola, 250 m západne od kóty 208,8. Z cesty Ľubá – Belá je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 1,6 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Mužle je vzdialená po ceste 6,2 km. Celková hrúbka spraše nie je známa, hrúbka nad úrovňou pracovnej plošiny hliniska je maximálne 3 – 4 m. Poloha spraše je veľmi pravdepodobne mierne (do 5°) uklonená smerom na SZ. Skrývku tvorí poloha tmavosivej humusovitej pôdy s hrúbkou 0,3 m. Svetlohnedá spraš je bez vápnitých konkrécií. Podľa odhadu je surovina vhodná na výrobu plných pálených tehál. Zo suroviny sa v minulosti vyrábali len surové (nepálené) tehly na miestne účely. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 1. 7. 1971 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 1 200 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 770
Belá – hlina I, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza na sz. okraji obce Belá, zhruba 700 m ssz. od miestneho kostola. Z cesty Belá – Ľubá je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 400 m. Najbližšia nákladná železničná stanica v Mužle je vzdialená po ceste 3,7 km. Širšie okolie ložiska budujú neogénne piesčito-ílovité sedimenty (sarmat), ktoré smerom na J a do podložia prechádzajú do štrkov a pieskov so šošovkami litotamniových vápencov a vápnitých pieskovcov (báden). Neogénne sedimenty sú väčšinou prikryté kvartérnymi sprašami, hlinami a náplavmi vodných tokov. Celková hrúbka spraše nie je známa, hrúbka nad úrovňou pracovnej plošiny hliniska je 2 – 3 m. Vrstva spraše je veľmi pravdepodobne mierne (do 3 – 5°) uklonená smerom na J až JV. Skrývku tvorí poloha tmavosivej humusovitej pôdy s hrúbkou 0,2 – 0,3 m, ktorá plynule prechádza do spraše. Svetložltohnedá nevrstvovitá spraš je bez vápnitých konkrécií. Smerom do hĺbky (do podložia) prechádza do piesčitej spraše. Podľa odhadu je surovina vhodná na výrobu plných pálených tehál. Zo suroviny sa v minulosti vyrábali surové (nepálené) tehly na miestne účely. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 1. 7. 1971 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 400 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 771
Belá – hlina II, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza na sv. okraji obce Belá, asi 500 m ssv. od miestneho kostola, 500 m jz. od kóty 250,5. Z cesty Belá – Ľubá je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 300 m. Najbližšia nákladná železničná stanica v Mužle je vzdialená po ceste 3,6 km. Širšie okolie ložiska budujú neogénne piesčito-ílovité sedimenty (sarmat), ktoré smerom na J a do podložia prechádzajú do štrkov a pieskov so šošovkami litotamniových vápencov a vápnitých pieskovcov (báden). Neogénne sedimenty sú väčšinou prikryté kvartérnymi sprašami, hlinami a náplavmi vodných tokov. Celková hrúbka spraše nie je známa, hrúbka nad úrovňou pracovnej plošiny hliniska je maximálne 4 m. Vrstva spraše je veľmi pravdepodobne mierne uklonená smerom na J až JZ. Skrývku tvorí poloha tmavosivej humusovitej pôdy s hrúbkou 0,5 m. Spraš je svetložltohnedá. Podľa výroby v minulosti a podľa odhadu je surovina vhodná na výrobu plných pálených tehál. Zo suroviny sa v minulosti vyrábali väčšinou len surové (nepálené) tehly na miestne účely. Len krátko sa údajne vyrábali v poľnej tehelni aj pálené tehly. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 1. 7. 1971 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 400 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 780
Mužla – hlina II, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza na západnom okraji obce Mužla, 550 m zjz. od miestneho kostola. Z cesty Komárno – Štúrovo je lokalita prístupná asfaltovou cestou s dĺžkou 500 m. Najbližšia železničná stanica v Mužle je vzdialená po ceste 3,2 km. Kvartérny pokryv reprezentujú eolické sedimenty, v jeho podloží sú obvykle štrkopieskové terasy. Hrúbka sprašového súvrstvia je v odkrytej časti hliniska 4 m. Uloženie sprašového súvrstvia je subhorizontálne. Skrývku s hrúbkou 0,2 m tvorí piesčitý humus. Vyskytuje sa tu svetložltohnedá, jemne piesčitá sprašová hlina. Škodlivinou je piesčitá frakcia. Na výrobu plných pálených tehál má surovina horšiu kvalitu. Vyhovovala by len po technologickej úprave (pridaním ílovitej frakcie). V minulosti sa používala miestne na výrobu surových tehál. Pre horšiu kvalitu suroviny zásoby neboli odhadnuté.

D: 6 782
Mužla – hlina I, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza na severnom okraji obce Mužla, 550 m s. od miestneho kostola. Na hlavnú cestu Nové Zámky – Štúrovo aj na železničnú stanicu v Mužle je lokalita sprístupnená cestou s dĺžkou asi 2 – 2,5 km. Hrúbka spraše je v odkrytej časti hliniska 4 m. Uloženie sprašového súvrstvia je subhorizontálne. Skrývku s hrúbkou 0,5 m tvorí humusová pôda. Svetložltohnedá, čiastočne jemne piesčitá sprašová hlina je takmer bez pozorovateľných vápnitých konkrécií (cicvárov). Lokálne možno pozorovať tenké vrstvičky jemných eolických pieskov s hrúbkou 1 – 2 cm. Škodlivinou je piesčitá frakcia. Surovina sa v minulosti používala na výrobu surových (nepálených) tehál na miestne účely. Po technologickej úprave je surovina vhodná aj na výrobu plných pálených tehál. V období tesne pred 2. svetovou vojnou bol pokus o výrobu pálených tehál. Zásoby neboli odhadnuté, lebo ložisko je malé a z hľadiska kvality málo perspektívne.

ID: 7 777

Búč – hlina I, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza na jz. okraji obce Búč, zhruba 1,8 km jz. od miestneho kostola, asi 450 m jz. od kóty 134,8 Starý vrch v blízkosti viníc. Z cesty Búč – Moča je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 200 m. Najbližšia nákladná železničná stanica v Gbelciach je vzdialená po ceste 9,3 km. Širšie okolie ložiska budujú vrchnopanónske pestré íly, miestami so štrkmi a pieskami, ktoré sú väčšinou prikryté kvartérnymi sprašami, viatymi pieskami, hlinami a náplavmi vodných tokov. Celková hrúbka polohy spraše nie je známa, odkrytá hrúbka v prirodzených odkryvoch je 6 – 8 m. Vrstva spraše je veľmi pravdepodobne uložená zhruba vodorovne na staršom podloží. Samotná spraš predstavuje previate produkty zvetrávania. Skrývku tvorí vrstva tmavosivej humusovitej pôdy hrubá 0,5 – 1,0 m. Spraš je svetložltohnedá, nevrstvovitá. Škodlivinou sú občasné vápnité konkrécie. Podľa odhadu je spraš vhodná na výrobu plných pálených tehál. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 10. 9. 1971 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 1 200 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 7 778

Búč – hlina III, tehliarske suroviny, stavebný piesok – piesky

Lokalita sa nachádza v obci Búč, 400 m v. od miestneho kostola. Z cesty Búč – Gbelce je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 400 m. Najbližšia nákladná železničná stanica v Gbelciach je vzdialená po ceste 6,6 km. Celková hrúbka spraše je 3 – 4 m, celková hrúbka vrstvy pieskov nie je známa (odkrytá je vrstva pieskov hrubá asi 2 – 3 m). Vrstva spraše je uložená zhruba vodorovne na podložných pieskoch. Skrývku tvorí vrstva tmavosivej humusovitej pôdy hrubá 0,2 – 1,2 m. Svetložltohnedá nevrstvovitá spraš je bez obsahu vápnitých konkrécií. Vedľajšou surovinou sú piesky (stavebný piesok) vystupujúce v podloží spraše. Väčšinou ich tvoria kremenné zrná a sú odolné proti zvetrávaniu. Podľa odhadu je spraš vhodná na výrobu plných pálených tehál. Piesok je podľa odhadu vhodný na použitie v stavebníctve do malty na murovanie a omietanie. Zo spraše sa v minulosti vyrábali surové (nepálené) tehly používané na miestne stavebné účely a aj piesok sa používal na miestne stavebné účely do malty na murovanie a omietky. Sústavná ťažba v priemyselnom rozsahu ani výroba pálených tehál neboli na ložisku nikdy rozvinuté. Vzhľadom na polohu lokality už v zastavanom území obce Búč zásoby neboli odhadnuté.

ID: 7 781

Veľké Ludince – hlina I, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza na západnom okraji obce Veľké Ludince, asi 650 m zjz. od kostola v obci. Z hlavnej cesty Svodín – Farná je lokalita prístupná miestnou cestou s asfaltovým povrchom s dĺžkou 1 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Bíni je vzdialená po ceste 15,5 km. Celková hrúbka spraše nie je známa, hrúbka nad úrovňou pracovnej plošiny hliniska je 3 – 5 m. Sprašová vrstva je uložená zhruba vodorovne na neogénnych podložných horninách. Skrývku tvorí tmavosivá humusovitá pôda s hrúbkou 0,4 m s plynulým prechodom do spraše. Svetložltohnedá nevrstvovitá spraš je bez obsahu vápnitých konkrécií. Podľa odhadu aj podľa výsledkov skúšok (TaZUS Nitra z roku 1970) je surovina vhodná na výrobu plných pálených tehál I. akostnej triedy. Zo spraše sa v tehelni v minulosti vyrábali plné pálené tehly používané na stavbách vo Veľkých Ludinciach a okolitých obciach. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 1. 8. 1971 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 800 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 7 835

Dubník, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza v obci Dubník pod cintorínom, asi 1 km sz. od kóty 257,2 Hrabina. Komunikačný prístup je asfaltovou miestnou cestou cez obec Dubník dlhou asi 700 m, ktorá sa v obci napája na hlavnú cestu Jasová – Strekov. Najbližšia nákladná železničná stanica v Strekove je vzdialená 9,5 km. Hrúbka ílovitej hliny odkrytej stenami ťažobne je maximálne 4 m, skutočná hrúbka nie je zistená. Štruktúrne pomery na ložisku sú veľmi jednoduché, pretože sa tu nachádza iba svetložltá ílovitá hlina s výskytom vápnitých konkrécií. Zvetrávanie možno pozorovať do hĺbky 0,6 – 1,0 m, výraznejšie trhliny sú často vyplnené svetlosivými vápnitými povlakmi. Skrývku tvorí humusovitá zemina v hrúbke iba 0,2 – 0,3 m. Žltkavosivé íly sú jemne piesčité, s preplástkami sivočiernych, drobno rozpadavých ílov, ktoré obsahujú veľa vápnitých konkrécií s veľkosťou

3 – 5 cm. Podľa vizuálneho posúdenia ide o hlinu priemernej kvality, vhodnú na výrobu plných tehál. Surovina sa v minulosti používala na výrobu surových tehál na miestne účely. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 31. 8. 1971 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 150 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 3 829

Nová Vieska, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza na SV od obce Nová Vieska, zhruba 1,8 km sv. od miestneho kostola, asi 1,4 km jz. od kóty 193,3 Kaní vrch severne od osady Arad. Komunikačný prístup je zo stredu obce Nová Vieska poľnou cestou dlhou 1,6 km. Najbližšia nákladná železničná stanica v Strekove je vzdialená 7 km. Hrúbka piesčitých ílov so šošovkami pieskov obnažených ťažobnou stenou je 9,5 m. V piesčitých íloch je možné pozorovať početné vrstvy jemnozrnných ílovitých pieskov sivozelenkavej farby. Zvetrávanie postihuje len najvyššiu časť piesčitých ílov (do 0,5 – 0,6 m). Skrývku tvorí vrstva humusovitej hliny hrubá 0,4 m. Piesčité íly obsahujú šošovky pieskov. Plná pálená tehla, ktorá sa vyrábala v minulosti v tehelni, bola dobrej kvality, a preto sa bežne používala na stavbu rodinných domov v bližšom okolí. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 31. 8. 1971 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 380 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 4 674

Kamenný Most – hlina I, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza na SZ od obce Kamenný Most, asi 2,2 km sz. od miestneho kostola na pravej strane cesty Kamenný Most – Gbelce (asi 400 m z. od odbočky z cesty Kamenný Most – Kamenín). Najbližšia nákladná železničná stanica v Kamennom Moste je vzdialená po ceste 3,1 km. Celková hrúbka spraše nie je známa, hrúbka nad úrovňou pracovnej plošiny hliniska je do 4 m. Poloha spraše je veľmi pravdepodobne mierne (do 3 – 5°) uklonená smerom na V až JV. Skrývku tvorí poloha tmavosivej humusovitej pôdy s hrúbkou 0,2 m. Svetložltohnedá nevrstvovitá spraš neobsahuje vápnité konkrécie. Surovina je podľa odhadu vhodná na výrobu plných pálených tehál. Vyťažená spraš bola v minulosti použitá na stavbu hrádze v priľahlom údolí. Tehliarske suroviny sa na ložisku doteraz neťažili. Geologický prieskum sa tu nerobil. Stav zásob k 1. 7. 1971 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 800 000 m^3 (odhad v teréne).

ID: 6 778

Malá nad Hronom – tehelňa, tehliarske suroviny

Lokalita sa nachádza na jv. okraji obce Malá nad Hronom, 850 m jv. od miestneho kostola. Z cesty Kamenín – Kamenica nad Hronom je lokalita prístupná poľnou cestou s dĺžkou 400 m. Najbližšia nákladná železničná stanica v Kamenici nad Hronom je vzdialená po ceste 7,3 km. Širšie okolie ložiska budujú bádenské piesčité a tufitické sliene, ktoré sú väčšinou prikryté kvartérnymi sprašami, hlinami a náplavmi vodných tokov. Hrúbka spraše je až 10 – 15 m. Vrstva spraše je uložená zhruba vodorovne, prípadne mierne uklonená smerom na Z alebo na JZ. Skrývku tvorí poloha tmavosivej humusovitej pôdy hrubá 0,2 – 0,4 m s plynulým prechodom do spraše. Svetložltohnedá spraš je bez vápnitých konkrécií, s jedným pochovaným pôdnym horizontom. Škodlivinou sú len občasné vápnité konkrécie. Surovina je vhodná na výrobu plných pálených tehál. Na uvedený účel sa aj v minulosti používala (v roku 1970 tehly používané na stavbách v okrese Nové Zámky). Geologický prieskum sa nerobil. Stav zásob k 1. 7. 1971 (tehliarske suroviny): prognózne zásoby 1 000 000 m^3 (odhad v teréne).

Tab. 10.1. Zoznam ložísk a výskytov so súradnicami v systéme S JTSK.

ID	Názov ložiska	Nerast	x JTSK	y JTSK
BILANCOVANÉ LOŽISKÁ				
VL				
2	Obid	hnedé uhlie	–462 183,750 1	–1 332 699,757
780	Marcelová	mineralizované I-Br vody	–489 799,284 6	–1 326 647,875
242	Semerovo	tehliarske suroviny	–482 447,778 3	–1 304 863,864
LNN				
4 377	Patince	štrkopiesky a piesky	–490 397,500 1	–1 334 331,236
4 378	Komárno – priestor A	štrkopiesky a piesky	–500 437,208 4	–1 329 365,201
4 226	Nové Zámky	štrkopiesky a piesky	–493 690,983 3	–1 309 283,179
4 762	Nové Zámky	štrkopiesky a piesky	–499 365,946 6	–1 305 600,693
4 101	Štúrovo-okolie	štrkopiesky a piesky	–462 005,823 1	–1 320 821,006
4 100	Rúbaň	štrkopiesky a piesky	–481 586,516 6	–1 314 134,918
4 317	Nesvady	štrkopiesky a piesky	–499358,0386	–1 312 695,957
4 462	Salka	štrkopiesky a piesky	–454113,5968	–1 313 829,687
4 368	Gbelce	tehliarske suroviny	–470761,4329	–1 321 773,232
4 124	Bohatá – Hurbanovo	tehliarske suroviny	–492 989,969 4	–1 318 307,812
Ložiská vyňaté z evidencie				
97	Komárno C	štrkopiesky	–501 504,907 8	–1 327 365,795
76	Dubník	tehliarske suroviny	–478 373,447 3	–1 311 889,776
86	Bátorove Kosihy	tehliarske suroviny	–480 606,687 5	–1 323 056,286
7 488	Šalov – Želiezovce	tehliarske suroviny	–453 876,443 7	–1 306 375,062
NEBILANCOVANÉ LOŽISKÁ				
7 942	Severovýchodné svahy želiezovskej priehlbiny	ropa, zemný plyn	–479 197,063 2	–1 305 833,014
6 763	Gbelce	uhlie	–471 994,741 8	–1 322 679,847
7 921	Pozba – Farná (vrty ŽV-1, -8, -11, -13)	lignit	–462 579,41	–1 295 220,52
6 899	Malá nad Hronom	ušľachtilé minerály	–460 137,351 5	–1 323 686,588
5 042	Bíňa	ušľachtilé minerály	–461 249,505 5	–1313400,648
112	Bruty – vrt GTV-1	jód z termálnej vody	–466 493,337 4	–1 315 858,006
4 518	Kolta	keramické íly, stavebný piesok – piesky	–476 597,315 9	–1 304 489,98
7 481	Kolta	keramické íly	–480 004,695 7	–1 304 022,269
138	Kamenica nad Hronom II	stavebný kameň – andezitový tuf	–453 815,169 5	–1 327 264,001
139	Kováčov I	stavebný kameň – andezitový tuf	–453 113,289 4	–1 327 469,832
140	Kováčov II	stavebný kameň – andezitový tuf	–452 528,564 8	–1 327 048,711
83	Gbelce	stavebný kameň – pieskovec	–474 527,430 5	–1 323 435,376
6 788	Chľaba II	stavebný kameň – andezitové pyroklastiká	–449 955,203 9	–1 326 932,667
6 783	Kamenica nad Hronom	stavebný kameň – andezitové pyroklastiká	–455 377,850 4	–1 326 819,659
6 774	Kamenica nad Hronom – tufit I	stavebný kameň – andezitový tuf	–456 412,985 1	–1 325 215,022

Tab. 10.1 – pokračovanie.

ID	Názov ložiska	Nerast	x JTSK	y JTSK
BILANCOVANÉ LOŽISKÁ				
6 775	Kamenica nad Hronom – tuf	stavebný kameň – andezitový tuf	–456 250,838 8	–1 326 029,503
6 776	Kamenica nad Hronom – tuf II	stavebný kameň – andezitový tuf	–454 914,883 7	–1 326 018,894
6 785	Kamenica nad Hronom I	stavebný kameň – andezitový tuf	–454 804,537 6	–1 327 098,304
6 786	Kováčov III	stavebný kameň – andezitový tuf	–452 029,142 4	–1 327 017,685
6 787	Chľaba I	stavebný kameň – andezitový tuf, andezit	–450 969,835 8	–1 326 739,344
6 772	Kamenný Most – pieskovec	stavebný kameň – pieskovec	–463 685,554 1	–1 324 231,939
62	Nové Zámky	štrkopiesky	–496 265,297 1	–1 306 064,472
63	Dvory nad Žitavou I	štrkopiesky	–491 017,572 2	–1 304 842,015
65	Dvory nad Žitavou II	štrkopiesky	–4921 31,356 4	–1 308 756,819
66	Dvory nad Žitavou	štrkopiesky	–491 474,675 1	–1 308 566,419
72	Bohatá	štrkopiesky	–495 622,237 5	–1 316 225,768
95	Komárno	štrkopiesky	–500 913,624 4	–1 329 161,189
99	Iža	štrkopiesky	–4945 12,885 1	–1 333 046,623
100	Mudroňovo	štrkopiesky	–486 247,816	–1 324 287,412
106	Kravany nad Dunajom – štrkopiesok II	štrkopiesky	–476 755,225 2	–1 332 006,694
110	Bruty	štrkopiesky	–466 752,282 6	–1 314 642,561
128	Malé Kosihy	štrkopiesky	–453 389,582 5	–1 316 600,316
130	Mužla	štrkopiesky	–469 861,450 2	–1 331 979,794
141	Kamenica nad Hronom	štrkopiesky	–453 623,389 6	–1 327 802,381
142	Chľaba	štrkopiesky	–451 821,902	–1 327 577,265
4 487	Dvory nad Žitavou	štrkopiesky	–490 501,590 5	–1 303 469,69
4 489	Dvory nad Žitavou I	štrkopiesky	–491 047,388 9	–1 304 521,885
115	Štrkopiesky v koryte Hrona, úsek 29,902 – 40,198 km	štrkopiesky	–460 556,042 1	–1 311 176,724
123	Štrkopiesky v koryte Hrona, úsek 9,864 – 20,007 km	štrkopiesky	–460 436,838 7	–1 323 801,982
124	Štrkopiesky v koryte Hrona, úsek 20,007 – 29,902 km	štrkopiesky	–462 050,125 3	–1 317 543,979
137	Štrkopiesky v koryte Hrona, úsek 0,440 – 9,864 km	štrkopiesky	–455 926,468 1	–1 327 589,467
6 751	Marcelová	štrkopiesky	–492 029,901 3	–1 326 850,405
6 756	Radvaň nad Dunajom – Žitava (štrkopiesok III)	štrkopiesky	–486 099,059 5	–1 333 637,831
6 757	Radvaň nad Dunajom – Žitava (štrkopiesok IV)	štrkopiesky	–485 861,736 9	–1 33 3635,224
6 761	Čajakovo – štrkopiesok	štrkopiesky	–459 539,703 1	–1 307 482,832
6 779	Mužla-Čenkov	štrkopiesky	–471 583,074 1	–1 332 416,527
6 784	Štúrovo – štrkopiesok	štrkopiesky	–457 925,404	–1 331 294,452
6 754	Radvaň nad Dunajom – Žitava (štrkopiesok I)	štrkopiesky	–487 161,742 3	–1 333 321,997

Tab. 10.1 – pokračovanie.

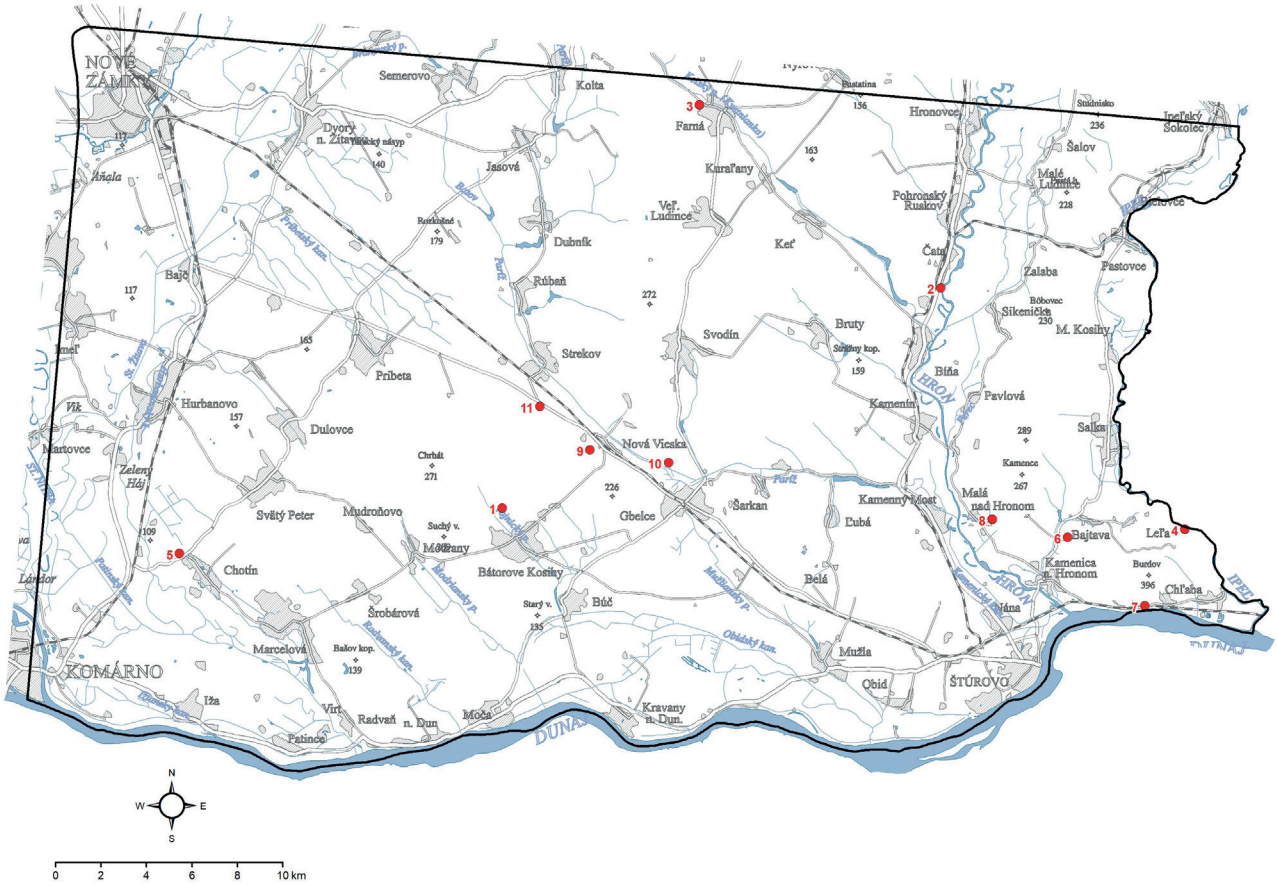
ID	Názov ložiska	Nerast	x JTSK	y JTSK
BILANCOVANÉ LOŽISKÁ				
6 755	Radvaň nad Dunajom – Žitava (štrkopiesok II)	štrkopiesky	–486 825,720 8	–1 333 456,935
6 758	Radvaň nad Dunajom	štrkopiesky	–485 797,548	–1 333 407,722
7 491	Štrkopiesky v koryte Hrona, úsek 40,198 – 49,855 km	štrkopiesky	–459 318,112 2	–1 306 005,5
7 779	Kravany nad Dunajom – štrkopiesok I	štrkopiesky	–478 437,478 1	–1 330 919,871
7 885	Štrkopiesky v koryte Váhu, úsek Kamenična – Komárno	štrkopiesky	–500 557,201 8	–1 331 669,394
7 887	Komárno	štrkopiesky	–497 915,85	–1 332 849,763
7 884	Strekov	štrkopiesky – štrky	–479 215,379 1	–1 318 278,66
85	Nová Vieska	stavebný piesok – piesky	–476 848,376 3	–1 320 692,785
93	Chotín	stavebný piesok – piesky	–494 927,019	–1 325 259,026
96	Chotín	stavebný piesok – piesky	–493 048,405 7	–1 326 996,95
101	Šrobárová	stavebný piesok – piesky	–486 967,964 1	–1 325 857,635
94	Chotín	stavebný piesok – piesky	–493 827,268 3	–1 326 748,718
4 519	Kolta-Kopanica	stavebný piesok – piesky	–476 044,864 2	–1 304 476,292
7 886	Chotín	stavebný piesok – piesky	–494 103,716 5	–1 326 426,603
6 740	Pribeta	stavebný piesok – piesky	–487 313,449 5	–1 310 998,107
6 741	Veľké Ludince	stavebný piesok – piesky	–473 880,570 4	–1 310 815,904
6 742	Modrany	stavebný piesok – piesky	–484 897,167 7	–1 323 131,312
6 743	Dulovce	stavebný piesok – piesky	–491 569,613 7	–1 321 087,852
6 744	Dulovce	stavebný piesok – piesky	–488 943,933 3	–1 318 750,222
6 745	Pribeta	stavebný piesok – piesky	–488 335,427 5	–1 317 979,421
6 750	Marcelová – piesok I	stavebný piesok – piesky	–491 063,265 8	–1 326 679,917
6 752	Marcelová – piesok III	stavebný piesok – piesky	–488 547,560 1	–1 330 149,355
6 769	Ľubá – piesok II	stavebný piesok – piesky	–466 581,430 1	–1 323 810,406
6 777	Kamenný Most – piesok	stavebný piesok – piesky	–462 811,464 1	–1 322 795,202
6 746	Strekov	stavebný piesok – piesky	–478 198,054 2	–1 319 120,786
6 753	Moča	stavebný piesok – piesky	–480 256,017 1	–1 330 917,536
6 767	Ľubá – piesok I	stavebný piesok – piesky	–466 234,777 6	–1 322 979,609
6 773	Malá nad Hronom – piesok	stavebný piesok – piesky	–459 158,608 5	–1 324 981,496
6 781	Mužla – piesok	stavebný piesok – piesky	–465 883,929 6	–1 329 385,008
7 780	Kravany nad Dunajom – piesok I	stavebný piesok – piesky	–478 013,236	–1 331 302,541
7 882	Rúbaň	stavebný piesok – piesky	–480 211,543 9	–1 313 122,028
7 883	Nová Vieska	stavebný piesok – piesky	–475 170,316 7	–1 317 656,38
73	Hurbanovo – Svätý Peter	tehliarske suroviny	–494 074,286 9	–1 320 141,515
78	Pribeta	tehliarske suroviny	–485 470,350 2	–1 315 606,946
84	Nová Vieska	tehliarske suroviny	–476 653,264 4	–1 320 218,534

Tab. 10.1 – pokračovanie.

ID	Názov ložiska	Nerast	x JTSK	y JTSK
BILANCOVANÉ LOŽISKÁ				
92	Komárno II	tehliarske suroviny	–499 510,203 6	–1 329 784,115
102	Šrobárová	tehliarske suroviny	–486 514,313 2	–1 325 826,223
103	Moča	tehliarske suroviny	–481 323,854 7	–1 331 580,969
104	Bátorove Kosihy	tehliarske suroviny	–479 834,753 4	–1 325 473,774
105	Búč – hlina II	tehliarske suroviny	–478 185,272 3	–1 327 666,118
108	Kuraľany – hlina I	tehliarske suroviny	–468 589,119 1	–1 308 397,848
109	Veľké Ludince – hlina II	tehliarske suroviny	–470 760,796 7	–1 310 741,377
111	Bruty	tehliarske suroviny	–466 978,215 3	–1 315 960,407
113	Pastovce	tehliarske suroviny	–454 372,549 1	–1 311 029,783
114	Pastovce II	tehliarske suroviny	–455 364,065 2	–1 311 081,909
119	Kamenný Most – hlina II	tehliarske suroviny	–464 197,953 3	–1 321 977,279
120	Svodín	tehliarske suroviny	–472 105,142 8	–1 316 835,096
122	Salka	tehliarske suroviny	–456 063,338	–1 318 870,432
133	Štúrovo I	tehliarske suroviny	–459 460,775 5	–1 329 491,499
136	Štúrovo II	tehliarske suroviny	–459 446,944 4	–1 329 204,741
3 872	Pastovce I	tehliarske suroviny	–454 288,009 9	–1 311 320,912
4 485	Nové Zámky	tehliarske suroviny	–496 417,012 2	–1 302 326,914
4 486	Nové Zámky	tehliarske suroviny	–495 581,901 5	–1 302 963,154
4 517	Kolta	tehliarske suroviny	–478 618,461 8	–1 304 053,231
4 621	Ipeľský Sokolec	tehliarske suroviny	–450 218,499	–1 307 731,015
6 749	Iža	tehliarske suroviny	–494 460,771 3	–1 331 277,352
6 759	Kuraľany – hlina II	tehliarske suroviny	–468 439,691 8	–1 308 926,757
6 760	Malé Kosihy	tehliarske suroviny	–454 741,319 6	–1 314 754,345
6 762	Čajakovo – hlina	tehliarske suroviny	–460 511,351 8	–1307884,934
6 764	Bruty – hlina II	tehliarske suroviny	–465 232,632 6	–1 316 216,919
6 765	Gbelce – Paríž	tehliarske suroviny	–471 979,604	–1 320 943,059
6 766	Ľubá – hlina I	tehliarske suroviny	–466 115,361 4	–1 321 654,109
6 768	Ľubá – hlina II	tehliarske suroviny	–465 372,383 9	–1 323 266,222
6 770	Belá – hlina I	tehliarske suroviny	–466 373,434 1	–1 324 926,597
6 771	Belá – hlina II	tehliarske suroviny	–465 881,834 7	–1 325 274,256
6 780	Mužla – hlina II	tehliarske suroviny	–466 999,467 5	–1 329 898,159
6 782	Mužla – hlina I	tehliarske suroviny	–466 475,026 2	–1 329 220,584
7 777	Búč – hlina I	tehliarske suroviny	–479 357,954 2	–1 328 200,115
7 781	Veľké Ludince – hlina I	tehliarske suroviny	–472 293,079 5	–1 310 504,572
7 835	Dubník	tehliarske suroviny	–478 176,625	–1 310 514,466
3 829	Nová Vieska	tehliarske suroviny	–475 053,878	–1 318 809,583
4 674	Kamenný Most – hlina I	tehliarske suroviny	–463 511,868 4	–1 322 084,645
6 778	Malá nad Hronom – tehelňa	tehliarske suroviny	–459 188,585 7	–1 323 771,453
7 778	Búč – hlina III	tehliarske suroviny, stavebný piesok – piesky	–477 453,1	–1 327 120,587

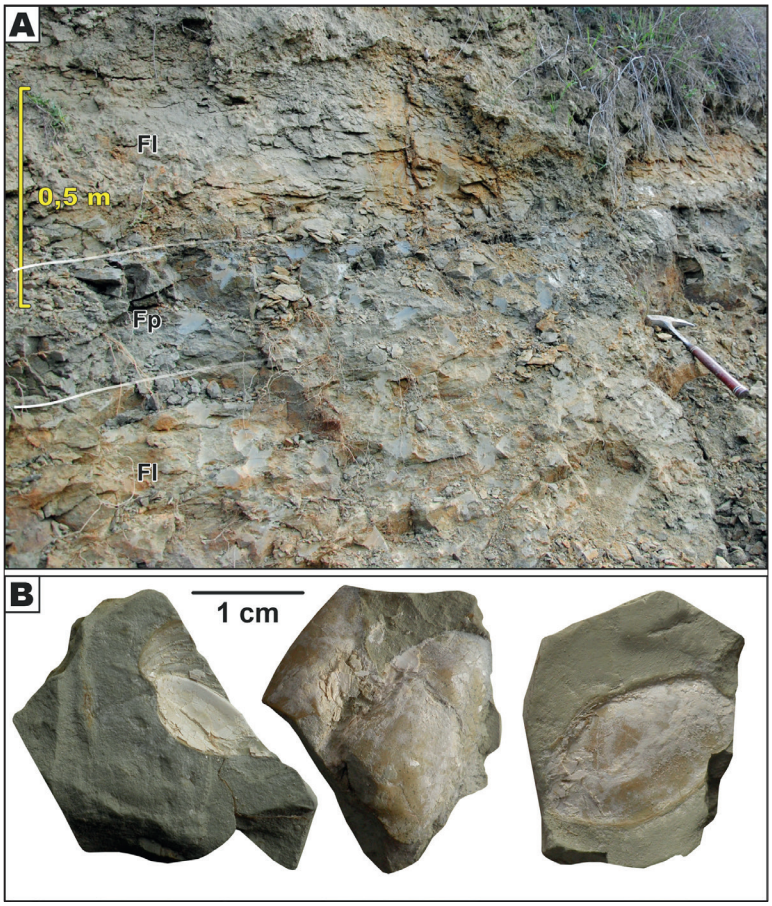
11. VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY

Na území regiónu Podunajská nížina-juhovýchodná časť bolo vybraných niekoľko geologicky významných lokalít, ktoré sme opísali v tejto kapitole (obr. 11.1). Z našich výskumov a doteraz publikovaných prác o uvedených lokalitách sme získali veľa geologických informácií, ktoré významne prispeli k poznaniu geologickej stavby a vývoja študovanej oblasti. Tieto lokality reprezentujú odkryvy cenné z vedeckého aj študijného hľadiska. Okrem niekoľkých lokalít (Bíňa-sprašový profil, Chotínske piesky a Parížske močiare) nie sú zákonom chránené. Lokality boli vybrané tak, aby reprezentovali celý stratigrafický diapazón sedimentov a hornín, ktoré sú na študovanom území odkryté. Táto kapitola je určená nielen geológom a paleontológom, ale aj širšej geologickej verejnosti a záujemcom o neživú prírodu. Môže poslúžiť ako zdroj informácií pre geologické exkurzie.



Obr. 11.1. Významné geologické lokality na území regiónu Podunajská nížina-juhovýchodná časť.

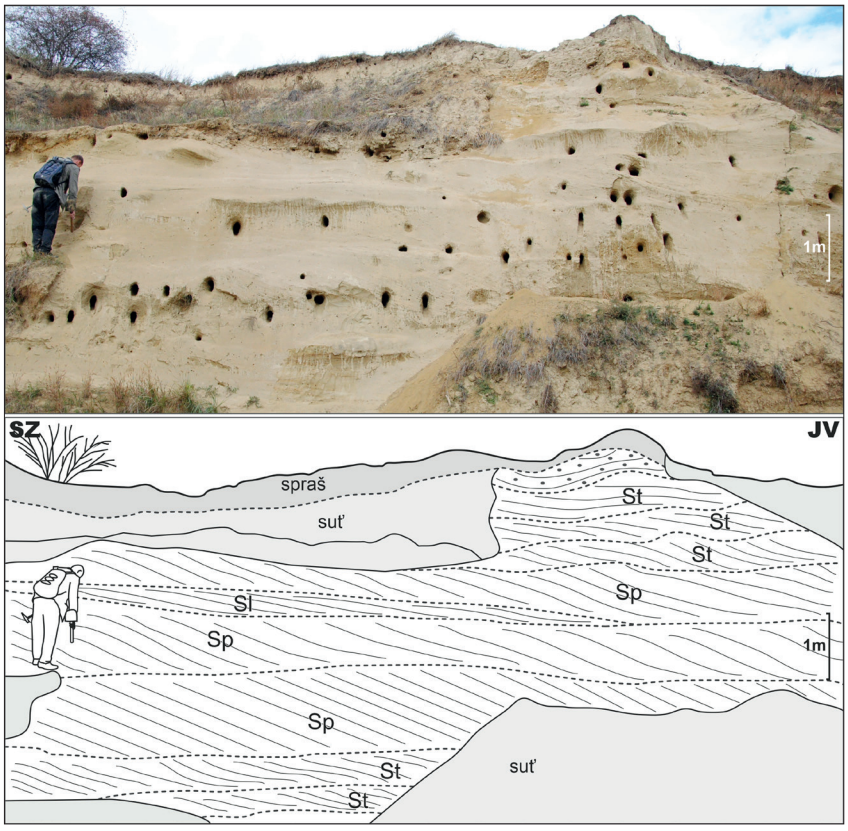
1 – Bátorove Kosihy, 2 – Bíňa – sprašový profil, 3 – Farná, 4 – Chľaba, 5 – Chotínske piesky, 6 – Kamenica nad Hronom-lokalita Višňové, 7 – Kováčov, 8 – Malá nad Hronom, 9 – Nová Vieska, 10 – Parížske močiare, 11 – Strekov.



Obr. 11.2. Fácie riečnej nivy *volkovského súvrstvia* pozorované v opustenej tehelni severne od obce Bátorove Kosihy: A – horizonty striedajúcich sa pestrých laminovaných kalovcov dobre odvodňovanej nivy (Fl) a sivých laminovaných kalovcov slabo odvodňovanej nivy (Fp), B – jedince rodu *Unio* sp. vyskytujúce sa vo fáciách slabo odvodňovanej nivy (prevzaté z: Šujan et al., 2020).

1. Bátorove Kosihy

Na lokalite Bátorove Kosihy asi 1,5 km na sever od stredu obce je opustená tehelňa (47,842 0; 18,402 3; 130 – 139 m n. m.), v ktorej sa dnes nachádza rybník. Severne od spomínanej tehelne (asi 400 m) sa nachádza stará pieskovňa (47,846 4; 18,400 8; 138 až 151 m n. m.). Obe lokality odkrývajú sedimenty *volkovského súvrstvia*, ktoré boli v tehelni datované autigénnym pomerom $^{10}Be/^{9}Be$ na 8,13 ± 0,49 mil. rokov (Šujan et al., 2016). V opustenej tehelni možno na brehoch rybníka pozorovať odkryvy nivných fácií, tvorených prevažne laminovanými ílmi a siltmi (obr. 11.2A). Pestré ílovité vrstvy béžových farieb s hrdzavými škvrnami a vápnitými konkréciami boli uložené v podmienkach dobre odvodňovanej nivy s prispením oxidačných procesov a pedogenézy nad hladinou podzemnej vody. Na rozdiel od nich boli ílové vrstvy sivých, modrých a zelených farieb bez spomínaných charakteristík uložené v slabo odvodňovanej nive s vysokou hladinou podzemnej vody a prevažne redukčným charakterom prostredia (Aslan a Autin, 1999; Šujan et al., 2020; Šujan, 2021). Vo vrstvách slabo odvodňovanej nivy sa našli aj fosílne schránky sladkovodných mäkkýšov (obr. 11.2B). Opísané fácie tvoria v oblasti juhovýchodu Podunajskej nížiny 50 – 90 % objemu sukcesie *volkovského súvrstvia* (Šujan et al., 2020) a na povrchu Podunajskej nížiny vystupujú výnimočne, preto je opísaný výskyt dôležitý.



Obr. 11.3. Fácie riečneho koryta *volkovského súvrstvia* odkryté v pieskovni severne od obce Bátorove Kosihy. Jemnozrnné až strednozrnné piesky sú uložené v planárne a korytovo šikmých zvrstveniach (Sp, St) predstavujúcich subakvatické duny a mierne uklonené zvrstvené piesky (Sl), uložené pravdepodobne superkritickým prúdením pri zvýšených prietokoch rieky (prevzaté z: Šujan et al., 2020).

Neďaleká pieskovňa odkrýva piesčité vrstvy uložené trakčným transportom v riečnom koryte (obr. 11.3). Vrstvy sú tvorené hlavne planárnymi a korytovými šikmými zvrstveniami, uloženými migráciou subakvatických dún na dne koryta a na povrchu barov (Levey, 1977; Leclair a Bridge, 2001; Reesink a Bridge, 2011). Hrúbka jednotlivých šikmých zvrstvení dosahujúca 0,35 – 0,80 m poukazuje na hĺbku riečneho koryta približne 5,5 m, čo sa zhoduje s hĺbkou nezregulovaného koryta dnešného Dunaja (Allen, 1968; Uhrin a Sztanó, 2007). Výška steny odkryvu neumožňuje pozorovať bázu koryta ani jeho kontakt s okolitými nivnými fáciami. Je možné sledovať ho len pomocou korelácie s vrtmi plytkého štruktúrneho prieskumu, ktoré sú v okolí početne zastúpené (Šujan et al., 2020). Odkryv sa pokladá za príklad sedimentov uložených korytom paleo-Dunaja ústiaceho do Panónskeho jazera, ktorého pobrežná čiara sa v čase uloženia nachádzala asi 200 km ďalej na juhovýchod uprostred Panónskej panvy (Magyar et al., 2013).

2. Bíňa – sprašový profil

Lokalita Bíňa – sprašový profil (47,943 1; 18,648 9) sa nachádza na Hronskej pahorkatine južne od obce Čata. Ide o prírodnú pamiatku v 4. stupni ochrany, ktorá sa rozprestiera na ploche 0,36 ha. Chránená je od roku 1984.



Obr. 11.4. Bíňa – zárez rieky Hron v sprašových sedimentoch vrchného pleistocénu s fosílnymi pôdami (foto K. Fordinál).

V nárazovom brehu na pravej časti Hrona južne od obce Čata je odkrytá sekvencia spraší, fluviálno-lakustrických sedimentov a pôd pleistocénneho veku v maximálnej hrúbke 12 m a dĺžke viac ako 500 m (obr. 11.4). V eolických sedimentoch pleistocénneho veku sú zaznamenané zmeny klímy a pedogenéza v období MIS 4 až MIS 2 (71 ka – 14 ka BP). Pochované pôdy datované do obdobia skorého MIS 3 až prelomu MIS 3/MIS 2 reflektujú klimatické zmeny tak v čase svojho vzniku, ako aj neskoršie. V spodnom úseku odkryvu boli identifikované spraše, eolicky a koluviálne deponované do vtedajšieho plytkého koryta Hrona v ranom pleniglaciáli (MIS 4). Na tieto sedimenty nasadá vrstva kryogénne postihnutej močiarnej spraše, ktorá je podkladom na sekvenciu pôdnych horizontov datovaných do stredného pleniglaciálu (MIS 3, asi 60 – 50 ka BP). S najväčšou pravdepodobnosťou ide o čiernicu raného MIS 3, resp. jej humický horizont. Pôda je prekrytá nepríliš hrubou vrstvou svahovín, pričom prechod medzi čiernicou a koluviálnymi sedimentmi je silne kryoturbovaný. Svedčí to o prechodnom zhoršení klimatických podmienok sprevádzaných eróziou. Na svahoviny nasadá dvojica kambizemí vzniknutých v teplejších a humídnejších podmienkach. Pôdy sú vzájomne oddelené koluviálnymi sedimentmi, pričom korelujú s interštadiálmi oerel (ca 58 – 54 ka) a glinde (ca 51 – 48 ka BP). Počas stredného a neskorého MIS 3 boli tieto pôdy prekryté sprašou a hlinopieskami v hrúbke 0,3 – 0,5 m. Chladné obdobie nasleduje po skorom strednom pleniglaciáli. Nasledujúce obdobie bolo teplejšie a humídnejšie a vyvinula sa ďalšia kambizem (ca 36 ka BP). Z nej sa zachoval ilimerizovaný, čiastočne redeponovaný horizont, ktorý pravdepodobne zodpovedá interštadiálu denekamp, ktorého pôdy sa označujú ako PK I (Stillfried B). Počas pleniglaciálu (MIS 2) sa ukladala spraš, ktorá je vo vrchnej časti pedogénne postihnutá. Dokladá to zachovaný, slabo vyvinutý iniciálny pôdny horizont. Mladšia spraš bola pravdepodobne erodovaná, prechod k holocénnej pôde je ostrý (Hošek, 2017; Vejrostová, 2019).

Skúmaná lokalita reprezentuje ucelený pedosedimentárny záznam stredného pleniglaciálu (MIS 3) v juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny. Ako možno jedna z mála európskych kontinentálnych lokalít ukazuje prejavy interštadiálov oerel a glinde v pedologickom zázname. Zároveň poukazuje na pedostratigrafickú regionálnosť, pretože sa významne líši od sérií na českom území a zároveň sa tu identifikované pôdy vrchného pleniglaciálu výrazne odlišujú aj od sérií v centrálnej časti Panónskej panvy (Hošek, 2017; Vejrostová, 2019).



Obr. 11.5. Farná – spraše s fosílnymi pôdami, staré hlinisko (foto K. Fordinál).

3. Farná

Na lokalite Farná pri severozápadnom okraji obce na Hronskej pahorkatine sa nachádza bývalá tehelňa (48,007 5; 18,498 3). Tvorí ju sprašový komplex hrubý asi 15 m (obr. 11.5). V sprašovom profile lokality sa vyskytuje 7 pleistocénnych sedimentárno-pedologických cyklov, ktoré korešpondujú s klimaticko-sedimentárnymi zmenami pleistocénu. Paleopôdy boli vyvinuté v rámci interglaciálnych a interštadiálnych cyklov pleistocénu a nachádza sa tu aj vrstva povodňových ílovito-hlinitých zemín. Tento profil tvorí podstatnú časť pleistocénu a predstavuje významný klimaticko-sedimentárny záznam na území Slovenska (strednej Európy).

Najstaršie spraše vystupujú na báze. Ojedinele obsahujú schránky mäkkýšov. V nadloží týchto spraší vystupuje dobre zachovaná fosílna pôda. Je považovaná za interglaciálnu a je zaradená do obdobia posledného interglaciálu ém. V inej časti tehelne na podložných íloch vystupuje vyvinutá fosílna pôda interglaciálneho charakteru, ktorá pravdepodobne patrí do obdobia holstein. V nadloží émskej interglaciálnej pôdy leží komplex spraší viselského glaciálu, ktoré sú od seba oddelené slabo vyvinutou fosílnou pôdou interštadiálu W2/3 (PK-1) (Kukla, 1975; Fink a Kukla, 1977).

Sprašové komplexy predstavujú súvislé pokryvy spraší (t. j. prachu vyviateho z predpolia kontinentálneho ľadovca) oddelené polohami fosílnych pôd. Predstavujú záznam glaciálnych a interglaciálnych podmienok a tie vo Farnej patria medzi najväčšie sprašové odkryvy na území Slovenskej republiky. Spraše reprezentujú plne glaciálne podmienky a fosílne pôdy sú indikátorom interglaciálov, prípadne interštadiálov (Kukla, 1975; Fink a Kukla, 1977).

Najnovšie geologicko-paleontologicko-klimatické výskumy sprašového komplexu vo Farnej poskytujú nové informácie (Šefčík et al., 2019).

Sprašový komplex (odkrytá nadzemná časť) na lokalite Farná pozostáva z troch fosílnych pôd, oddelených od seba 4 obdobiami ukladania spraší. Paleopôdy boli vyvinuté v rámci interglaciálnych a interštadiálnych cyklov pleistocénu. Spodná fosílna pôda sa tvorila pravdepodobne v období émskeho interglaciálu. Počiatky usádzania spraše nad spodnou fosílnou pôdou boli datované do obdobia po 114 600 (± 7 700) (GdTL-3213) rokoch BP. Pravdepodobne ide o grónsky štadiál GS-26 alebo GS-25. Spodná fosílna pôda sa tvorila pravdepodobne v období émskeho interglaciálu. Podmienky na ukladanie spraší pokračovali aj v období včasného glaciálu pred 82 900 (± 5 500) (GdTL-3212) rokmi BP. Vo vrchnej časti profilu sa nachádzajú dve fosílne pôdy. Podmienky na ich tvorbu panovali na lokalite počas niektorého z interštadiálov v období pred 56 000 (± 5 700) (GdTL-3215) až 59 000 (± 5 200) (GdTL-3211) rokmi BP. Sedimentácia najmladšej spraše sa skončila pred 8 500 (± 610) (GdTL-3423) rokmi PB (Moravcová et al., 2022; Šefčík et al., 2019).

Výsledky izotopového a malakologického výskumu schránok ulitníkov a noduliek potvrdzujú striedanie paleoenvironmentálnych podmienok, ktoré boli zapríčinené meniacimi sa klimatickými podmienkami v priebehu viselského glaciálu.

Skúmaný sprašový komplex vo Farnej pochádza z obdobia émskeho interglaciálu (MIS 5), viselského glaciálu (MIS 4, MIS 3 až MIS 2) až holocénu (MIS 1) a predstavuje tak významný unikátny klimaticko-sedimentárny záznam na území Slovenska, ale aj strednej Európy.

4. Chľaba

V blízkosti obce Chľaba neďaleko brehu rieky Ipeľ sa nachádza malý opustený lom (47,855 5; 18,803 6). V ňom bol odkrytý vulkanický dóm amfibolického andezitu s biotitom a pyroxénom (obr. 11.6). Vulkanický



Obr. 11.6. Chľaba – starý lom – odkryv vo vulkanickom dóme tvorenom amfibolickým andezitom (foto L. Šimon).

dóm má izometrický tvar s rozmermi asi do 200 m. Tvorí ho masívny andezit s cibuľovitou, blokovitou alebo až hrubobloko-vitou odlučnosťou. Možno tu pozorovať aj nevýrazné fluidálne textúry a na okraji majú až typický vertikálny či vejárovitý priebeh. Pri okraji vulkanického dómu sa vyvinuli zóny brekciácie, ktoré sa prejavujú vo forme extruzívnej brekcie. Vulkanický dóm je tvorený svetlosivým až zelenkavým porfýrickým andezitom s výrastlicami plagioklasu, biotitu, hyperstenu, augitu a amfibolu. Andezit reprezentuje amfibolický andezit s biotitom a má porfýrickú štruktúru s mikrokryštalickou základnou hmotou (Šimon et al., 2021).

5. Chotínske piesky

Prírodná rezervácia Chotínske piesky sa nachádza na SZ obce Chotín za cestou č. 589 (47,813 1; 18,215 3). Chotín sa nachádza na juhu západného Slovenska, v najspodnejšom úseku toku rieky Žitavy, na ľavobreží Patinského kanála, vo vzdialenosti zhruba 9 km severovýchodne od Komárna. Eolické piesky tvoria rozľahlý systému dún, ktoré sa približne v severo-južnom smere vinú pozdĺž rieky Žitavy na jej západnej strane od Hurbanova po Marcelovú. Na rozlohe asi 7 ha sú pieskové duny naviatych vápnitých pieskov dosahujúce výšku 2 až 3 m. V nich sa zistila fosílna pôda, ktorej vek je 12 100 ± 600 rokov (Vaškovská, 1989). Oblasť sa vyznačuje mierne zvlneným reliéfom s pieskovými dunami a na ne viazanými vzácnymi druhmi rastlín a živočíchov. Lokalita je jedinečná nielen u nás, ale aj v rámci celej Európy. Od roku 2004 je súčasťou európskej sústavy chránených území Natura 2000 pod názvom Územie európskeho významu Chotínske piesky. Lokalita zahŕňa Prírodnú rezerváciu Chotínske piesky, ktorá je chránená od roku 1953. Toto územie je súčasne archeologickou lokalitou. Celý tento systém dún bol pomerne intenzívne osídlený vo viacerých dejinných epochách (Točík, 1977). Prvé archeologické nálezy sa tu našli už koncom 19. storočia, hlavne pri ťažbe piesku. Nepretržité osídlenie od bronzovej doby po stredovek, rozsiahle sídliská a pohrebiská poukazujú na to, že v Chotíne muselo existovať silné stredisko ovládajúce dunajsko-vážsko-žitavské brody pri Komárne. Výskumy ukázali, že osídlenie sa viaže na duny vyvýšené nad inundáciu rieky Žitavy a jej ramien (Čurný a Romsauer, 2009; Dušek, 1954a, b, 1955, 1956a, b, c, 1957, 1966; Eisner, 1933; Paulík, 1958; Romsauer, 1980).

6. Kamenica nad Hronom – lokalita Višňové



Obr. 11.7. Kamenica nad Hronom-lom – vulkanoklastiká s dierami po petrifikovaných stromoch (foto L. Šimon).

Významná geologická lokalita Višňové v pohorí vulkanitov Burda je lokalizovaná v opustenom starom lome (47,848 6; 18,735 2) vo vzdialenosti 1 800 m severne od obce Kamenica nad Hronom a 615 m severozápadne z malého parkoviska pri štátnej ceste Kamenica nad Hronom – Bajtava. Brekcie vulkanoklastík sú nevytriedené a mierne spevnené. Tvoria ich fragmenty andezitov svetlosivej a svetlohnedej farby s celistvou alebo pórovitou textúrou angulárneho alebo a subangulárneho tvaru. Veľkosť fragmentov andezitov je do 60 cm a ojedinele sú prítomné aj andezity s veľkosťou do 120 cm. Matrix je tufovo-piesčitý, s drobnými úlomkami svetlosivých andezitov a svetlej pemzy a prítomné sú diery po petrifikovaných stromoch (obr. 11.7).

7. Kováčov

Lokalita Kováčov (47,826 7; 18,824 2) sa nachádza na západnom okraji dediny Kováčov pri Štúrove. Predstavuje významný korelačný hypostratotyp regionálneho stratigrafického stupňa eger pre centrálnu Paratetýdu a faciostratotyp litorálnych slienito-piesčitých sedimentov egerského veku (Báldi a Seneš, 1975; Steininger a Nevesskaja, 1975). Zároveň predstavuje litostratotyp *kováčovských vrstiev* (Seneš, 1958b), definovaných ako terminálny člen s mediteránom korelovaného chatsko-akvitánskeho sedimentačného cyklu vo východnej časti Podunajskej nížiny.

Lokalita Kováčov je jedným z najbohatších nálezísk fauny mäkkýšov, známym už od 19. storočia (Fuchs, 1894; Schafarzik a Szontagh, 1896; Horusitzky, 1903). Neobyčajne bohatá makrofauna egerského veku na lokalite Kováčov (Seneš, 1958b) je na Slovensku jedinečná a odráža paleogeografické a paleooceánografické pomery v oblasti zanikajúcej Budínskej panvy krátko pred vznikom nového panvového systému centrálnej Paratetýdy. Ide o piesčité sedimenty delty progredujúcej do zanikajúcej Budínskej panvy. Vyskytuje sa tu prevažne piesok a rozpadavý pieskovec s medzivrstvami vápnitého ílu a vrstvy štrku, resp. rozpadavého zlepenca. Vo vápnitých íloch sa zistilo spoločenstvo drobných foraminifer s rekryštalizovanými schránkami. Identifikované boli druhy: *Bolivina budensis* (Hant.), *B. crenulata* Cushman, *Globigerina officinalis* Subb., *Globigerinoides primordius* Blow et Banner, *Paragloborotalia opima* (Bolli), *P. pseudocontinuosa* (Jenkins), *Subbotina* sp. a *Cibicidoides* sp. Uvedené spoločenstvo foraminifer poukazuje na egerský vek sedimentov (Zlinská, 2021) a vápnitý nanoplanktón na oligocénny vek (zóny NP-22 až spodná časť NP25) (Žecová, 2021; Holcová, ústna informácia). Datovanie schránky lastúrnika *Glycimeris* ex. gr. *obovatus* (Lam.) na základe pomerov izotopov $^{87}Sr/^{86}Sr$ poukázalo na vek 23,11 mil. r. (Fordinál et al., 2014). Nadložie *kováčovsk*ých *vrstiev* tvoria na lokalite Kováčov vulkanoklastiká Burdy bádenského veku.

8. Malá nad Hronom

Lokalitu Malá and Hronom reprezentuje sprašový odkryv v bývalej tehelni. Nachádza sa na ľavom brehu rieky Hron v blízkosti obce Malá nad Hronom. Sprašový komplex tvoria striedajúce sa spraše, piesčité spraše a paleopôdy (obr. 11.8). Odkrytá časť profilu dosahuje výšku 10 m. Sprašový komplex reprezentuje typ sprašových plošín, kde dochádzalo k sedimentácii spraší počas chladných glaciálnych období a k pedogenetickým procesom v obdobiach interglaciálov, keď dominovali humídnejšie a mierne až teplé klimatické podmienky. Najstaršie spraše sedimentovali pred 169 000 rokmi. Najmladšie datovanie spraší pochádza z obdobia pred 24 200 rokmi. Profil zachytáva obdobie sedimentácie spraší a tvorby paleopôd od hranice stredný/vrchný pleistocén až vrchný pleistocén. Najlepšie vyvinutá paleopôda sa formovala v období émskeho interglaciálu (MIS 5) (Bradák et al., 2021).



Obr. 11.8. Malá nad Hronom, zárez v sprašových sedimentoch s interglaciálnou pôdou émskeho veku, staré hlinisko (foto K. Fordinál).

Vývoj paleoprostredia sprašového komplexu v Malej nad Hronom môžeme charakterizovať takto (Bradák et al., 2021):

MIS 6 – (sálsky glaciál): v tomto období prevládala eolická sedimentácia. Krížové zvrstvenie pieskov indikuje erózne/veternoerózne eventy. Toto obdobie bolo charakteristické nízkymi zrážkami, slabými zvetrávacími procesmi a náhlymi klimatickými zmenami – ochladenie s intenzívnou veternou eróziou.

MIS 5 – (émsky interglaciál): dochádzalo k intenzívnej pedogenéze a k svahovým pohybom. Zvyšovala sa zrážková činnosť, klíma bola teplá a humídna. Topografické rozdiely však podporovali aj eolickú činnosť.

MIS 5/MIS 4 – (viselský glaciál: včasný glaciál/spodný pleniglaciál): v tomto období sa zvýšila eolická sedimentácia a povrchová erózia podmienená topografickými rozdielnosťami. Klíma bola čoraz suchšia, na čo reagovali aj lesné spoločenstvá – zmenšovanie lesnej pokrývky.

MIS 4 – (viselský glaciál: spodný pleniglaciál): krátke obdobie charakterizované prachovou akumuláciou, eróziou a veternou defláciou. Klíma bola chladná a suchá, prerušovaná obdobiami silných dažďov spôsobujúcich vodnú eróziu a veternými smršťami vyvolávajúcimi veternú eróziou.

MIS 3 – (viselský glaciál: stredný pleniglaciál): prebiehala slabá pedogenéza a veterná akumulácia. Tvorili sa paleopôdy podobné regosoliam. Panovalo obdobie miernych teplôt a miernej vlhkosti, sprevádzané slabým zvetrávaním.

MIS 2 – (viselský glaciál: vrchný pleniglaciál): dochádzalo k akumuláciám prachu v nižšie položených oblastiach a veternej erózii/deflácii vo vyššie položených oblastiach.

Holocén/antropocén: intenzívna povrchová erózia vo vyššie položených oblastiach a miešanie vrchných vrstiev sedimentu sú sprevádzané zvyšujúcou sa ľudskou aktivitou.

9. Nová Vieska

Obec Nová Vieska leží v juhozápadnej časti Hronskej pahorkatiny, približne v polovici cesty medzi Novými Zámkami a Štúrovom. Lokalitu s nálezmi fosílnej fauny veľkých stavovcov tvorí pieskovňa (47,867 8; 18,450 8) s rozmermi približne 170 x 100 m, ktorá leží zhruba 800 m jz. od železničnej stanice v obci a 400 m jv. od miestneho poľnohospodárskeho družstva (obr. 11.9).



Obr. 11.9. Nová Vieska, stará pieskovňa (foto K. Fordinál).

Podľa veku sa táto lokalita spolu so susednou lokalitou Strekov konvenčne označuje ako „báza kvartéru“ na Slovensku. Obe spomínané obce ležia v údolí, ktorým v súčasnosti preteká potok Paríž, pričom vzdušná vzdialenosť týchto lokalít je asi 2,7 km a stratigrafický sled sedimentov v nich sa považuje za totožný.

Sedimenty na lokalite Nová Vieska, vekovo zaraďované do spodného pleistocénu, sú hrubé do 6 m a ostro nasadajú na jemno- až strednozrnné laminované fluviálne piesky *kolárovského súvrstvia* plio-cénneho veku. Datovanie sedimentov pomocou autigénneho pomeru $^{10}Be/^{9}Be$ ukázalo vek in situ vrstiev ílu v rozmedzí 1,390 a 1,912 mil. r., keď bola pravdepodobne uložená podstatná časť sedimentov v odkryve v Novej Vieske. Uvedený vek je podporený aj rozsiahlym výskytom kryogénnych deformácií, keďže klimatické podmienky na ich tvorbu sa v strednej Európe začali v tomto časovom období (Šujan et al., 2023). Intraklasty (závalky) nivných ílov poskytli veky 2,0 až 2,6 mil. r. Vzhľadom na to, že v druhom prípade ide o redepozity, je možné usudzovať, že skúmané sedimenty boli erodované z vrstiev, v ktorých sa pôvodne nachádzala aj súveká cicavčia fauna, ktorá bola spolu s nimi tiež transportovaná na lokalitu (Vlačiky et al., 2017).

Vo vrchnej časti pieskovne sú fluviálne piesky a štrky prekryté pôdnym horizontom hrubým do 1 m. V niektorých častiach lokality sa nad fluviálnymi pieskami a štrkmi nachádzajú piesčité štrky (datované do

obdobia pred 30 800 ± 2 000 rokmi BP) prechádzajúce do spraše (v spodnej časti datované do obdobia pred 24 800 ± 1 200 rokmi BP) (Šefčík et al., 2019).

Sedimenty v pieskovni sú tvorené predovšetkým hrubozrnnými pieskami (často obliakovitými) s častými vrstvami a šošovkami zle vytriedeného štrku. Obliaky sú zle opracované, oválne až subangulárne, veľké 0,4 – 3 cm, zriedkavo až 20 cm. Tvoria ich prevažne kremene, menej kremence, červené rohovce a slabo metamorfované bridlice. Pomerne časté sú aj intraklasty ílov, pieskov a prachu, ktoré dosahujú niekoľko centimetrov a sú koncentrované na báze niektorých vrstiev. Študované sedimentárne fácie pieskov a štrkov predstavujú výplne fluviálnych korýt. Na základe celkového charakteru sedimentov, t. j. zrnitosti, zlého vytriedenia, rýchlych horizontálnych aj vertikálnych zmien fácií a častej erózie vrstiev, sa usudzuje na usadzovanie v prostredí pomerne veľkej divočiacej rieky – paleo-Žitavy, paleo-Nitry, paleo-Hrona, resp. niektorých alebo všetkých týchto riek dohromady (Vlačiky et al., 2008, 2011).

Sedimenty, ktoré sú paleontologicky datované do obdobia vrchného pliocénu až najstaršieho kvartéru, dokladajú pokračovanie aluviálneho štýlu sedimentácie v severnej časti Dunajskej panvy. Vo vrchnom miocéne mu predchádzala deltová a jazerná sedimentácia Panónskeho jazera (Baráth a Kováč, 1985; Kováč et al., 2006; Uhrin a Sztanó, 2007). Paleoprúdové merania síce značne varírujú hlavne pri korytovom šikmom zvrstvení, ktoré je často čiastočne erodované a nie je možné jednoznačne ho interpretovať, ale merania smeru sklonu planárneho šikmého zvrstvenia, ako aj hlavných reaktivačných povrchov majú dominantné smery transportu na SSV až V. Potvrdzujú to aj merania osí plytkých výmoľov a kanálov. Tento smer transportu nie je v zhode s doterajšími názormi na smer prúdenia rieky zo S na J (paleo-Žitava; Harčár, 1967). Vzhľadom na to, že zloženie obliakového materiálu a jeho zlé opracovanie vylučuje zdrojové oblasti južne alebo západne od študovanej oblasti, ale naopak, najreálnejším zdrojom klastík je pohorie Tribeč, predpokladáme vyšší stupeň sínusoidy alebo vetvenia paleo-Žitavy v oblasti Novej Viesky. To môže naznačovať, že sa sedimenty mohli usadzovať aj v prostredí tzv. vandrujúcej rieky v zmysle Mialla (1996). Túto hypotézu môže potvrdiť či vyvrátiť len štúdium ďalších odkryvov.

Riečne sedimenty v pieskovni pri obci Nová Vieska sú súčasťou najvyššej akumulačnej terasy paleo-Žitavy s bázou terasy v nadmorskej výške zhruba 161 m (52 m nad bázou nivnej terasy – asi 109 m n. m.; Šujan a Rybár, 2014). Terasový systém stupňovito poklesáva smerom na severozápad a odzrkadľuje postupné zatláčanie toku paleo-Žitavy (Harčár, 1975) výzdvihom južnej časti Hronskej pahorkatiny. Na základe izotopov uhlíka a kyslíka získaného zo skloviny zubov nosorožcov nájdených na lokalite pri výskumoch v posledných rokoch boli vyhodnotené paleoenvironmentálne podmienky vládnuce počas biozóny MN17, vzťahujúce sa na celú oblasť Panónskej panvy (Kovács et al., 2015).

Lokalita Nová Vieska je známa predovšetkým bohatými nálezmi fosílnej fauny stavovcov. Faunu reprezentujú nálezy fosílnych zvyškov cicavcov – predovšetkým fragmenty kostí, zubov, klov, ako aj celé zuby či sánky cicavcov. Najčastejšie sú zastúpené chobotnatce (mastodonty, mamuty), nosorožce a kone (fototab. IV – VII). Objavené boli aj zvyšky jeleňovitých, bobrov, diviakov a vzácne nálezy šeliem a primátov. Z chobotnatcov boli na lokalite objavené druhy *Anancus arvernensis* Croizet et Jobert, *Mammut borsoni* (Hays) a *Mammuthus meridionalis* (Nesti). Prítomné sú najmä fragmenty klov a zubov, zriedkavo sa vyskytujú aj nálezy celých, dobre zachovaných zubov. Nosorožce zastupujú druhy *Stephanorhinus jeanvireti* (Guérin) a *S. etruscus* (Falconer) (Vlačiky et al., 2008). Lokalita je však významná aj kvôli vzácnym výskytom cicavcov taxónov *Metacervoceros rhenanus* Dubois, 1904, *Sus strozzii* Meneghini, 1881, *Hipparion* ex gr. *crassum* Gervais, 1859 a *Paradolichopithecus* sp., ktorých fosílie boli z územia Slovenska opísané zatiaľ iba z lokality v Novej Vieske. V íloch sa našli zriedkavé zvyšky suchozemských ulitníkov splavených zo súše. Zvyšky suchozemskej flóry sú prítomné v podobe väčších či menších fragmentov prekremenených kusov driev (Vlačiky et al., 2008). Novo determinované druhy aj takmer celý doteraz opísaný komplex fauny datujú lokalitu do rovnakého obdobia – na hranicu biozón MN 16 až MN 17 (obdobie zhruba pred 2,6 milióna rokov). Výnimku tvoria taxóny *Dihoplus* cf. *megarhinus*, *Hipparion* ex gr. *crassum* a *Castor praefiber*, ktoré môžu pochádzať zo staršieho obdobia MN 15. Presná determinácia tohto materiálu je stále nejasná alebo nemožná pre jeho zlé zachovanie alebo stratigrafické rozšírenie daného taxónu je diskutabilné. Podľa kontinentálnej škály pre veľké cicavce kladieme lokalitu Nová Vieska na hranicu spodného a stredného vilafranku, do obdobia eventu „*Mammuthus* – *Equus*“. Toto obdobie približne zodpovedá novej schválenej hranici pliocénu a pleistocénu. Vtedy dochádzalo k postupnému ochladzovaniu a aridizácii stabilnej teplej a vlhkej pliocénnej klímy, ktorá bola nahradená chladnejšou a suchšou klímou kvartéru s výraznými klimatickými osciláciami. Tieto zmeny sa odrazili na zložení fauny z tohto obdobia, ktorá je typická zmiešaním reliktov tropickej treťohornej lesnej fauny („*Mammut*“ *borsoni*) s faunou najstaršieho kvartéru. Tá už bola adaptovaná na suchšie a chladnejšie prostredie, charakteristické striedaním riedkych lesov s otvorenou savanovitou krajinou *(Mammuthus meridionalis)* (Vlačiky et al., 2008).

10. Parížske močiare

Parížske močiare (47,865 4; 18,497 6) je rozsiahla mokraď, ktorá sa rozkladá v údolí potoka Paríž (obr. 11.10) v katastroch obcí Gbelce, Nová Vieska, Strekov a Svodín v okrese Nové Zámky. S rozlohou takmer 200 ha predstavujú najväčšie súvislé trstinové močiare na Slovensku. V Parížskych močiaroch sa potvrdil výskyt 43 druhov mäkkýšov, 12 druhov obojživelníkov, 4 druhov plazov, 39 druhov cicavcov, 10 druhov rýb, odhadom 2 600 druhov hmyzu (500 druhov chrobákov), 110 druhov vodných bezstavovcov a 167 druhov vtákov (Gajdoš a David, 2005; Trnka et al., 2003).



Obr. 11.10. Parížske močiare pri obci Gbelce (foto K. Fordinál).

Parížske močiare boli vytvorené umelo. Na konci 18. storočia gróf Pálfi povolal na Slovensko z Paríža francúzskeho inžiniera, odborníka na odvodňovanie pôdy, a poveril ho vytvorením jazera, resp. močiara v oblasti južného Slovenska. Hlavným dôvodom bolo zväčšiť plochu poľnohospodársky využiteľnej pôdy. V procese vysúšania pôdy sa udomácnil názov močiara „parížsky“ a kanála, ktorým sa z neho voda odvádza do Hrona, pomenovanie Paríž (Gajdoš a David, 2005; Matlovič et al., 1998).

Tvoria ho rozsiahle močiare so zárastmi trste obyčajnej *(Phragmites australis)*, tečúce vody, mokré lúky a umelá nádrž v povodí potoka Paríž. Národná prírodná rezervácia Parížsky močiar je živená vodou z potoka Paríž. Dolina potoka Paríž má pozoruhodný geologický vývoj. Je založená na zlome prebiehajúcom v smere SZ – JV. Predpokladá sa, že v určitých obdobiach pleistocénu tadiaľto pretekali rieky Nitra, resp. Žitava, ústiace do Hrona, prípadne do Dunaja. Dno depresie potoka Paríž dnes vypĺňajú slatinno-organozemné sedimenty, pričom k jej zazemňovaniu prispel aj človek odlesnením územia a urýchľovaním eróznych procesov (Hreško a Mojses, 2005; Hreško et al., 2005). Podložie tvoria vrchnomiocénne sladkovodné íly prechádzajúce do pieskov, miestami vystupujúce na povrch.

Z fytopaleontologického hľadiska sedimenty mokrade predstavujú unikátny záznam vývoja vegetácie územia siahajúci až do obdobia na hranici pleistocén/holocén.

Na začiatku holocénu pokrývali dno doliny potoka Paríž piesčité riečne sedimenty a vyskytovali sa tu plytké vodné plochy. Akumulácia organických sedimentov na dne gbelčianskej depresie sa v oblasti pri Novej Vieske začala ešte na prelome neskorého glaciálu a holocénu. Zazemňovanie plytkej doliny Paríža v období holocénu prebiehalo nerovnomerne v dôsledku hydroklimatických zmien, ale aj čoraz intenzívnejších zmien prírodnej krajiny po príchode človeka. V období prechodu neskorý glaciál/spodný holocén pokrývali dno gbelčianskej depresie fluviálne piesky. Relatívne veľmi nízka akumulácia náplavov na začiatku holocénu (obdobiu viac než 4 000 rokov zodpovedá vrstva sedimentov hrubá len vyše 30 cm) je pravdepodobne skreslená hiátom v ich ukladaní. Pri zazemňovaní vodných plôch a mŕtvych ramien sa však vyskytuje absencia určitých vrstiev nánosov. V meandrujúcom koryte Paríža alebo v odstavených plytkých vodných telesách rástli rožkatce *(Potamogeton)*, močiarky (*Batrachium* sp.) a riasy *(Charales)*. Na brehoch vôd rástli vysoké šachorovité rastliny *(Schoenoplectus tabernaemontani)* a ostrice. V období mladšieho dryasu až boreálu dominovali v okolí brezovo-borovicové lesy *(Betula alba*, *Pinus sylvestris)*, postupne sa šírili aj druhy tzv. zmiešaných dubín (Jamrichová et al., 2013; Procházka et al., 2015).

V spodnom a strednom holocéne malo alúvium Paríža zrejme charakter nivy meandrujúceho potoka so zvyškami odstavených meandrov. V období stredného holocénu sa spektrum močiarnych druhov na alúviu Paríža výrazne rozšírilo a v krajine sa objavili už viaceré indikátory prítomnosti roľníkov neolitu až bronzovej doby. Na alúviu sa objavili druhy charakteristické pre obnažované brehy, holé, prípadne narušané substráty.

Druhové spektrum indikuje určité zvlhčenie prostredia nivy, resp. kolísanie vodnej hladiny, ktoré mohlo súvisieť so zmenami klímy, ale priamo či nepriamo aj s prítomnosťou človeka v povodí. Vďaka začínajúcemu sa prerieďovaniu a klčovaniu dubových lesov sa do toku Paríža začali dostávať ílovité a hlinité častice vo forme plavenín. Zabahnené brehy a náplavy po opadnutí vôd prispievali ku kolmatácii povrchu nivy. Začala sa výraznejšie prejavovať fluktuácia vodných hladín, keď voda na jar dlhšie zaplavovala určité časti alúvia (Procházka et al., 2015). Prítomnosť človeka v krajine je doložená od neskorého paleolitu početnými dokladmi osídlenia (Tóth et al., 2011). Od tejto fázy je to napríklad z viacerých miest na úpätí svahov na ľavom brehu Paríža južne a jv. od osady Arad nálezmi črepov bádenskej kultúry (eneolit), zo strednej doby bronzovej až rímskej doby (Kis, 2000).

V ďalších etapách sa zazemňovanie gbelčianskej depresie relatívne značne zrýchlilo. Zrejme išlo o synergický efekt pôsobenia antropicky podmienených ronových procesov, zakolmatovania dna depresie a zhoršeného odtoku vody z doliny Paríža (Procházka et al., 2015). Z tohto obdobia je v bezprostrednom okolí skúmanej lokality už archeologicky doložená aj prítomnosť konkrétnych etník, napr. Germánov v katastrálnom území Gbeliec (Beljak a Kolník, 2006).

V ďalšom období dochádzalo k vymiznutiu či ústupu vodných plôch, resp. určitému vysušeniu alúvia. To mohlo súvisieť so zmenami klímy v tomto období, ale aj so znížením intenzity aktivít človeka (Procházka et al., 2015).

Obdobie vrcholného stredoveku je, naopak, charakteristické takmer úplnou absenciou semien druhov obnažených, prípadne antropicky narúšaných brehov a dien v porovnaní s predchádzajúcou i nasledujúcou zónou. Skladba druhov poukazuje na vcelku stabilizovaný vodný režim s výskytom ostricových močiarov na alúviu Paríža, v menšej miere vlhkých lúk (Procházka et al., 2015).

V období neskorého stredoveku až recentu došlo k výraznému zvlhčeniu prostredia, resp. zmene vodného režimu a prítomnosti otvorených vodných plôch, pobrežných húštin, lemov a lužných lesov (Procházka et al., 2015).

11. Strekov

Lokalitu Strekov reprezentuje stará pieskovňa nachádzajúca sa v južnej časti katastrálneho územia obce (47,883 3; 18,419 4). Je významná kvôli výskytu fosílnej fauny veľkých stavovcov z obdobia hranice neogén/kvartér (spoločne s blízkou lokalitou Nová Vieska). Sled vrstiev na lokalite Strekov bol opísaný takto: odspodu panónske jazerné piesky (hrúbka asi 3 m), diskordantne fosiliferná vrstvička limonitizovaných červenohnedých piesčitých štrkov (hrúbka max. 15 – 20 cm) s ojedinelými obliakmi a zvyškami fosílnej fauny (fototab. III), na ňu po slabšej diskordancii nasadá komplex fluviálno-lakustrických až fluviálnych pieskov a drobných štrkov (2 m), nasleduje spraš (50 – 80 cm) a pôdny horizont (20 cm) (Schmidt a Halouzka, 1970; Vlačiky et al., 2008).

Piesčito-štrkovité fluviálne sedimenty predstavujú miesta, v ktorých sa počas náhlych povodní akumulovali pozostatky uhynutých zvierat. Sedimenty sú usporiadané do zložitého systému korýt a štrkovitých až piesčitých barov, čo poukazuje na usadzovanie v prostredí pomerne veľkej divočiacej rieky. Opracovanie obliakov poukazuje na pomerne krátky transport, aj keď prevaha piesčitého materiálu naznačuje distálnejšiu časť divočiaceho riečneho systému.

Vo vrstvičke limonitizovaných červenohnedých piesčitých štrkov sa nachádza fauna veľkých stavovcov: Rhinocerotidae (nosorožcovité): *Stephanorhinus megarhinus*, *Stephanorhinus jeanvireti*, *Stephanorhinus etruscus etruscus*; Cervidae (jeleňovité): *Eucladoceros* sp., *Metacervoceros rhenanus*, ?*Croizetoceros* sp., *Cervus* sp.; Suidae (sviňovité): *Sus strozzii*; Elephantidae (slonovité): *Mammut borsoni*, *Anancus arvernensis*, *Mammuthus meridionalis*, *Archidiskodon planifrons*, Bovidae (turovité): *Bison* sp.; Castoridae (bobrovité): *Trogontherium* sp.; Equidae (koňovité): *Hipparion* sp.; Hyaenidae (hyenovité): *Hyaena perrieri*.

Holec (1996) považuje fosílny materiál z lokality Strekov (a taktiež aj Nová Vieska) za viackrát preplavený a rozoznáva v ňom tri faunistické komplexy: pliocénny, pliocénno-pleistocénny a komplex z vrchnej časti spodného pleistocénu.

Toto spoločenstvo fauny pochádza pravdepodobne z obdobia pred zhruba 2,6 milióna rokov. Ide o tzv. Mammuthus – Equus event na prelome spodného a stredného vilafranku = hranica biozón MN16 a MN17. V tomto období sa zmiešali relikty tropickej neogénnej lesnej fauny s faunou najstaršieho kvartéru, ktorá bola už adaptovaná na suchšie a chladnejšie prostredie (Holec, 1985, 1996; Schmidt a Halouzka, 1970; Vlačiky et al., 2008).

12. ZÁVER

Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny-juhovýchodná časť v mierke 1 : 50 000 reprezentujú najnovšie poznatky o geologickej stavbe kenozoickej výplne slovenskej časti Dunajskej panvy a neogénnych vulkanitov pohoria Burda. Súčasťou vysvetliviek je aj charakteristika tektonických pomerov, opis geologického a tektonického vývoja študovaného územia, zhodnotenie získaných geofyzikálnych údajov, hydrogeologických pomerov, geofaktorov životného prostredia, opis recentného pôdneho pokryvu, ložísk nerastných surovín a významných geologických lokalít.

Geologická mapa regiónu Podunajská nížina-juhovýchodná časť v mierke 1 : 50 000 podáva kartografický obraz geologicky rozmanitého územia, zostavený na základe nového geologického mapovania, výsledkov biostratigrafického a petrografického výskumu a výsledkov datovania kvartérnych usadením metódami OSL a AMS a neogénnych a kvartérnych sedimentov pomocou kozmogénnych rádionuklidov Be a Al. V rámci štúdia kvartérnych sedimentov bolo zo študovaného územia podrobne spracovaných 42 lokalít (odkryvov, mapovacích vrtov, vŕtaných sond), z ktorých sa získalo 59 hodnoverných údajov z AMS datovania a 26 z OSL datovania. Na štúdium koncentrácie in situ produkovaných kozmogénnych rádionuklidov ^{10}Be a ^{26}Al sa urobilo 40 analýz s cieľom výpočtu veku expozície šiestich kvartérnych sedimentárnych profilov z oblasti Hronskej pahorkatiny.

Neogénne sedimenty boli stratigraficky zaradené na základe biostratigrafických údajov získaných štúdiom spoločenstiev dierkavcov a vápnitého nanoplanktónu, ako aj štúdiom autigénneho pomeru ^{10}Be/^{9}Be z ílov (21 analýz) vrchnomiocénneho veku a následného výpočtu veku sedimentácie na základe zisteného izotopového pomeru. Uvedené údaje nám umožnili detailnejšie rozčleniť neogénne sedimenty a začleniť ich do doteraz opísaných litostratigrafických jednotiek Dunajskej panvy.

Geologickým mapovaním kvartérnych usadenín na území regiónu sa zistilo veľké množstvo nových poznatkov týkajúcich sa ich priestorového rozšírenia, obsahovej náplne a charakteru uloženia.

Územie juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny reprezentuje časť kenozoickej depresie Dunajskej panvy ako súčasť panónskeho panvového systému. Z regionálnogeologického hľadiska skúmaná oblasť zahŕňa hlavne okraje gabčíkovskej panvy a želiezovskú priehlbinu trnavsko-dubníckej panvy. Okrajovo (na SZ) je súčasťou regiónu aj komjatická priehlbina trnavsko-dubníckej panvy.

Na geologickej stavbe juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny sa podieľajú horniny kenozoického veku, ktoré reprezentujú usadeniny Budínskej panvy oligocénneho veku, sedimenty a vulkanosedimenty stredno- a vrchnomiocénneho veku slovenskej časti Dunajskej panvy, vulkanoklastiká a vulkanické horniny neogénneho veku a usadeniny kvartérneho veku.

Na stavbe **predkenozoického podložia** sa podieľajú horniny dvoch odlišných tektonických jednotiek. Severne od hurbanovského zlomu sa nachádza južné veporikum. Tvoria ho prevažne horniny kryštalického fundamentu, a to metamorfity (muskoviticko-chloritické bridlice, amfibolity, zelené bridlice) a granitoidy. Južne od uvedeného zlomu sa nachádza transdanubikum. Tvoria ho horniny paleozoického a mezozoického veku.

Oligocénne sedimenty Budínskej panvy (štúrovský paleogén) sú na študovanom území reprezentované usadeninami kišcelského a egerského veku. Sedimenty kišcelského veku boli začlenené do súvrstvia *Csatka*, *kišcelského súvrstvia* a *hárshedského súvrstvia* s *ostrihomskými vrstvami*. V ich nadloží sú sedimenty egerského veku reprezentované *mányským* a *törökbálintským súvrstvím* s *kováčovskými vrstvami* a *séčénským súvrstvím.*

Neogénnu sedimentárnu a vulkanosedimentárnu výplň Dunajskej panvy tvoria stredno- a vrchnomiocénne usadeniny. Strednomiocénne sedimenty reprezentuje *bajtavské*, *pozbianske* a *vrábeľské súvrstvie*, vrchnomiocénne usadeniny sú zastúpené *nemčinianskym*, *ivanským*, *beladickým* a *volkovským súvrstvím*.

Neovulkanity Burdy tvorí vulkanosedimentárna formácia Burda. Jej súčasťou sú andezitové telesá reprezentujúce submarinné extruzívne dómy, ktoré v priebehu vývoja podliehali brekciácii a explozívnej deštrukcii.

Kvartérne sedimenty pokrývajú takmer celú časť Podunajskej nížiny zobrazenú na geologickej mape. O genetickej pestrosti jednotlivých typov, subtypov a prechodných typov sedimentov kvartéru svedčí až 84 vyčlenených políčok legendy prislúchajúcich k tomuto útvaru. Priestorové rozloženie jednotlivých genetických typov kvartérnych sedimentov je nielen plošne, ale aj objemovo výrazné. Parametre sedimentov, akými sú napr. forma distribúcie, priestorové rozšírenie, hrúbka, úložné pomery, genetická a faciálna rôznorodosť, litologická náplň a stratigrafický rozsah, úzko súvisia s charakterom dominantných sedimentotvorných procesov odzrkadľujúcich geologický vývoj a neotektonický režim územia.

Nástup kvartérnej sedimentácie na celom zobrazenom území sa vyznačuje depozíciou uložením na už erodované predkvartérne podložie. Sedimenty pleistocénu sú na styku s ním uložené transgresívne a diskordantne.

Z celkovej škály genetických typov kvartérnych sedimentov z hľadiska genézy, objemu hmoty, plošného rozsahu, stratigrafie a morfometrickej pozície výskytu majú dominantné postavenie fluviálne akumulácie hlavných kvartérnych vodných tokov – Váhu, Nitry, Žitavy, Dunaja, Hrona a Ipľa, a to tak v terasovom, ako aj superpozičnom aluviálnom vývoji dnovej akumulácie a nivného pokryvu (spodný pleistocén – holocén). Okrem toho sa fluviálne sedimenty nachádzajú aj v dnách dolín potokov v rámci Hronskej tabule a pohoria Burda a v dnách medziúvalinových dolín na pahorkatinách, všade prevažne vo forme holocénnej nivnej akumulácie.

S fluviálnou akumuláciou sú úzko geneticky späté proluviálne akumulácie náplavových vejárov, ale tie majú na zobrazenom území len nepatrné zastúpenie (vrchný pleistocén). Oveľa väčšie plošné zastúpenie majú deluviálno-fluviálne splachy, ktoré nadväzujú na holocénne nivné výplne dna dolín potokov a v smere proti toku tvoria výplň dna väčšiny úvalín, úvalinovitých dolín a dolín bez aktívneho toku (pleistocén – holocén). Na deluviálno-fluviálne sedimenty v smere do pahorkatín a do pohoria Burda nadväzujú rôzne subtypy deluviálnych sedimentov (svahovín a sutín) v závislosti od frakčného zastúpenia obsiahnutého materiálu (pleistocén – holocén).

S deluviálnymi a deluviálno-fluviálnymi sedimentmi sú úzko geneticky späté deluviálno-proluviálne výplavy kužeľov na rovinaté územia povrchu riečnych terás aj priamo do nív hlavných tokov nachádzajúce sa v miestach vyústení úvalín a kratších suchých dolín bez aktívneho toku.

Druhým plošne najväčším a objemovo najmohutnejším genetickým typom sú rozsiahle akumulácie sprašových sérií a sprašových hlín (stredný pleistocén – holocén). Spraše svojimi hrubými návejmi pokrývajú takmer všetky fluviálne terasové akumulácie, ako aj väčšinu plochy Hronskej pahorkatiny a zahladzujú disekciu primárneho reliéfu. Na niektorých miestach pahorkatín aj na okraji pohoria Burda sa zachovali aj sprašové série (stredný až vrchný pleistocén) s obsahom fosílnych pôdnych komplexov. Na Ipeľskej pahorkatine sú ich výskyty sporadickejšie.

Ďalším dôležitým fenoménom, najmä v západnej časti územia, sú eolické akumulácie pieskov vo forme dún a presypov, transportovaných na rôznu vzdialenosť od primárnych deflačných zón. Ide prevažne o primárne fluviálne piesky agradačných valov. Eolické piesky najčastejšie tvoria povrch vrchno- až strednopleistocénnych fluviálnych terás Váhu, Nitry, Žitavy, Dunaja a Ipľa.

V rozsahu aluviálnych nív je povrch poznačený sieťou mŕtvych a slepých ramien aj občasne prietočných korýt dokazujúcich výraznú holocénnu laterálnu dynamiku fluviálneho vývoja riečnej siete územia. Ramená sa nachádzajú v rôznych štádiách vývoja, často sú aj pochované a antropogénne upravené. Vo výplniach mŕtvych ramien a iných zníženinách reliéfu sa vyvinuli fluviálno-organické a organogénne a palustrické sedimenty, slatinné rašeliny a humolity.

Výpočet kvartérnych akumulácií uzatvárajú početné recentné antropogénne uloženiny vo forme alochtónnych skládok odpadu, navážok, háld a násypov, ako aj rekultivovaných navážok, na mape vyčlenených zvlášť, významnejších a plošne rozsiahlejších násypov hrádzí a vodných kanálov či upravených riečnych korýt, kde bol využitý autochtónny fluviálny, resp. eolický či deluviálny sediment.

Geologický výskum realizovaný na území regiónu Podunajská nížina-juhovýchodná časť priniesol mnoho nových údajov:

1. prvé údaje o veku jednotlivých morfopozične vyčlenených terás rieky Hron a Dunaj pomocou kozmogénnych rádionuklidov (Be, Al),
2. údaje o veku eolických (spraší, pieskov) a fluviálnych sedimentov,
3. informácie o časových obdobiach, počas ktorých vznikali pôdy v priebehu pleistocénu a holocénu,
4. hodnoverné údaje potvrdzujúce prítomnosť spraší holocénneho veku na študovanom území (Farná, Dvor Mikuláš).

Výskum realizovaný na území regiónu Podunajská nížina-jv. časť priniesol mnoho nových informácií, vyriešil niektoré nejasnosti a doplnil existujúce údaje. Stále však zostali otvorené viaceré okruhy, na ktoré bude nutné zamerať sa v budúcnosti:

1. Je potrebné pokračovať v biostratigrafickom výskume sedimentov paleogénneho veku Budínskej panvy z hlbokých vrtov na základe dierkavcov a vápnitého nanoplanktónu.
2. Je potrebné zamerať sa na získanie ďalších údajov o veku terasových sedimentov riek Hron a Dunaj, ako aj fluviálnych sedimentov riek Nitra a Žitava pomocou kozmogénnych rádionuklidov (Be, Al).
3. Údaje získané OSL a AMS datovaním sprašových sedimentov a fosílnych pôd priniesli prvé exaktné dáta o veku uvedených sedimentov zo študovaného územia. Na niektorých lokalitách boli ale uvedenými metódami (AMS, OSL) získané nekompatibilné dáta, ktoré bude potrebné vysvetliť ďalším, cielene zameraným výskumom.

SUMMARY

The territory of the south-eastern part of the Danube Lowland represents part of the Cenozoic depression of the Danube Basin forming a part of the Pannonian basin system (Kováč, 2000; Kováč et al., 2018; Tari and Horváth, 2006; Šujan et al., 2021). From a regional geological point of view, the investigated area mainly includes the edges of the Gabčíkovo Basin and the Želiezovce Depression of the Danube Basin. On the outskirts (in the NW) of the Danube Basin the Komjatice Depression is a part of the region. The rocks of the Buda Palaeogene and the Neogene Burda volcanics in the easternmost part contribute to the geological structure of the south-eastern part of the territory.

The rocks of two different tectonic units participate in the setting of the **pre-Cenozoic fundament**. To the north of the Hurbanovo fault is the southern veporicum, built mainly of crystalline rocks, namely metamorphites (muscovite-chlorite schists, amphibolites, green schists) and granitoids. To the south of the mentioned fault is the Transdanubian Range. It is made up of Palaeozoic and Mesozoic rocks.

The **Oligocene sediments of the Buda Basin (Štúrovo Palaeogene)** are represented in the studied area by deposits of Kiscellian and Egerian age.

Sediments of the Kiscellian age were included in the *Csatka Fm.*, *the Kiscell Fm.* and *the Hárshegy Fm.* with the *Esztergom Mb*. In their overburden, sediments of the Egerian age were found, represented by the *Mány* and *Törökbálint Fms.* with the *Kováčov Mb.* and the *Szécsény Fm*.

The Neogene sedimentary and volcanic-sedimentary fill of the Danube Basin consists of Miocene (middle to upper) and Pliocene deposits.

Middle Miocene sediments are represented by the *Bajtava*, *Pozba*, *Zbrojníky* and *Vráble Fms*. The Upper Miocene deposits are represented by the *Nemčiňany*, *Ivanka*, *Beladice* and *Volkovce Fms*. The Pliocene sediments are represented by the *Kolárovo Fm*.

The *Bajtava Fm.* (Lower Badenian) occurs in the Želiezovce Depression of the Danube Basin. The basal and marginal part of the formation consists of transgressive clastics (conglomerate, andesite volcaniclastic, breccia) with layers of algal limestones and sandstones with amphistegina. Laterally towards the basin, the clastic sediments pass into a basin facies consisting of grey siltstone and claystone with shaly-like disintegration.

Volcanics in the Burda Mountains are represented by the *Burda Fm.*, Badenian in age (Bezák et al., 2009). The rocks of the *Burda Fm.* in the W and NW direction pass into the *Bajtava Fm*. At the base of the mentioned formation there is a succession of epiclastics and pyroclastics of amphibole-pyroxene andesites. In the central part of the formation, volcanic products related to the activity of submarine volcanism of the Badenian age evolved. Submarine andesite extrusive domes of amphibole-pyroxene andesites are typical. Submarine extrusive domes of andesites have an elliptical to isometric shape with a dimension of up to 220 m. They consist of massive andesite with an irregular blocky jointing with a transition to brecciated andesite up to breccia with a chaotic orientation of fragments. In the upper part of the *Burda Fm.*, facies of pyroclastics and epiclastics of pyroxene-amphibole andesites were formed. Deposits of pyroclastic flows and redeposited pyroclastics are characterized by the presence of relics of petrified tree trunks. This indicates transport from the forest-covered slopes of the higher levels of the Börzsöny Mts. volcanic edifice in the Republic of Hungary. This part of the Burda volcanics represents the transitional volcanic zone of the Börzsöny Stratovolcano.

The *Pozba Fm.* (Upper Badenian) rests discordantly on the pre-Neogene bedrock in the area of the Komjatice Depression, and in the Želiezovce Depression it rests unconformably on the *Bajtava Fm.* of Early Badenian age. At the base of the formation there are conglomerates and sandstones with occurrences of tuffs. Basin development is represented by grey calcareous siltstone and claystone.

The *Vráble Fm.* (Sarmatian) manifests a variegated lithological composition. At its base conglomerates, sandy, oolitic and lumachel limestones, sandstones, sands and acid tuffs are present. In the central part of the Komjatice Depression, the proportion of calcareous tuffaceous clay increases. The upper part consists of sand and clay.

The *Zbrojníky Fm.* consists of coarse-grained to fine-grained tuffaceous sands and sandstones with thin layers of fine-grained conglomerates, siltstones and claystones. The clastic sediments with interlayers of Lower Sarmatian clays without the presence of volcanic material were defined within the *Zbrojníky Fm.*, termed as *Malá nad Hronom Mb.*

The *Nemčiňany Fm.* (Lower Pannonian) consists of gravels, sands, and gravelly sands with well-worked facies of a variegated composition, including neovolcanites. It is located mainly on the basis of the Pannonian sediments in the Komjatice Depression. The sediments of the *Nemčiňany Fm.* were formed in the environment of the Gilbert-type delta (Sztanó et al., 2016; Šujan et al., 2016).

The *Ivanka Fm.* represents the sediments of the Caspi-brackish lake (Kázmér, 1990). Shallow and deep lacustrine sediments, shelf slope deposits and turbidites were identified within the formation (Sztanó et al.,

2016; Šujan et al., 2016). In the eastern part of the Danube Basin, there are sediments of the *Ivanka Fm.* consisting of greenish-grey calcareous clays/claystones and siltstones with thin layers of light grey fine- to medium-grained calcareous sandstones. These sediments represent the deposits of a deep lake. They are the equivalent of the *Endrőd Fm.* in the Hungarian part of the Danube Basin. They deposited between 11.6 and 9.5 million years ago (Sztanó et al., 2016). The deep-water, predominantly pelitic sediments of the *Ivanka Fm.* pass into light grey and light greenish-grey calcareous sands/sandstones and greenish-grey mica-rich subgreywackes, in which there are layers of greenish-grey calcareous clays. Sands and sandstones are dominantly represented in the mentioned layer sequences. These sediments represent deposits of turbidite currents that were deposited in the Danube Basin in the time interval of 9.2–10.0 million years ago and are an analogue of the *Szolnok Fm.* located in the Hungarian part of the Danube Basin (Sztanó et al., 2016; Šujan et al., 2016). The terminal part of the *Ivanka Fm.* consists of greenish-grey calcareous clays/claystones, in which there are thin layers of sand. These sediments deposited on the edge of the shelf. They are an analogue of the *Algyő Fm.* from the Hungarian part of the Danube Basin. They had deposited in the time range of 10.0–9.0 million years ago (Sztanó et al., 2016).

The *Beladice Fm.* (Upper Pannonian) consists of sandy calcareous clays and greenish-grey clays with interlayers of sands/sandstones, in which there are lignite seams or lenses (Gaža and Beinhauerová, 1977). The sediments of the *Beladice Fm.* represent the deposits of the delta (delta plain) flowing into the Pannonian Lake.

The sediments of the *Volkovce Fm.* are mainly composed of variously coloured clays, which alternate with layers of sand and sandstone. Rarely, gravels, possibly agglomerates and sands/sandstones, were found in them. In the sediments of the formation, there are also layers or lenses of freshwater limestones (*Hlavina Mb.*) and rarely thin layers of lignites. The sediments of the *Volkovce Fm.* were deposited in the floodplain environment. Sandstones represent channel fills. Thin layers of sands, silts and clays were deposited on the flood plains. Rust-mottled clays with carbonate concretions are interpreted as palaeo-soils. Thin lignite layers were formed in floodplain ponds and marshes during the wetter period (Böhme et al., 2011; Sztano et al., 2016).

The Quaternary sediments, except for the slopes in the Burda Mountains and some more exposed places of the Hron and the Ipeľ Uplands, cover almost the entire part of the Danube Lowland shown on the map. The genetic diversity of individual types, subtypes and intermediate types of the Quaternary sediments is evidenced by up to 84 dedicated fields of the legend belonging to this period. The spatial distribution of individual genetic types of the Quaternary sediments is significant not only in superficial extension, but also in volume. Sediment parameters such as the form of distribution, spatial extension, thickness, mode of deposition, genetic and facies diversity, lithological content and stratigraphic range are closely related to the nature of the dominant sediment-forming processes reflecting the geological development and neotectonic regime of the territory.

The onset of the Quaternary sedimentation in the entire area is characterized by the deposition of sediments on the already eroded pre-Quaternary bedrock. Pleistocene sediments were deposited transgressively and discordantly upon it.

From the overall range of genetic types of the Quaternary sediments in terms of genesis, volume of matter, areal extent, stratigraphy and morphometric position of occurrence, the fluvial accumulations of the main Quaternary watercourses Váh, Nitra, Žitava, Danube, Hron and Ipeľ have a dominant position, both in terraced and also superposed alluvial facies of bottom accumulation and floodplain cover (Lower Pleistocene–Holocene). In addition, fluvial sediments are also found in the bottoms of stream valleys within the Hronská tabuľa Plateau and Burda Mts. and in the bottoms of shallow valleys on the uplands, mostly in the form of Holocene alluvial accumulation.

The proluvial accumulations of alluvial fans are genetically closely linked to the fluvial accumulation, but they have only a small presence in the area shown (Upper Pleistocene). Deluvial-fluvial washes, which follow the Holocene alluvial fills of the bottom of stream valleys, have a much larger superficial extension and in the upstream direction form the bottom fill of most alluviums, alluvial valleys and valleys without an active flow (Pleistocene–Holocene). Deluvial-fluvial sediments are followed by different subtypes of deluvial sediments (slopes and rubble) towards the uplands and Burda Mts., depending on the grain-size distribution of the contained material (Pleistocene–Holocene). Deluvial and deluvial-fluvial sediments are genetically closely linked with deluvial-proluvial cones to the flat areas of the surface of the river terraces and directly into them of the main stream. They are located at the mouths of shallow valleys and shorter dry valleys without an active flow.

The second largest genetic type in terms of superficial extent and volume are extensive accumulations of loess series and loess loams (Middle Pleistocene–Holocene). The loess covers almost all fluvial terrace accumulations with their thick drifts, as well as most of the area of the Hronská pahorkatina Upland and flattens the dissection of the primary relief. The loess series (Middle to Upper Pleistocene) containing fossil soil complexes have also been preserved in some places of the uplands and on the edge of the Burda Mts. Their occurrences are less frequent on the Ipeľská pahorkatina Upland.

Another important phenomenon, especially in the western part of the territory, are aeolian accumulations of sand in the form of dunes and shiftings, transported to different distances from the primary deflation zones. These are mainly primary fluvial sands of natural levees. Aeolian sands most often form the surface of the Upper to Middle Pleistocene fluvial terraces of Váh, Nitra, Žitava, Danube and Ipeľ.

In the range of alluvial floodplains, the surface is marked by a network of oxbows and cut-off meanders and intermittent flow channels, proving the significant Holocene lateral dynamics of the fluvial development of the area's river network. The oxbows are in various stages of development, they are often buried and anthropogenically modified. Fluvial-organic and organogenic and palustrian sediments, bog peats and humoliths developed in the fillings of oxbows and other relief depressions.

To the list of Quaternary accumulations numerous recent anthropogenic deposits are ranked. They are present in the form of allochthonous waste dumps, fills, heaps and embankments, as well as recultivated landfills, more significant and area-wide embankments of dams and water channels or modified riverbeds, in which autochthonous fluvial, aeolian or deluvial sediments were used.

LITERATÚRA

A

Adam, Z. a Dlabač, M., 1961: Nové poznatky o tektonice Podunajské nížiny. Věst. Ústř. Úst. geol., 36, 189 – 198.

Allen, J. L., 1968: Current ripples. Amsterdam, North Holland Publ., 433 s.

Allen, P. A. a Allen, J. R., 2013: Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment. 3rd Ed. Oxford, Wiley-Blackwell, 640 s.

Andrusov, D. a Schaleková, A., 1954: Zpráva o geologickom výskume medzi Štúrovom a Komárnom. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Andrusov, D., Schaleková, A. a Bystrická, H., 1954: Zpráva o geologických výskumoch medzi Komárnom a Štúrovom. Geol. Práce, Zpr., 1, 83 – 84.

Antal, J., 1999: Agrohydrológia. Nitra, SPU – Bratislava, VUPOP, 168 s.

Aslan, A. a Autin, W. J., 1999: Evolution of the Holocene Mississippi River floodplain, Ferriday, Louisiana: Insights on the origin of fine-grained floodplains. J. Sed. Res., 69, 4, 800 – 815.

Axelsson, G., 2012: The physics of geothermal energy. In: Sayigh, A. (ed.), 2012: Comprehensive renewable energy. Elsevier, 1 – 52.

Axelsson, G. a Gunnlaugsson, E., 2000: Geothermal Utilization, Management and Monitoring, in Long-Term Monitoring of High and Low-Enthalpy Fields under Exploitation. World Geothermal Congress: Short Course. Morioka, 10 s.

Axelsson, G., Gudmundsson, A., Steingrimsson, B., Palmasson, G., Armansson, H., Tilinius, H., Flovenz, O. G., Bjornsson, S. a Stefansson, V., 2001: Sustainable production of geothermal energy: suggested definition. International Geothermal Assoc. News Quaterly, 43, 1 – 2.

B

Bada, G., Horváth, F., Cloetingh, S., Coblentz, D. D. a Tóth, T., 2001: Role of topography-induced gravitational stresses in basin inversion: The case study of Pannonian basin. Tectonics, 20, 3, 343 – 363.

Bada, G., Horváth, F., Dövényi, P., Szafián, P., Windhoffer, G. a Cloetingh, S., 2007: Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin. Glob Planet. Change, 58, 1 – 4, 165 – 180.

Badics, B. a Vető, I., 2012: Source rocks and petroleum systems in the Hungarian part of the Pannonian Basin: The potential for shale gas and shale oil plays. Mar. Petrol. Geol., 31, 53 – 69.

Balázs, A., Granjeon, D., Matenco, L., Sztanó, O. a Cloetingh, S., 2017: Tectonic and Climatic Controls on Asymmetric Half-Graben Sedimentation: Inferences From 3-D Numerical Modeling. Tectonics, 36, 10, 2 123 – 2 141.

Balázs, A., Magyar, I., Matenco, L., Sztanó, O., Tőkés, L. a Horváth, F., 2018: Morphology of a large paleo-lake: Analysis of compaction in the Miocene-Quaternary Pannonian Basin. Glob. Planet. Change, 171, 134 – 147.

Balázs, A., Matenco, L., Magyar, I., Horváth, F. a Cloetingh, S., 2016: The link between tectonics and sedimentation in back-arc basins: New genetic constraints from the analysis of the Pannonian Basin. Tectonics, 35, 6, 1 526 – 1 559.

Báldi, T. a Seneš, J., 1975: OM – Egerien, Chronostratigraphie und Neostratotypen. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 462 s.

Baráth, I. a Kováč, M., 1985: Sedimentologická a paleogeografická charakteristika pliocénnej delty Hrona v komjatickej depresii dunajskej panvy. Miner. Slov., 27, 4, 236 – 242.

Bárta, R., 1960: Geofyzikálny prieskum za rok 1960 na lokalite Podunajská nížina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Bárta, R., 1962: Geofyzikálny prieskum na lokalite Podunajská nížina za rok 1961. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Bárta, R., 1963: Geofyzikálny prieskum na lokalite Podunajská nížina za rok 1962. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Bartha, I. R., Tőkés, L., Fodor, L., Csillag, G., Magyar, I., Lantos, Z. a Sztanó, O., 2014: Deltaic deposits and inundated basement blocks: consequences for paleotopography, Gerecse Hills. In: Bábek, O., Grygar T. M. a Uličný, D. (eds.): Central European Meeting of Sedimentary Geology. Olomouc, Palacký Univ., 13 – 14.

Bátory, V. a Potyš, Z., 1967: Dolný Hron – pozorovacie vrty, orientačný prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Bedrna, Z., Hraško, J. a Sotáková, S., 1968: Poľnohospodárske pôdoznalecstvo. Bratislava, SVPL, 362 s.

Bedrna, Z. a J. Košťálik, J., 1999: Klasifikácia fosílnych pôd a pôdnych sedimentov Slovenska. Bratislava, Výsk. úst. pôdoznalectva a ochrany pôd, 39 s.

Beidinger, A. a Decker, K., 2011: 3D geometry and kinematics of the Lassee flower structure: Implications for segmentation and seismotectonics of the Vienna Basin strike-slip fault, Austria. Tectonophysics, 499, 1 – 4, 22 – 40.

Beinhauerová, M. a Paulík, J., 1968: Zpráva o reflexně seismickém průzkumu Podunajské nížiny v roce 1968, oblast komarenských zlomů. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Belan, M., Breznianska, K., Čaučík, P., Lehotová, D., Leitmann, Š., Molnár, Ľ. a Slivová, V., 2019: Vodohospodárska bilancia SR. Vodohospodárska bilancia množstva podzemnej vody za rok 2018. Bratislava, SHMÚ, 320 s.

Beljak, J. a Kolník, T., 2006: Germánske hroby z Čaky a Gbeliec. Príspevok k osídleniu juhozápadného Slovenska v dobe rímskej. Slov. Archeol., 54, 1, 57 – 94.

Bezák, J., 1997: Hodnotenie radónového rizika z geologického podložia miest s počtom obyvateľov nad 10 000 a okresných miest s vysokým a stredným radónovým rizikom. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Bezák, V., Biely, A., Broska, I., Bóna, J., Buček, S., Elečko, M., Filo, I., Fordinál, K., Gazdačko, Ľ., Grecula, P., Hraško, Ľ., Ivanička, J., Jacko, S., Jacko, S. ml., Janočko, J., Kaličiak, M., Kobulský, J., Kohút, M., Konečný, V., Kováčik, M., Kováčik, M. (Ke), Lexa, J., Madarás, J., Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Németh, Z., Olšavský, M., Plašienka, D., Polák, M., Potfaj, M., Pristaš, J., Siman, P., Šimon, L., Teťák, F., Vozárová, A., Vozár, J. a Žec, B., 2009: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape Slovenskej republiky 1 : 200 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 534 s.

Bezák, V., Vass, D., Elečko, M., Janočko. J., Pereszlényi, M., Maglay, J., Konečný, V., Lexa, J., Kaličiak, M., Žec, B., Potfaj, M., Polák, M., Mello, J., Havrila, M., Biely, A., Plašienka, D., Ivanička, J. a Broska, I., 2004: Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Biela, A., 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach Vnútorných Západných Karpát. Záhorská nížina, Podunajská nížina. Region. geol. Západ. Karpát, 10. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 224 s.

Bielik, M., 1984: Hlbinné teleso zemskej kôry v oblasti podunajskej panvy. In: Výzkum hlubinné geologické stavby Československa. Brno, Geofyzika, 175 – 184.

Bielik, M., Fusán, O., Plančár, J., Biela, A. a Túnyi, I., 1986: Niektoré nové poznatky o hlbinnej stavbe podunajskej panvy. Geol. Práce, Spr., 84, 119 – 134.

Bielik, M., Kováč, M., Kučera, I., Michalík, P., Šujan, M. a Hók, J., 2002: Neo-alpine linear density boundaries (faults) detected by gravimentry. Geol. Carpath., 53, 4, 235 – 244.

Biely, A. a Kullmanová, A., 1979: Výskyt devónskych sedimentov v podloží podunajskej panvy. Geol. Práce, Spr., 73, 29 – 38.

Biely, A. a Kullmanová, A., 1992: Spodný trias na komárňanskej kryhe. Geol. Práce, Spr., 95, 33 – 35.

Blížkovský, M. a Adam, Z., 1959: Závěrečná zpráva o gravimetrickém průzkumu, oblast Malá dunajská nížina – Trnava. Manuskript. Brno, archív ČND.

Blížkovský, M., Kocák, A. a Špaček, B., 1960: Závěrečná zpráva o gravimetrickém průzkumu, oblast Malá dunajská nížina – sv. část. In: Májovský, J. a Blížkovský, M. et al., 1963: Interpretace map vyšších derivací tíže v západní části Podunajské nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Bodiš, D., Remšík, A., Černák, R., Marcin, D., Ženišová, Z. a Fľaková, R., 2018: Geothermal and hydrogeological conditions, geochemical properties and uses of geothermal waters in Slovakia. In: Bundschuh, J. a Tomaszewska, B. (eds.): Geothermal Water Management. New York, Taylor Francis, 41 – 69.

Bohn-Havas, M., Lantos, M. a Selmeczi, I., 2004: Biostratigraphic studies and correlation of tertiary planktonic gastropods (pteropods) from Hungary. Acta palaeont. rom., 4, 37 – 43.

Bondarenková, Z., 1990: Záverečná geologická správa vrtu VTB-1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Bondarenková, Z., Michalič, J., Michalíček, M., Procházková, V. a Bučeková, M., 1990: Želiezovce – kúpalisko, vyhľadávací prieskum. Manuskript. Bratislava, archív IGHP.

Bouček, B., Benešová, E., Bůžek, Č., Čtyroký, P., Dvořák, J., Eliáš, M., Eliášová, H., Fejfar, O., Gabrielová, N., Havlíček, V., Holý, F., Houša, V., Horný, R., Chlupáč, I., Klíma, B., Knobloch, E., Kovanda, J., Ložek, V., Macák, F., Marek, L., Musil, R., Obrhel, J., Ondrejíčková, A., Pícha, F., Seneš, J., Stráník, Z., Švagrovský, J., Tejkal, J., Vaňová, M., Zázvorka, V. a Zítek, J., 1967: Significant Paleontological Localities in Czechoslovakia. In: International Geological Congress XXIII Session, Prague 1968. Guide to Excursion 30 AC Czechoslovakia, 3 – 43.

Böck, J., Horusitzky, H., Inkey, B. a Timkó, I., 1903: Magyarorszölgyén és Párkány-Nána Vidéke 1 : 75 000. A m. kir. Földt. Intéz. (Budapest).

Böhme, M., Winklhofer, M. a Ilg, A., 2011: Miocene precipitation in Europe: temporal trends and spatial gradients. Palaeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 304, 3 – 4, 212 – 218.

Bradák, B., Csonka, D., Novothny, Á., Szeberényi, J., Medveďová, A., Rostinský, P., Fehér, K., Barta, G., Végh, T., Kiss, K. a Megyeri, M., 2021: Late Pleistocene paleosol formation in dynamic aggradational microenvironment – A case study from the Malá nad Hronom loess succession (Slovakia). Catena, 199, 105087.

Brestenská, E., 1960a: Zpráva o mikropaleontologickom hodnotení oligocénu a pliocénu na liste Nové Zámky. In: Seneš, J., 1960: Ročná zpráva úkolu XII/013. List Nové Zámky 1 : 200 000, č. L-34-I. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Brestenská, E., 1960b: Zpráva o mikrobiostratigrafickom vyhodnotení mapovacích vrtov na liste Gbelce. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Brestenská, E., 1966: Mikropaleontologické vyhodnotenie sedimentov z vrtov DV 1 – 5 a Ma-1 na liste Dvory n/ Žitavou a Marcelová. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Brestenská, E., 1971: Mikrobiostratigrafia sarmatu východných okrajov Podunajskej nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Brodňan, M. a Nemsilová, 1960: Štúrovo – Podunajská nížina, hnedé uhlie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Brodňan, M., Sobolič, P., Sluka J. a Hraško, B., 1959: Výročná zpráva o predbežnom prieskume za rok 1958, úsek Štúrovo. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Budai, T., Csillag, G., Kercsmár, Z., Selmeczi, I. a Sztanó, O., 2015: Surface geology of Hungary. Explanatory notes to the Geological map of Hungary (1 : 500 000). Budapest, Geol. Geophys. Inst., 66 s.

Buday, T., Cicha, I., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Koráb, T., Kuthan, M., Nemčok, J., Pícha, F., Roth, Z., Seneš, J., Scheibner, E., Stráník, Z., Vaškovský, I. a Žebera, K., 1967: Regionální geologike ČSSR. Díl II. Západní Karpaty. Sv. II. Praha, Ústř. Úst. geol., Academia, 650 s.

Buday, T., Menčík, E. a Špička, V., 1965: Geology of the basement of some West Carpathian Neogene basins. Geol. Práce, Zpr., 37, 5 – 17.
Buday, T. a Špička, V., 1967: Vliv podloží na stavbu a vývoj mezihorskýchh depresí se zřetelem k poměrům v Podunajské pánvi. Sbor. geol. Věd, Západ. Karpaty, 7, 153 – 187.
Bujalka, P., Fatul, R., Modlitbová, O. a Urbanec, J., 1967: Hydrogeologický prieskum strednej a južnej časti Podunajskej nížiny. Orientačný hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Burov, E. a Cloetingh, S., 1997: Erosion and rift dynamics: new thermomechanical aspects of post-rift evolution of extensional basins. Earth Planet. Sci. Lett., 150, 1 – 2, 7 – 26.

C

Catt, J. A., 1986: Soils and Quaternary geology. Oxford, Clarendon Press, 267 s.
Catuneanu, O., 2006: Principles of Sequence Stratigraphy. Amsterdam, Elsevier, 375 s.
Cicha, I., Molčíková, V. a Zapletalová, I., 1964: Mikrobiostratigrafie terciéru opěrné vrtby Nová Vieska 1. Práce VUN (Brno), 22, 32 – 55.
Cloetingh, S., Ziegler, P. A., Beekman, F., Burov, E. B., Garcia-Castellanos, D., Matenco, L. a Schubert, G., 2015: 6.12 – Tectonic Models for the Evolution of Sedimentary Basins, Treatise on Geophysics (Sec. Ed.). Oxford, Elsevier, 513 – 592.
Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L. a Fan, J.-X., 2013: The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes, 36, 3, 199 – 204.
Csepreghy-Meznerics, I. a Seneš, J., 1957: Neue Ergebnisse der stratigraphischen Untersuchungen miozäner Schichten in der Südslowakei. Neu. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1 – 13.
Csibri, T., Ruman, A., Hudáčková, N. H., Jamrich, M., Sliva, Ľ., Šarinová, K. a Kováč, M., 2022: Deltaic systems of the northern Vienna Basin: The lower-middle Miocene conglomerate bodies. Geol. Carpath., 73, 3, 245 – 269.
Csontos, L. a Nagymarosy, A., 1998: The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions. Tectonophysics, 297, 1 – 4, 51 – 71.
Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F., Kovác, M. a Ziegler, P. A., 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model, Geodynamics of Rifting. Amsterdam, Elsevier, 221 – 241.

Č

Čepek, L., 1938: Tektonika komárenské kotliny a vývoj podélneho profilu čsl. Dunaje. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ., XII, 33 – 64.
Čermák, D., 1969: Plytký a stredne hlboký štruktúrny prieskum JV časti Podunajskej panvy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Čermák, D., 1970: Plytký a stredne hlboký štruktúrny prieskum JV časti Podunajskej panvy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Čermák, D., 1971: Plytký a stredne hlboký štruktúrny prieskum JV časti Podunajskej panvy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Čurlík, J. a Šefčík, P., 1999: Geochemický atlas Slovenskej republiky – Pôdy. Geochemical atlas of the Slovak republic – Soils. Bratislava, MŽP SR, 99 s.
Čurlík, J. a Šefčík, P., 2001: Heavy metals and organic matter in Slovakian soils. National report, ISPRA – Italy, 16 s.
Čurlík, J., Šefčík, P. a Šurina, B., 1998: Metodika pre zostavenie pôdnych a pedogeochemických máp. Bratislava, VÚPÚ, 50 s.
Čurný, M. a Romsauer, P., 2009: Stredoveká tehelňa v Chotíne. Archaeol. hist., 34, 1, 523 – 540.

D

Daniel, J., Stercz, M., Mašlárová, I., Daniel, V., Mašlár, E., Lehotská, E., Danielová, K., Lučivjanský, L., Novotný, L., Donát, A., Čížek, P. a Kandrík, M., 1999: Geologické faktory životného prostredia – prírodná rádioaktivita. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Demján, Z., 2009: Vývoj osídlenia dolného Ponitria a Pohronia od neolitu po staršiu dobu bronzovú. Medea – Stud. Mediaevalia Antiq., 13, 1 – 21.
Demko, R. a Hraško, Ľ., 2017: Petrografická charakteristika hornín predterciérneho podložia vybraných vrtov Podunajskej nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Demko, R., Šefčík, P. a Kollárová, V., 2021: Petrografické vyhodnotenie sedimentov z regiónu Podunajská nížina-jv. časť. In: Fordinál, K., Maglay, J., Moravcová, M., Vitovič, L., Nagy, A., Šimon, L., Šefčík, P., Demko, R., Laurinc, D., Pelech, O., Šujan, M., Zlinská, A. a Žecová, K., 2022: Vysvetlivky ku geologickým mapám v mierke 1 : 25 000 listov: 45-233 Palárikovo (časť), 45-234 Bánov (časť), 45-411 Nesvady (časť), 45-412 Nové Zámky, 45-413 Martovce (časť), 45-414 Hurbanovo, 45-431 Komárno (časť), 45-432 Marcelová, 45-243 Veľké Lovce (časť), 45-244 Želiezovce (časť), 45-421 Dubník, 45-422 Bíňa, 45-423 Strekov, 45-424 Gbelce, 45-441, 443 Búč (časť), 45-422 Mužla (časť), 46-133 Ipeľský Sokolec (časť), 46-311 Pastovce (časť), 46-313, 314 Salka (časť) a 46-331, 332 Štúrovo (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
De Vries, W., Groenenberg, J. E., Murányi, A., Čurlík, J., Šefčík, P., Romkens, P. F. A. M., Reinds. G. J., Bril, J., Modin, A. K., Sverdrup, H. U. a Alloway, B. J., 2003: Long-term risks of inadequate management practices on the sustainability of agricultural soils. Alterra – rapport 816. Wageningen, 230 s.

DiPippo, R., 2005: Geothermal power plants – principles, applications and case studies, 3rd Edition. New York, Butterworth – Heinemann, 445 s.

DiPippo, R., 2016: Elements of thermodynamics, fluid mechanics, and heat transfer applied to geothermal energy conversion systems. In: DiPippo, R. (ed.): Geothermal power generation: Developments and Innovation. New York, Elsevier, 217 – 247.

Dobra, E., 1958: Sedimentárno petrografické zhodnotenie vrtu Mužla-2. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Dobra, E., 1960: Sedimentárno-petrografické vyhodnotenie paleogénnych sedimentov oblasti Štúrova. Geol. Práce, Zoš., 59, 45 – 68.

Dolejší, O., 1969: Štrkopiesky v koryte Hrona – dielčia správa, posudok – štúdia. Manuskript. Žilina, archív IGHP.

Droppa, V., Motlíková, Bezáková, 1978: Vojnice – ZsVAK, hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Dudášová, V., Grófová, M. a Januš, J., 1982: Nesvady – surovina: piesky a štrkopiesky, predbežný prieskum, záverečná správa a výpočet zásob, stav k 30. 6. 1982, Spišská Nová Ves: Geologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Dušek, M., 1954a: Popolnicové pohrebište z doby halštatskej v Chotíne na Slovensku. Archeol. rozhl. (Praha), VI, 5, 587 – 590.

Dušek, M., 1954b: Chotín I. – kostrové pohrebište z X. a XI. storočia. Archeol. rozhl. (Praha), VI, 5, 623 – 628.

Dušek, M., 1955: Skýtsko-halštatské birituálne pohrebište Chotín I. Archeol. rozhl. (Praha), VII, 4, 564 – 565.

Dušek, M., 1956a: Halštatská kultúra chotínskej skupiny. Archeol. rozhl. (Praha), VIII, 5, 647 – 656.

Dušek, M., 1956b: Sídlište z doby laténskej v Chotíne na Slovensku. Archeol. rozhl. (Praha), VIII, 5, 676 – 678.

Dušek, M., 1956c: Zásah Skýtov do vývoja doby železnej na Slovensku. In: Vědecké zasedání o chronologii pravěku Československa. Praha, Rotaprint, 43 – 44.

Dušek, M., 1957: Žiarové pohrebisko severopanonskej kultúry v Chotíne na Slovensku. Archeol. rozhl. (Praha), IX, 6, 772 – 775.

Dušek, M., 1966: Thrakisches Gräberfeld der Hallsattzeit in Chotín. Archaeol. Slov., Monogr. Bratislava, Slov. Akad. Vied, 174 s.

Dunkl, I. a Frisch, W., 2002: Fission track and structural evidence on Late Cenozoic exhumation along the Alpine and West Carpathian margins of the Pannonian basin. In: Cloetingh, S., Horváth, F., Bada, G. a Lankreijer, A. C. (eds.): Neotectonics and processes: the Pannonian Basin and Alpine-Carpathian System. EGU Stephan Mueller Spec. Publ., Ser. 3, 135 – 147.

Dzúrik, J. a Roháčiková, A., 1995: Pozorovací systém geotermálnych vôd – komarňanská kryha. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Džuppa, P., Šefara, J., Vass, D., Kubeš, P., Hrušecký, I., Vozár, J., Horniš, J., Pereszlényi, M., Tomek, Č., Fiľo, M., Varga, G., Szalajová, V., Pristaš, J., Halouzka, R., Tkáčová, H., Grand, T., Elečko, M., Hók, J., Nagy, A., Husák, Ľ., Tkáč, J., Hušták, J., Piovarči, M. a Medo, S., 1993: Geológia životného prostredia v oblasti „Podunajsko“ – DANREG. Geofyzikálny prieskum „Podunajsko“. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

E

Elečko, M. (ed.), Maglay, J., Pristaš, J., Fordinál, K., Nagy, A., Konečný, V., Šimon, L., Potfaj, M., Gross, P., Salaj, J., Polák, M., Mello, J., Havrila, M., Ivanička, J., Buček, S., Olšavský, M., Kohút, M., Kováčik, M., Bezák, M., Vozárová, A., Hók, J., Broska, I. a Madarás, J., 2008: Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky, mapový list 35-Trnava. Bratislava, Min. život. prostr. – Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Elečko, M., Konečný, V. (eds.), Vass, D., Lexa, J., Pristaš, J., Nagy, A., Havrila, M. a Kováčik, M., 2005: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 200 000, list 46 Lučenec a 47 Rimavská Seč. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Elečko, M., Pistotnik, J., Dudko, A., Vass, D., Hók, J., Šefara, J. a Nagy, A., 1998: Tectonic map. In: Császár, G. (ed.), 2001: Atlas of Danube Region Environmental Geology (DANREG program). Budapest.

Eisner, J., 1933: Slovensko v pravěku. Práce Učené Společ. Šafaříkovy (Bratislava), 13, 1 – 108.

Emese, G., Tóth, G., Švasta, J., Remšík, A., Bodiš, D. a Černák, R., 2013: Hydraulic and geothermal modelling on the Komárom – Štúrovo, Pilot Area of the Transenergy project. IAH Central European Groundwater Conference 2013 Mórahalom, 09.05.2013. On line – https://docplayer.net/4023868-Hydraulic-and-geothermalmodelling-on-sturovo-pilot-area-of-the-transenergy-project.html.

Evensen, N. M., Hamilton, P. J. a O'Nions, R. K., 1978: Rare earth abundances in chondritic meteorites. Geochim. cosmochim. Acta, 42, 1 199 – 1 212.

Everling, G., Melicherová, E., Hrušková, V. a Zúbriková, A., 1965: JRD Imeľ – vyhodnotenie širokoprofilových vŕtaných studní pre závlahu pozemkov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

F

Faško, P. a Šťastný, P., 2002: Priemerné ročné úhrny zrážok. In: Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava, MŽP SR – Banská Bystrica, SAŽP, s. 99.

Fatul, R., 1975: Kravany nad Dunajom – podrobný HGP. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Fatul, R. a Haviarová, E., 1973: Artézske vody Podunajskej nížiny – štúdia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Fendek, M., Remšík, A. a Fendeková, M., 2005: Metodika vyhľadávania, hodnotenia a bilancovania množstva geotermálnej vody a geotermálnej energie. Miner. Slov., 37, 2, 117 – 121.

Fink, J. a Kukla, G. J., 1977: Pleistocene climates in Central Europe: at least 17 interglacials after the Olduvai Event. Quat. Res., 7, 363 – 371.

Finke, P. et al., 1998: Georeferenced Soil Database for Europe. Ispra, ESB, 426 s.

Flóvenz, O. G., Hersir, G. P., Saemundsson, K., Ármansson, H. a Fridriksson, T., 2012: Geothermal energy exploration techniques. In: Sayigh, A. (ed.): Comprehensive renewable energy. Oxford, Elsevier, 44 s.

Fodor, L., Bada, G., Csillag, G., Horváth, E., Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Palotás, K., Síkhegyi, F., Timár, G., Cloetingh, S. a Horváth, F., 2005: An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian Basin. Tectonophysics, 410, 1 – 4, 15 – 41.

Fordinál, K., Kráľ, J., Harčová, M., Čech, P., Zieliński, G. a Nagy, A., 2014: $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ vo fosílnych schránkach mäkkýšov z morského, brakického a sladkovodného prostredia terciéru Západných Karpát. Miner. Slov., 46. 1 – 2, 23 – 44.

Fordinál, K., Maglay, J., Moravcová, M., Vitovič, L., Nagy, A., Šimon, L., Šefčík, P., Demko, R., Laurinc, D., Pelech, O., Šujan, M., Zlinská, A. a Žecová, K., 2022: Vysvetlivky ku geologickým mapám v mierke 1 : 25 000 listov: 45-233 Palárikovo (časť), 45-234 Bánov (časť), 45-411 Nesvady (časť), 45-412 Nové Zámky, 45-413 Martovce (časť), 45-414 Hurbanovo, 45-431 Komárno (časť), 45-432 Marcelová, 45-243 Veľké Lovce (časť), 45-244 Želiezovce (časť), 45-421 Dubník, 45-422 Bíňa, 45-423 Strekov, 45-424 Gbelce, 45-441, 443 Búč (časť), 45-422 Mužla (časť), 46-133 Ipeľský Sokolec (časť), 46-311 Pastovce (časť), 46-313, 314 Salka (časť) a 46-331, 332 Štúrovo (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Fordinál, K., Nagy, A., Zlinská, A., Slamková, M., Halásová, E. a Töröková, I., 2002: New knowledge about stratigraphy of the eastern part of the Danube basin (Želiezovce Depression). Slovak Geol. Mag., 3 – 4, 259 – 281.

Franko, O., Bodiš, D., Brestenská, E., Ondrejíčková, A., Priechodská, Z., Remšík, A. a Vass, D., 1982: Správa o geotermálnom vrte FGDŽ-1 Dvory nad Žitavou. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Franko, O., Bodiš, D., Michalko, J. a Šivo, A., 1995b: Výskum pôvodu, tvorby a absolútneho veku geotermálnych vôd pomocou chemických a izotopových rozborov. In: Franko, O. et al. (eds.): Geotermálna energia Slovenska. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Franko, O., Fusán, O., Král, M., Remšík, A., Fendek, M., Bodiš, D., Drozd, V., Vika, K., Elečko, M., Franko, J., Gross, P., Hrušecký, I., Jančí, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Marcin, D., Maťo, J., Pereszlényi, M., Pašeková, P., Pôbiš, J., Roháč, J., Slávik, M., Vass, D. a Zvara, I., 1995a: Atlas geotermálnej energie Slovenska. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 268 s.

Franko, O., Peresylényi, M. a Bodiš, D., 2011. Genéza soľaniek v juhovýchodnej časti podunajskej panvy. Miner. Slov., 43, 4, 463 – 478.

Franko, O., Pospíšil, P. a Gazda, S., 1976: Hydrogeológia územia listu 45 Nitra mapy ČSSR 1 : 200 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Franko, O. a Račický, M., 1979: Správa o exploatačnom geotermálnom vrte M-3 v Komárne. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Franko, O. a Remšík, A., 1981: Významný zdroj geotermálnej energie v Štúrove. Geol. Práce, Spr., 75, 103 – 120.

Fričovský, B., Černák, R., Marcin, D., Benková, K., Remšík, A. a Fendek, M., 2016a: Engineering Approach in Classification of Geothermal Resources of the Slovak Republic (Western Carpathians). In: Proceedings 41st Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, CA, USA, 1 – 10.

Fričovský, B., Černák, R., Marcin, D. a Benková, K., 2016b: A first contribution on thermodynamic analysis and classification of geothermal resources of the Western Carpathians (an engineering approach). Slovak Geol. Mag.,16, 1, 94 – 117.

Fričovský, B., Černák, R., Marcin, D., Blanárová, V., Benková, K., Pelech, O., Fordinál, K., Bodiš, D. a Fendek, M., 2020a: Geothermal energy use – Country update for Slovakia. In: Proceedings World Geothermal Congress 2020, Reykjavik, Iceland, 1 – 13.

Fričovský, B., Vizi, L., Marcin, D., Černák, R., Blanárová, V., Ujjobbágyová, Z., Bodiš, D., Benková, K., Pelech, O. a Fordinál, K., 2020b: Geothermal energy utilization in Slovakia: First insights from sustainability prospective. In: Proceedings World Geothermal Congress 2020, Reykjavik, Iceland, 1 – 12.

Fričovský, B. a Vizi, L., 2020: Numerický model geotermálneho poľa komárňanskej kryhy. In: Marcin, D. et al., 2020: Regionálne hydrogeotermálne zhodnotenie komárňanskej okrajovej kryhy, komárňanskej vysokej kryhy a ďurkovskej depresie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Fuchs, T., 1894: Tertiärfossilien aus den kohlenführenden Miozänablagerungen der Umgebung von Krupina und Radoboj und über die Stellung der sog. “Aquitanischen Stufe”. Mitt. Jb. Ung. geol. Anst., 10, 161 – 175.

Fusán, O., Biely, A. a Ibrmajer, J., 1979: Geologická stavba podložia terciéru Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Fusán, O., Biely, A., Ibrmajer, J., Plančár, J. a Rozložník, L., 1987: Podložie terciéru Vnútorných Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 5 – 123.

Fusán, O., Plančár, J., Ibrmajer, J. a Slávik, J., 1971: Reliéf podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 15, 47 – 54.

G

Gajdoš, P. a David, S. (eds.), 2005: Národná prírodná rezervácia Parížske močiare: krajina, biodiverzita a ochrana prírody. Bratislava, NOI, 195 s.

Garg, S. K. a Combs, J., 2015: A reformulation of USGS volumetric „heat in place“ resource estimation method. Geothermics, 55, 150 – 158.

Gašparik, J., 1959: Geologická stavba východnej časti Podunajskej nížiny. Geol. Práce, Zoš., 55, 279 – 293.

Gaža, B., 1963: Geologická správa o hlbinnom prieskume v oblasti Šurany – Pozba v r. 1960 – 1962. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Gaža, B., 1968: Geologické zhodnotenie hlbokého štrukt. vrtu Dubník 1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Gaža, B., 1969: Výročná správa za rok 1968. Hlboký štruktúrny prieskum dubnickej depresie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Gaža, B., 1970: Záverečná geologická správa o pionierskom vrte Modrany – 1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Gaža, B., 1974: Výsledky naftového prieskumu kolárovskej kladnej gravimetrickej anomálie. Miner. Slov., 6, 1, 23 – 39.

Gaža, B. a Beinhauerová, M., 1974: Vyhľadávací prieskum v juhovýchodnej časti Podunajskej panvy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Gaža, B. a Beinhauerová, M., 1977: Tektonika neogénu juhovýchodnej časti podunajskej panvy. Miner. Slov., 9, 4, 259 – 274.

Geologická mapa Slovenska M 1 : 50 000 [online], 2013: Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra. Dostupné na: http://mapserver.geology.sk/gm50js.

Gluch, A., Čížek, P. a Smolárová, H., 2003: Tvorba geofyzikálneho archívu, registra a databanky geofyzikálnych údajov Slovenskej republiky, regionálny geologický výskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Gluch, A., Szalaiová, V., Tkáčová, H., Procházková, M., Stanková, V., Zahorec, P., Puchnerová, M. a Zeman, I., 2008: Databanka geofyzikálnych meraní – vertikálne elektrické sondovanie, regionálny geologický výskum. Záverečná sprava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Gluch, A., Smolárová, H. a Čížek, P., 2005: Reambulácia máp rádioaktivity 137-Cs územia Slovenska v mierkach 1 : 200 000 a 1 : 500 000, geologický prieskum životného prostredia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Gnojek, I. a Janák, F., 1986: Souhrnné zpracování letecky měřených geofyzikálních polí vnitřních Karpat do měřítka 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Gnojek, I. a Kubeš, P., 1991: Reinterpretácia geomagnetického poľa Podunajskej nížiny. Geol. Práce, Spr., 92, 117 – 133.

Grant, M. A. a Bixley, P. F., 2011: Geothermal Reservoir Engineering. 2nd Ed. Amsterdam, Elsevier – Academic Press, 359 s.

Gringarten, A. C. a Sauty, J. P., 1975: A theoretical study of heat extraction from aquifers with uniform regional flow. J. geophys. Res., 80, 4 956 – 4 962.

Gyalog, G. (ed.), 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leirása. Magy. áll. földt. Intéz. Alk. Kiadv. (Budapest), 187 s.

H

Haas, J. E., 2012. Geology of Hungary. Regional Geology Reviews. Berlin – Heidelberg, Springer, 244 s.

Haas, J. a Budai, T., 1999: Triassic sequence stratigraphy of the Transdanubian range (Hungary). Geol. Carpath., 50, 6, 459 – 475.

Haas, J., Budai, T., Csontos, L., Fodor, L. a Konrád, Gy., 2010: Pre-Cenozoic geological map of Hungary, 1 : 500 000. Budapest, Geol. Inst. Hung.

Haas, J. (ed.), Hámor, G., Jámbor, Á., Kovács, S., Nagymarosy, A. a Szederkényi, T., 2013: Geology of Hungary. Berlin – Heidelberg, Springer, 224 s.

Halouzka, R., 1968: Geologický výskum kvartéru J časti dolného Pohronia a Ipeľskej pahorkatiny (kvartér JV okrajovej oblasti Podunajskej nížiny). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Harangi, S. a Lukács, R., 2019. The Neogene to Quaternary volcanism and its geodynamic relations in the Carpathian-Pannonian region. Földt. Közl., 149, 3, 197 – 232.

Harčár, J., 1967: Geologický výskum kvartéru Hronskej pahorkatiny a údolia Žitavy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Harčár, J., 1969: Vysvetlivky kvartéru k základnej geologickej mape územia listu 1 : 50 000 Dvory n. Žit. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Harčár, J., 1971: Spraše v okolí Svodína na Hronskej pahorkatine. Čas. Mineral. Geol., 16, 3, 263 – 274.

Harčár, J., 1975: Podiel tektoniky na kvartérno-geologickom a morfologickom vývoji Pohronskej pahorkatiny a doliny Žitavy. Geogr. Čas., 27, 1, 25 – 29.

Harčár, J., 1981: Stručná charakteristika terás Žitavy v Podunajskej nížine. Geogr. Čas., 33, 72 – 90.

Harčár, J., Priechodská, Z., Brestenská, E. Remšík, A. a Šucha, P., 1983: Vysvetlivky ku geologickým mapám merítka 1 : 25 000, listy 45 232, 45 234 (Šurany 2, 4) a 45 243 (Želiezovce 3). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Harčár, J. a Priechodská, Z., 1988: Geologická mapa Podunajskej nížiny, severovýchodná časť 1 : 50 000. Bratislava, Slov. Geol. Úrad – Geol. Úst. D. Štúra.

Harčár, J., Priechodská, Z., Karolus, K., Karolusová, E., Remšík, A. a Šucha, P., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape severovýchodnej časti Podunajskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 7 – 114.

Harčár, J. a Schmidt, Z., 1965: Kvartér v okolí Strekova na Hronskej pahorkatine. Geol. Práce, Zpr., 34, 143 – 151.
Harčár, J. a Schmidt, Z., 1985: Geológia spraší Hronskej pahorkatiny. Západ. Karpaty, Sér. Geol., 10, 109 – 172.
Haas, J. (ed.)., 2012. Geology of Hungary. Regional Geology Reviews. Berlin – Heidelberg, Springer-Verlag, 244 s.
Hohenegger, J., Corić, S. a Wagreich, M., 2014: Timing of the regional Badenian Stage (Middle Miocene, Central Paratethys). Geol. Carpath., 65, 1, 55 – 66.
Holéczyová, Z. a Porubský, A., 1974: Žriedelná štruktúra Patince-Virt a jej umiestnenie v sústave Podunajského žriedelného rajónu. Geogr. Čas., 3, 228 – 240.
Holzbauer, K., Beinhauerová, M. a Paulík, J., 1968: Správa o reflexno-seizmickom prieskume Podunajskej nížiny v roku 1967, oblasť dubnickej a komjatickej depresie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Holcová, K., Dašková, J., Fordinál, K., Hrabovský, J., Milovský, R., Scheiner, F. a Vacek, F., 2019: A series of ecostratigraphic events across the Langhian/Serravallian boundary in an epicontinental setting: the northern Pannonian Basin. Facies, 65:36.
Holec, P., 1985: Finds of Mastodon (Proboscidea. Mammalia) Relics in Neogene and Quaternary Sediments of Slovakia (CSSR). Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 10, 13 – 53.
Holec, P., 1996: A Plio-Pleistocene large mammal fauna from Strekov and Nová Vieska, south Slovakia. Acta zool. cracov. (Krakow), 39, 1, 219 – 222.
Holéczyová, Z., 1972: Patince – hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Homola, V., 1960: Opěrná vrtba Nová Vieska-1 v Malé Dunajské nížině. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Horniš, J., 1984: Petrografický výskum náplavov Hrona. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Horniš, J., 1993. Prínosy sedimentárnej petrografie pri geologickom výskume kvartéru Slovenska. Geol. Práce, Spr., 97, 53 – 59.
Horusitzky, H., 1898a: Muzslya és Béla község határainak agronom-geologiai viszonyai. Magy. áll. földt. Intéz. Évk., XII (1895 – 1898), 195 – 229.
Horusitzky, H., 1898b: Köbölkút, Bátorkesz és Duna-Mocs (Esztergommegye) agronom-geologiai viszonyairól. Magy. áll. földt. Intéz. évi Jelent. 1897-röl, 154 – 167.
Horusitzky, H., 1898c: Löszterületek Magyarországon. Földt. Közl., 28, 1 – 4, 29 – 36.
Horusitzky, H.,1903: Die agrogeologischen Verhältnisse des unteren Ipoly und Garanthales. Jb. ung. geol. Anst. 1898 (Budapest), 127 – 141.
Horusitzky, H., 1927: Über eine neue Parallelepipedum Art aus dem Oberoligozän von Helemba. Földt. Közl., 57, 144 – 149.
Horváth, F., 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. Tectonophysics, 226, 1 – 4, 333 – 357.
Horváth, F., 1995: Phases of compression during the evolution of the Pannonian Basin and its bearing on hydrocarbon exploration. Mar. Petrol. Geol., 12, 8, 837 – 844.
Horváth, F., Bada, G., Szafián, P., Tari, G., Ádám, A. a Cloetingh, S., 2006: Formation and deformation of the Pannonian Basin: Constraints from observational data. Geol. Soc. Mem., 191 – 206.
Hošek, J., 2017: Environmentální dynamika svrchního pleistocénu ve střední Evropě: multidisciplinární výzkum spraší, paleopůd a jezerních sedimentů. Manuskript. Praha, Úst. geol. paleont. Přír. fak. Karl. Univ.
Hošek, J., Lisá, L., Hambach, U., Petr, L., Vejrostová, L., Bajer, A., Mioska, P., Gottvald, Z. a Horsák, M., 2017: Middle Pleniglacial pedogenesis on the northwestern edge of the Carpathian basin: A multidisciplinary investigation of the Bíňa pedo-sedimentary section, SW Slovakia. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 487, 321 – 339.
Hók, J., Kováč, M., Pelech, O., Pešková, I., Vojtko, R. a Králiková, S., 2016: The Alpine tectonic evolution of the Danube Basin and its northern periphery (southwestern Slovakia). Geol. Carpath., 67, 5, 495 – 505.
Hók, J., Pelech, O. a Slobodová, Z., 2013: Kinematická analýza horninových komplexov veporika a hronika v oblasti sklenoteplického ostrova (stredoslovenské neovulkanity). Acta Geol. Slov., 5, 2, 129 – 134.
Hók, J., Šujan, M., Král, M., Pelech, O. a Šipka, F., 2021: Predkenozoické podložie východnej časti Podunajskej panvy. Geol. Práce, Spr., 137, 3 – 18.
Hók, J., Šujan, M. a Šipka, F., 2014: Tektonické členenie Západných Karpát – prehľad názorov a nový prístup. Acta Geol. Slov., 6, 2, 135 – 143.
Hraško, J., 1960: Pôdy okresu Hurbanovo. Bratislava, Laboratórium pôdoznalectva, 118 s.
Hraško, J., Linkeš, V., Šály, R. a Šurina, B., 1993: Pôdna mapa Slovenska, M 1 : 400 000. Bratislava, Výsk. Úst. Pôd. Úrod.
Hrašna, M., 1987: Inžinierskogeologické podmienky výstavby jadrovoenergetického zariadenia Južné Slovensko – Mužla. Miner. Slov., 19, 1, 69 – 80.
Hreško, J., Boltižiar, M. a Petrovič, F., 2005: Geomorfologické pomery. In: Gajdoš, P., David, S. a Perovič, F. (eds.): Národná prírodná rezervácia Parížske močiare – Krajina, biodiverzita a ochrana prírody. Nitra, 8 – 10.
Hreško, J. a Mojses, M., 2005: Hydrologické pomery. In: Gajdoš, P., David, S. a Perovič, F. (eds.): Národná prírodná rezervácia Parížske močiare – Krajina, biodiverzita a ochrana prírody. Nitra, 13 – 14.
Hromádka, J., 1931: Třídění povrchových tvarů Slovenska na podkladě jejich vývoje. Sbor. prírodoved. Odb. Slov. vlastived. Múz. (Bratislava), 28 – 48.
Hromádka, J., 1935: Zeměpis okresu bratislavského a malackého. Vlastived. Sbor. okr. bratislav. malack. (Bratislava), II, 111 – 121.
Hromec, J., 1961: Záverečná správa o štruktúrnom prieskume v oblasti Šurany – Pozba za rok 1960. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Hrušecký, I., 1999: Central part of the Danube Basin in Slovakia: geophysical and geological model in regard to hydrocarbon prospection. Explor. Geophys., Remote Sensing and Environment, Spec. Iss., 6, 1, 2 – 55.

Hrušecký, I., Pereslényi, M., Hók, J., Šefara, J. a Vass, D., 1993. The Danube Basin geological pattern in the light of new and reinterpretation of old geophysical data. In: Rakús, M. a Vozár, J. (eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 291 – 296.

Hrušecký, I., Šefara, J., Masaryk, P. a Lintnerová, O., 1996: The structural and facies development and exploration potential of the Slovak part of the Danube Basin. In: Wesely, G. a Liebl, W. (eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basin of Central and Eastern Europe. EAGE Spec. Publ., 5, 417 – 429.

Hudáčková, N., Holcová, K., Halásová, E., Kováčová, M., Doláková, N., Trubač, J., Rybár, S., Ruman, A., Stárek, D., Šujan, M., Jamrich, M. a Kováč, M., 2020: The pannonian basin system northern margin paleogeography, climate, and depositional environments in the time range during mmct (Central paratethys, novohrad-nógrád basin, Slovakia). Palaeont. Electron., 23, 3, 1 – 35.

Husák, Ľ., 1977: Regionálny výskum fyzikálnych vlastností hornín. Hustoty hornín v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Husák, Ľ., 1984: Regionálny výskum fyzikálnych vlastností hornín. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Husák, Ľ., 1986: Hustoty a rádioaktivita hornín vnútorných Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Hyroššová, E., 1959: Výsledky mikropaleontologického výskumu vrtných vzoriek pre vodné dielo Nagymaros, zo širieho okolia Komárna a Nových Zámkov. Manuskript. Turčianske Teplice, archív Geol. priesk.

CH

Chernyshev, I. V., Konečný, V., Lexa, J., Kovalenker, V. A., Jeleň, S., Lebedev, V. A. a Goltsman, Y. V., 2013: K-Ar and Rb-Sr geochronology and evolution of the Štiavnica Stratovolcano (Central Slovakia). Geol. Carpath., 64, 4, 327 – 351.

I

Ibrmajer, J., 1963: Gravimetrická mapa ČSSR v měřítku 1 : 200 000. Manuskript. Praha, archív Geofond.

Ilavská, B., Jambor, P. a Lazúr, R., 2005: Identifikácia ohrozenia pôdy vodnou a veternou eróziou a návrh opatrení. Bratislava, VÚPOP, 60 s.

Inkey, B., 1898: Jber. Kgl. ung. geol. Anst. (Budapest), 165 – 187.

Ivan, Ľ., 1947: Geologické pomery územia medzi Hronom a Žitavou. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

J

Jamrichová, E., Potůčková, A., Horsák, M. a Hajnalová, M., 2013: Šírenie mezofilných drevín, pretrvávanie otvorených stanovísk a ľudský impakt v období ranného a stredného holocénu v oblasti severnej časti Panónskej nížiny – multidisciplinárny výskum slatiny Parížske močiare (JZ Slovensko). In: Uhlířová, H., Malíková, R. a Ivanov, M. (eds.): 19. Kvartér, Sborník abstraktov. Brno, ÚGV PřF MU, 23 – 24.

Janáček, J., 1967: Stratigrafické poznatky v mladých sedimentech centrální časti Podunajské pánve. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Janáček, J., 1969: Nové stratigrafické poznatky o pliocenní a pleistocenní výplni centrální části Podunajské nížiny. Geol. Práce, Spr., 50, 113 – 131.

Janšák, Š., 1950: Eolické formácie na Slovensku. Zemepis. Sbor. Slov. Akad. Vied, 2, 1 – 2, 5 – 48.

Jarosinski, M., Beekman, F., Matenco, L. a Cloetingh, S., 2011: Mechanics of basin inversion: Finite element modelling of the Pannonian Basin System. Tectonophysics, 502, 1 – 2, 121 – 145.

Jenny, H., 1941: Factors of soil formation. A system od Quantitative Pedology. New York, McGraw – Hill., 191 s.

Jetel, J., Franko, O. a Fedorová, Ľ., 2012: Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej mape SR, list 45 Nitra, 1 : 200 000. Bratislava. Št. Geol. Úst. D. Štúra, 113 s.

Jezný, M. a Januš, J., 1998: Marcelová – mineralizované vody z vrtu GTM-1 s obsahom jódových a brómových solí – výpočet zásob, stav k 31. 12. 1998. Minerál, Žilina, PROGEO.

Joniak, P., Šujan, M., Fordinál, K., Braucher, R., Rybár, S., Kováčová, M., Kováč, M., Aumaître, G., Bourlès, D. L. a Keddadouche, K., 2020: The age and paleoenvironment of a late Miocene floodplain alongside Lake Pannon: Rodent and mollusk biostratigraphy coupled with authigenic 10Be/9Be dating in the northern Danube Basin of Slovakia. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 538, 109 – 482.

K

Kantorová, V., 1950: Doterajšie výsledky mikropaleontologického bádania v Kravanoch n/Dunajom. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kantorová, V., 1953: Stratigrafické zhodnotenie vrtu na vodu v Štúrove na základe drobných fosílnych organických zvyškov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Karolus, K., 1961: Ročná zpráva za rok 1961 o výsledkoch základného geologického výskumu a mapovania neovulkanitov Kováčovských kopcov pri Štúrove. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Karolus, K. a Karolusová, E., 1960: Základný geologický výskum neovulkanického komplexu Kováčovských kopcov pri Štúrove (Výsledky za rok 1960). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Karolus, K. a Karolusová, E., 1963: Zpráva o geologickom výskume Kováčovských kopcov za rok 1962. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Karolus, K. a Karolusová, E., 1967: Záverečná zpráva k vulkanitom Kováčovských kopcov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Karolusová, E., 1963: Petrografické a sedimentárno-petrografické vyhodnotenie pyroklastického komplexu vrtu K-5 Salka. In: Karolus, K. a Karolusová, E., 1963: Zpráva o geologickom výskume Kováčovských kopcov za rok 1962. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Karolusová, E., 1965: Pyroklastiká Kováčovských kopcov a ich korelácia so susedným vulkanickým terénom. Geol. Práce, Zpr., 35, 99 – 104.

Káčer, Š., Antalík, M., Bodiš, D., Cibula, R., Gargulák, M., Gluch, A., Hraško, Ľ., Liščák, P., Malík, P., Mižák, J., Pauk, J., Rapant, S. a Slaninka, I., 2014: Geologický informačný systém GeoIS. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kázmér, M., 1990: Birth, life and death of the Pannonian Lake. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 79, 171 – 188.

Kázmér, M., Dunkl, I., Frisch, W., Kuhlemann, J. a Oszvárt, P., 2003. The Palaeogene forearc basin of the Eastern Alps and Western Carpathians: subduction erosion and basin evolution. J. Geol. Soc., 160, 413 – 428.

Kecskeméti, T. a Vaňová, M., 1972: Nummulites of the Dorog-Štúrovo basin. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 17, 105 – 145.

Kéz, A., 1934: A Duna visegradi áttörése. Matemath. term. ertesítő (Budapest), 50, 714 – 747.

Kéz, A., 1939: A Duna balparti terraszai Komárom és Szob között. Földrajzi Közlem. (Budapest), LXVII, 351 – 361.

Kilényi, E. a Šefara, J. (eds.), 1989: Pre-Tertiary basement contour map of the Carpathian Basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary, 1 : 500 000. Budapest, Eötvös Lóránd Geophys. Inst.

Kilényi, E. a Šefara, J., 1991: Pre-Tertiary basement contour map of the Carpathian Basin Beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. Geophys. Transact., 36, 1 – 2, 15 – 36.

Kis, R., 2000: Kisújfalu története a kezdetektől 1900-ig. Nové Zámky, Cranium.

Kjaran, S. P. a Eliasson, J., 2008: Geothermal reservoir engineering. UNU Geothermal Training Programme, Reykjavik, Iceland, 248 s.

Klago, M. a Tyleček, B., 1988: Marcelová – Patince, geotermálne vody. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Klučiar, T., Kováč, M., Vojtko, R., Rybár, A., Šujan, M. a Králiková, S., 2016: The Hurbanovo-Diösjenő fault: A crustal-scale weakness zone at the boundary between the Central Western Carpathians and Northern Pannonian Domain. Acta Geol. Slov., 8, 1 59 – 70.

Knobloch, E., 1992: Megasporen, Fruchte und Samen aus jungneogenen Ablagerungen der Slowakei. Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 16, 59 – 95.

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., Fulajtár, E., Makovníková, J., Medveď, M., Pavlenda, P., Schlosserová, J., Styk, J., Širáň, M., Tóthová, G. a Vojtáš, J., 2005a: Monitoring pôd Slovenskej republiky – Výsledky Čiastkového monitorovacieho systému – pôda, ako súčasť monitoringu životného prostredia Slovenskej republiky za rok 2005. Bratislava, VÚPOP, 227 s.

Kobza, J., Barančíková, G., Makovníková, J., Styk, J., Širáň, M. a Vojtáš, J., 2005b: Návrh regulačných pôdoochranných opatrení z výsledkov monitoringu pôd SR. Bratislava, VÚPOP, 24 s.

Kočický, D. a Ivanič, B., 2011: Geomorfologicke členenie Slovenska. Dostupné na internete: https://www.geology.sk/new/sites/default/files/media/geois/PrehladneMapy/GM_mapa.pdf.

Kohútová, O. a Flimmel, J., 1959: Dvory nad Žitavou. Výpočet zásob, štrkopiesky C-2. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Komora, J., 1981: Geofyzikálny prieskum na akcii Bajč – Hurbanovo. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Koncepcia geologického výskumu a geologického prieskumu na roky 2012 – 2016 (s výhľadom do roku 2020). Uznesenie vlády SR č. 73/2012.

Kondela, J., 2019: Rýchlostná cesta R7 Zemné – Nové Zámky, Seizmický prieskum. Amber Engineering, 14 s.

Konečný, V., 2003: Geologická mapa 1 : 25 000 pre účely mapy 1 : 200 000 list 46 Lučenec. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Konečný, P. a Konečný, V., 2017: Litologicko-petrografické charakteristiky vulkanických hornín vo vrtoch Š-1 (Šurany), D-1 (Dubník) a ZM-1 (Zlaté Moravce) v oblasti Podunajskej panvy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Konečný, V., Kováč, M., Lexa, J. a Šefara, J., 2002: Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: an interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle. EGS Stephan Mueller Spec. Publ., 1, 105 – 123.

Konečný, V. (ed.), Lexa, J., Halouzka, R., Dublan, L., Šimon, L., Stolár, M., Nagy, A., Polák, M., Vozár, J., Havrila, M. a Pristaš, J., 1998a: Geologická mapa Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – GS SR.

Konečný, V. (ed.), Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Vozár, J., Dublan, L., Nagy, A., Šimon, L., Havrila, M., Ivanička, J., Hojstričová, V., Mihaliková, A., Vozárová, A., Konečný, P., Kováčiková, M., Fiľo, M., Marcin, D., Klukanová, A., Liščák, P. a Žáková, E., 1998b: Vysvetlivky ku geologickej mape Štavnických vrchov a Pohronského Inovca (štiavnický stratovulkán) 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 473 s.

Konečný, V., Lexa, J. a Hojstričová, V., 1995: The Central Slovakia Neogene volcanic field: a review. Acta Volcanol., 7, 63 – 78.

Konečný, V., Lexa, J. a Šimon, L., 2003: Geologic structure and evolution of intravolcanic depressions in the area of Neogene volcanism in Central Slovakia. Miner. Slov., 35, 3 – 4, 255 – 290.

Koroknai, B., Horváth, P., Kadosa, B. a Dunkl, I., 2001: Alpine metamorphic evolution and cooling history of the Veporic basement in northern Hungary: new petrological and geochronological constrains. Int. J. Earth. Sci. (Geol. Rdsch.), 90, 740 – 751.

Koroknai, B., Wórum, G., Tóth, T., Koroknai, Z., Fekete-Németh, V. a Kovács, G., 2020: Geological deformations in the Pannonian Basin during the neotectonic phase: New insights from the latest regional mapping in Hungary. Earth Sci. Rev., 211, 103 – 411.

Kovács, J., Szabó, P., Kocsis, L., Vennemann, T., Sabol, M., Gasparik, M. a Virág, A., 2015: Pliocene and Early Pleistocene paleoenvironmental condition in the Pannonian Basin (Hungary, Slovakia): Stable isotope analyses of fossil proboscidean and perissodactyl teeth. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 440, 455 – 466.

Kovács, S., Szederkényi, T., Haas, J., Buda, Gy., Császár, G. a Nagymarosy, A., 2000: Tectonostratigraphic terranes in the pre-Neogene basement of the Hungarian part of the Pannonian area. Acta geol. hung., 43, 3, 225 – 328.

Kováč, M., 1977: Applikation der biofaziellen Analyse in der Praxis am Beispiel der Rekonstruktion der Lokalität Kováčov (Egerien des östlichen Randes der Donau-Tiefebene). Geol. Zbor. Geol. Carpath., 28, 1, 177 – 190.

Kováč, P. a Hók, J., 1993: The Central Slovak Fault System – the field evidence of a strike slip. Geol. Carpath., 44, 3, 155 – 159.

Kováč, M., Kráľ, J., Márton, E., Plašienka, D. a Uher, P., 1994: Alpine uplift history of the central western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. Geol. Carpath., 45, 2, 83 – 96.

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., 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 (Slovakia). EGU Stephan Mueller Spec. Publ. Ser., 3, 167 – 184.

Kováč, M., Baráth, I., Fordinál, K., Grigorovich, A. S., Halásová, E., Hudáčková, N., Joniak, P., Sabol, M., Slamková, M., Sliva, Ľ. a Vojtko, R., 2006: Late Miocene to Early Pliocene Sedimentary Environments and Climatic Changes in the Alpine - Carpathian - Pannonian Junction Area: A case study from the Danube Basin northern margin (Slovakia). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 238, 1 – 4, 32 – 52.

Kováč, M., Andreyeva-Grigorovich, A., Bajraktarević, Z., Brzobohatý, R., Filipescu, S., Fodor, L., Harzhauser, M., Nagymarosy, A., Oszczypko, N., Pavelić, D., Rögl, F., Saftić, B., Sliva, Ľ. a Studencka, B., 2007: Badenian evolution of the Central Paratethys Sea: paleogeography, climate and eustatic sea-level changes. Geol. Carpath., 58, 6, 579 – 606.

Kováč, M., Synak, R., Fordinál, K., Joniak, P., Tóth, C., Vojtko, R., Nagy, A., Baráth, I., Maglay, J. a Minár, J., 2011: Late Miocene and Pliocene history of the Danube Basin: Inferred from development of depositional systems and timing of sedimentary facies changes. Geol. Carpath., 62, 6, 519 – 534.

Kováč, M., Plašienka, D., Soták, J., Vojtko, R., Oszczypko, N., Less, G., Ćosović, V., Fügenschuh, B. a Králiková, S., 2016: Paleogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. Glob. Planet. Change, 140, 9 – 27.

Kováč, M., Márton, E., Oszczypko, N., Vojtko, R., Hók, J., Králiková, S., Plašienka, D., Klučiar, T., Hudáčková, N. a Oszczypko-Clowes, M., 2017: Neogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. Glob. Planet. Change, 155, 133 – 154.

Kováč, M., Halásová, E., Hudáčková, N., Holcová, K., Hyžný, M., Jamrich, M. a Ruman, A., 2018a: Towards better correlation of the Central Paratethys regional time scale with the standard geological time scale of the Miocene Epoch. Geol. Carpath., 69, 3, 283 – 300.

Kováč, M., Márton, E., Klučiar, T. a Vojtko, R., 2018b: Miocene basin opening in relation to the north-eastward tectonic extrusion of the ALCAPA Mega-Unit. Geol. Carpath., 69, 3, 254 – 263.

Kováč, M., Rybár, S., Halásová, E., Hudáčková, N., Šarinová, K., Šujan, M., Baranyi, V., Kováčová, M., Ruman, A., Klučiar, T. a Zlinská, A., 2018c: Changes in Cenozoic depositional environment and sediment provenance in the Danube Basin. Basin Res., 30, 1, 97 – 131.

Kováčik, M., 2018: Geological Structure of Pre-Cenozoic Units – from the Edge of the Malé Karpaty Mts. to the Deep Basement of the Danubian Flat. Slovak Geol. Mag., 18, 2, 5 – 22.

Král, M., Franko, J. a Jančí, J., 1992: Geotermická charakteristika podunajskej panvy. Manuskript. Bratislava, archív Geocomplex.

Král, M., Lizoň, I. a Jančí, J., 1985: Geotermický výskum SSR. Záv. správa za roky 1981 až 1985. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Králiková, S., Hók, J. a Vojtko, R., 2010: Reorientácia napäťového poľa odvodená z morfoštruktúr a zlomového porušenia pliocénnych sedimentov Hronskej pahorkatiny (Západné Karpaty). Acta Geol. Slov., 2, 1, 17 – 22.

Kronome, B., Baráth, I., Nagy, A., Uhrin, A., Maros, G., Berka, R. a Černák, R., 2014: Geological Model of the Danube Basin; Transboundary Correlation of Geological and Geophysical Data. Slovak Geol. Mag., 14, 2, 17 – 35.

Kubeš, P., Bielik, M., Daniel, S., Čížek, P., Fiľo, M., Gluch, A., Grand, T., Hrušecký, I. Kucharič, Ľ., Medo, S., Pašteka, R., Smolárová, E., Šefara, J., Tekula, B., Ujpál, Z., Valušiaková, A., Bezák, V., Dublan, Š., Elečko, M., Határ, J., Hraško, Ľ., Ivanička, J., Janočko, J., Kaličiak, M., Kohút, M., Konečný, V., Mello, J., Polák, M., Potfaj, M., Šimon, L. a Vozár, J., 2001: Atlas geofyzikálnych máp a profilov. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kubeš, P., Bezák, V., Kucharič, Ľ., Filo, M., Vozár, J., Konečný, V., Kohút, M. a Gluch, A., 2010: Magnetic field of the Western Carpathians (Slovakia): reflections on the structure of the crust. Geologica Carpathica, 61, 5, 437 – 447.

Kubeš, P., Szalaiová, V. a Fiľo, M., 1989: Geofyzikálny výskum Podunajskej nížiny, etapa 1989. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kukla, J., 1975: Loess Stratigraphy of Central Europe. In: Butzer, K. W. a Issac, G. L. (eds.): After the Australopithecines. Hague, Nomton Publ., 99 – 188.

Kullman, E., Gavurník, J., Molnár, Ľ., Paľušová, Z., Slivová, V., Lehotová, D., Belan, M., Juhásová, Ľ. a Palková, M., 2020: Hydrologická ročenka – Podzemné vody 2019. Bratislava, SHMÚ, 262 s.

Kullman, E., Malík, P., Patschová, A. a Bodiš, D., 2005: Vymedzenie útvarov podzemných vôd na Slovensku v zmysle rámcovej smernice o vodách 2000/60/ES. Podzemná voda, XI, 1, 5 – 18.

Kullmanová, A., Hanáček, J., Samuel, O., Gašpariková, V., Papšová, J., Vaňová, M., Pevný, J., Bodiš, J. a Michalík, J., 1979: Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGKr-1 v Kravanoch n/D. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

L

Lapin, M., Faško, P., Melo, M., Šťastný, P. a Tomlain, J., 2002: Klimatické oblasti. In: Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava, MŽP SR – Banská Bystrica, SAŽP, s. 95.

Lankreijer, A., Kováč, M., Cloetingh, S., Pitoňák, P., Hlôška, M. a Biermann, C., 1995: Quantitative subsidence analysis and forward modelling of the Vienna and Danube basins: thin-skinned versus thick-skinned extension. Tectonophysics, 252, 1 – 4, 433 – 451.

Laurinc, D., 2021: Petrografické a modálne vyhodnotenie vybraných vzoriek klastických a karbonátových hornín z regiónu Podunajská nížina-jv. časť. In: Fordinál, K., Maglay, J., Moravcová, M., Vitovič, L., Nagy, A., Šimon, L., Šefčík, P., Demko, R., Laurinc, D., Pelech, O., Šujan, M., Zlinská, A. a Žecová, K., 2022: Vysvetlivky ku geologickým mapám v mierke 1 : 25 000 listov: 45-233 Palárikovo (časť), 45-234 Bánov (časť), 45-411 Nesvady (časť), 45-412 Nové Zámky, 45-413 Martovce (časť), 45-414 Hurbanovo, 45-431 Komárno (časť), 45-432 Marcelová, 45-243 Veľké Lovce (časť), 45-244 Želiezovce (časť), 45-421 Dubník, 45-422 Bíňa, 45-423 Strekov, 45-424 Gbelce, 45-441, 443 Búč (časť), 45-422 Mužla (časť), 46-133 Ipeľský Sokolec (časť), 46-311 Pastovce (časť), 46-313, 314 Salka (časť) a 46-331, 332 Štúrovo (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. a Zanettin, B., 1986: A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram. J. Petrology, 27, 3, 745 – 750.

Leclair, S. F. a Bridge, J. S., 2001: Quantitative interpretation of sedimentary structures formed by river dunes. J. Sed. Res., 71, 5, 713 – 716.

Lee, K. C., 1996: Classification of geothermal resources – an engineering approach. In: Proceedings 21st Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, CA, 1 – 8.

Lee, K. C., 2001: Classification of geothermal resources by exergy. Geothermics, 30, 431 – 442.

Lehotayová, R. H., 1960: Neogénna mikrofauna z oblasti Štúrova (zpracovaná k listu generálnej mapy Nové Zámky L 34/1). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Lehotayová, R., 1966: Dielčia záverečná zpráva zo štruktúrneho vrtu K-V – Salka (Mikrobiostratigrafia). In: Vass, D. a Gabčo, R., 1966: Záverečná zpráva zo štruktúrneho vrtu K-V – Salka (geologická časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Lehotayová, R. a Ondrejíčková, A., 1966: Fauna lanzendorfskej série od Bajtavy (jv. časť Podunajskej nížiny). Geol. Práce, Zpr., 40, 39 – 54.

Lehotayová, R. a Ondrejíčková, A., 1972: Makrofauna a nanoflora planktonu (foraminifer) badenu Podunajskej nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Lehotský, M., 2005: Metodologické aspekty správania a zmien korytovo-nivných geosystémov. Geomorfol. Slov., 5, 1, 34 – 50.

Lehotský, M., Maglay, J., Procházka, J. a Rusnák, M., 2022: Inland Delta and Its Two Large Rivers: Danube Plain, the Danube and Váh Rivers. World Geomorphological Landscapes, 235 – 253.

Lenhardt, W. A., Freudenthaler, C., Lippitsch, R. a Fiegweil, E., 2007: Focal-depth distributions in the Austrian Eastern Alps based on macroseismic data. Austrian J. Earth Sci., 100, 66 – 79.

Levey, R. A., 1977: Bed-form distribution and internal stratification of coarse-grained point bars, Upper Congaree River, SC. In: Miall, A. D. (ed.): Fluvial Sedimentology. 5. Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem., 105 – 127.

Lexa, J. a Konečný, V., 1979: Relationship of the Carpathian volcanic arc to the geodynamic evolution of the Pannonian basin. Geodynamic investigations in Czechoslovakia: final report, 231 – 235.

Lexa, J., Seghedi, I., Németh, K., Szakács, A., Konečný, V., Pécskay, Z., Fülöp, A. a Kovacs, M., 2010: Neogene-Quaternary volcanic forms in the Carpathian-Pannonian region: A review. Central Europ. J. Geosci., 2, 3, 207 – 270.

Linkeš,V., Kobza, J., Švec, M., Ilka, P., Pavlenda, P., Barančíková, G. a Matúšková, L., 1997: Monitoring pôd Slovenskej republiky; Súčasný stav monitorovaných vlastností pôd. Bratislava, Výsk. Úst. Pôd. Úrod.,128 s.

Linzer, G. H. a Tari, G., 2013: Structural Correlation between the Northern Calcareous Alps (Austria) and the Transdanubian Central Range (Hungary). In: Gao, D. (ed.): Tectonics and Sedimentation: Implications for Petroleum Systems. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 100, 249 – 266.

Littva, J., Hók, J. a Bella, P., 2015: Cavitonics: Using caves in active tectonic studies (Western Carpathians, case study). J. struct. Geol., 80, 47 – 56.

Lizoň, I., 1982: Geotermické pole Západných Karpát. Kandidát. dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív Slov. Akad. Vied.

Ložek, V., 1952: Zpráva o paleontologickém výzkumu kvarteru v okolí Štúrova. Věst. Ústř. Úst. geol., 27, 3 – 4, 174 – 179.

Ložek, V., 1955: Měkkýši československého kvartéru. Rozpr. Ústř. Úst. geol. (Praha), 17, 3, 510 s.

Ložek, V. a Tyráček, J., 1960: Příspěvek k poznání vývoje údolí Váhu mezi Trenčínem a Piešťany. Sbor. Čs. Společ. zeměp. (Praha), 65, 1, 6 – 14.

Lukács, R., Harangi, S., Guillong, M., Bachmann, O., Fodor, L., Buret, Y., Dunkl, I., Sliwinski, J., von Quadt, A., Peytcheva, I. a Zimmerer, M., 2018: Early to Mid-Miocene syn-extensional massive silicic volcanism in the Pannonian Basin (East-Central Europe): Eruption chronology, correlation potential and geodynamic implications. Earth Sci. Rev., 179, 1 – 19.

Lukniš, M., 1946: Poznámky ku geomorfológii Beckovskej brány a priľahlých území. Práce Št. geol. Úst. (Bratislava), 15, 1 – 32.

Lukniš, M. a Bučko, Š., 1953: Geomorfologické pomery Podunajskej nížiny v oblasti medzi Novými Zámkami a Komárnom. Geogr. Čas., 5, 3 – 4, 131 – 168.

Lunga, S., 1963: Správa o výsledku struktúrního průzkumu V od Komárna v roce 1962. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Lunga, S., 1964: Geologická správa o plytkom štruktúrnom prieskume v oblasti Komárno – Nová Vieska za rok 1963. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Lunga, S., 1965: Geologická správa o výsledkoch štruktúrneho prieskumu v oblasti Komárno – Nová Vieska za rok 1964. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Lunga, S., 1966: Geologická zpráva o struktúrním průzkumu v oblasti Komárno – Nová Vieska za rok 1965. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Lunga, S., 1969: Litologický popis mechanických jadier odobraných na vrte Modrany-1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

M

Macko, J. a Ďurovič, E., 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR, list mapy: 1 : 50 000 L-34-1-B Dvory nad Žitavou, stav k: 30. 9. 1971. Spišská Nová Ves, Geol. priesk. – Bratislava, Slov. geol. úrad.

Macko, J. a Slovák, Ľ., 1971a: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR, list mapy: 1 : 50 000 L-34-1-D Marcelová, stav k: 15. 9. 1971. Spišská Nová Ves, Geol. priesk. – Bratislava, Slov. geol. úrad.

Macko, J. a Slovák, Ľ., 1971b: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR, list mapy: 1 : 50 000 L-34-1-C Komárno, stav k: 15. 9. 1971. Spišská Nová Ves, Geol. priesk. – Bratislava, Slovenský geologický úrad.

Maglay, J., Fordinál, K., Nagy, A., Kováčik, M., Šefčík, P., Vlačiky, M., Šimon, L., Moravcová, M., Zlocha, M., Fričovská, J., Zlinská, A., Žecová, K., Baráth, I., Liščák, P., Ondrášiková, B., Gluch, A., Kucharič, Ľ., Zeman, I., Kubeš, P., Benková, K., Bottlik, F., Marcin, D., Michalko, J., Baláž, P., Stupák, J. a Tuček, Ľ., 2017: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Podunajská nížina-Podunajská rovina v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Maglay, J., Fordinál, K., Nagy, A., Vlačiky, M., Šefčík, P., Fričovská, J., Moravcová, M., Kováčik, M., Baráth, I. a Zlocha, M., 2018: Geologická mapa Podunajskej nížiny-Podunajskej roviny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Maglay, J., Halouzka, R., Baňacký, V., Pristaš, J. a Janočko, J., 1999: Neotektonická mapa Slovenska 1 : 500 000. Bratislava, MŽP SR – GS SR.

Maglay, J., Pristaš, J., Kučera, M. a Ábelová, M., 2009: Geologická mapa kvartéru Slovenska – hrúbka kvartérneho pokryvu. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Magyar, I., 2021: Chronostratigraphy of clinothem-filled non-marine basins: Dating the Pannonian Stage. Glob. Planet. Change, 205, 103 – 609.

Magyar, I., Krezsek, C. a Tari, G., 2020: Clinoforms as paleogeographic tools: Development of the Danube catchment above the deep Paratethyan basins in Central and Southeast Europe. Basin Res., 32, 2, 320 – 331.

Magyar, I., Radivojevic, D., Sztanó, O., Synak, R., Ujszaszi, K. a Pocsik, M., 2013: Progradation of the paleo-Danube shelf margin across the Pannonian Basin during the Late Miocene and Early Pliocene. Glob. Planet. Change, 103, 168 – 173.

Magyar, I. a Sztanó, O., 2008: Is there a Messinian unconformity in the Central Paratethys? Stratigraphy, 5, 3 – 4, 245 – 255.

Maheľ, M. a Cambel, B., 1972: Geologická mapa Malých Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Májovský, J., 1988: Geofyzikálny prieskum v oblasti Želiezoviec. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Malík, P., Bačová, N., Hronček, S., Kočický, 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.

Man, O., 1962: Magnetický průzkum v Malé dunajské nížině. Manuskript. Hodonín, archív MND.

Marcin, D., Benková, K. a Fričovský, B., 2016: Hodnotenie útvarov geotermálnych vôd Slovenska – aktualizácia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Marcin, D., Benková, K., Fričovský, B., Bodiš, D., Bottlik, F., Kordík, J. a Stríček, I., 2020a: Hodnotenie stavu geotermálnych útvarov podzemných vôd na území Slovenskej republiky. Geologická štúdia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Marcin, D., Benková, K., Fričovský, B., Bottlik, F., Vizi, L., Michalko, J., Kronome, B., Dugovič, R., Zeman, I., Kordík, J., Gluch, A., Bodiš, D., Repková, R., Stríček, I., Bilohuščin, J., Kováčik, M., Čech, P., Fordinál, K. a Filep, Z., 2020b: Regionálne hydrogeotermálne zhodnotenie komárňanskej okrajovej kryhy, komárňanskej vysokej kryhy a ďurkovskej depresie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Marko, F. a Kováč, P., 1995: Mapa hlavných zlomových línií širšieho regiónu Západných Karpát. In: Pereszlényi, M., Janků, J., Pagáč, I., Maheľ, M. a Čechová, A. (ed.): Zhodnotenie perspektív vyhľadávania uhľovodíkov vo vybraných oblastiach Západných Karpát, surovina: ropa a zemný plyn, vyhľadávací prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Marková, M., 1960: Zpráva o sedimentárno-petrografickom výzkume miocénu na liste Nové Zámky. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Marková, M., 1963: Litológia vulkanogénno-sedimentárnych hornín z okolia Štúrova. Geol. Práce, Zpr., 27, 217 – 232.

Matějka, A., 1949a: Přehled geologických poměrů Malé Dunajské nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Matějka, A., 1949b: Malá Dunajská nížina. List Parkán /4861/3/4. Geologie terénu mezi Madarem a Kamennými Ďarmoty. Vysvětlivky k mapě 1 : 25 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Matherny, M. a Mišík, M., 1955. Záverečná zpráva o výskume pieskov Malej dunajskej nížiny s ohľadom na obsah ťažkých minerálov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Matlovič, R., Kandráčová, V. a Michaeli, E., 1998: Trasy za poznaním Slovenska. Prešov, ATA – Akademická turistická agentúra, 500 s.

Matula, M. a Pašek, J., 1986: Regionálna inžinierska geológia ČSSR. Bratislava, Alfa, 296 s.

Matura, A., Császár, G., Kröll, A., Vozár, J. a Wessely, G., 2000: Map of the pre-tertiary basement. Danube Region Environmental Geology Programme DANREG, Explanatory notes. Jb. Geol. Bundesant., 142, 4, 465 – 482.

Mazúr, E., 1963: Žilinská kotlina a priľahlé pohoria. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 186 s.

Mazúr, E. a Lukniš, M., 1986: Geomorfologické členenie SSR a ČSSR. Časť Slovensko. Bratislava, Slovenská kartografia.

Májovský, J. a Zbořil, L., 1988: Geofyzikálny prieskum Štúrovo Nána – pitné vody. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

McKenzie, D., 1978: Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planet. Sci. Lett., 40, 1, 25 – 32.

Medek, 1963: Hydrogeologický posudok o vŕtanej studni pre 17 + 18 b. j. v Bajči. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Miall, A. D., 1996: The Geology of Fluvial Deposits Sedimentary Facies, basin Analysis and Petroleum Geology. Berlin – Heidelberg – New York – London – Paris – Tokyo – Hong Kong, Springer-Verlag, 582 s.

Midriak, R., 2002: Potenciálna vodná erózia pôdy (podľa R. K. Frewerta, K. Zdražila a O. Stehlíka). In: Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava, Min. život. prostr. Slov. republiky.

Midriak, R., 2010: Eróziou spustnuté pôdy v krajine Slovenska. Geomorphol. Slov. Bohem., 2, 7 – 15.

Mikovíni, S., 1740: Mappa Comitatus Strigoniensis Methodo Astronomico Geometrica concinnata – Mapa Ostrihomskej stolice. Budapešť, Széčéniho knižnica, Zbierka rukopisných máp.

Milička, J., Pereszlényi, M. a Nagy, A., 2011: Hydrocarbon potential of Norhern promontories of the Pannonian Basin System in Slovakia. Miner. Slov., 43, 4, 351 – 364.

Minaříková, D., 1966: Sedimentárně-petrografický výzkum kvartérních sedimentů Podunajské nížiny (oblast mezi Komárnem a Štúrovem) a Nitrianske pahorkatiny (Komjatice). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Minaříková, D., 1967. Sedimentárně-petrografický výzkum kvartémích sedimentů území mezi Komárnom a Štúrovem. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Minaříková, D., 1968: Sedimentárně-petrografický výzkum kvartérních sedimentů: I. Hronské pahorkatiny – úkol 8/1, II. Pohroní – úkol 8/2, III. Východoslovenské nížiny – úkol 8/5. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Minaříková, D., 1969: Petrografie kvartérních sedimentů v údolí Dunaje mezi Komárnem a Štúrovem. Geol. Práce, Spr., 49, 193 – 214.

Moeck, I. S., 2014: Catalog of geothermal play types based on geologic controls. Geothermics, 37, 867 – 882.

Molčíková, V., 1964: Příspěvek k ekologii spodnotortonské mikrofauny Podunajské nížiny. Práce Výzk. Úst. čs. naft. Dolů, XXI, 93 – 98, 111 – 124.

Moravcová, M., 2022: Klimatické zmeny, charakter prírodného prostredia a analýza výsledkov AMS ^{14}C a OSL datovaní z regiónu Podunajská nížina-jv. časť v období posledného glaciálu a holocénu. In: Fordinál, K., Maglay, J., Moravcová, M., Vitovič, L., Nagy, A., Šimon, L., Šefčík, P., Demko, R., Laurinc, D., Pelech, O., Šujan, M., Zlinská, A. a Žecová, K., 2022: Vysvetlivky ku geologickým mapám v mierke 1 : 25 000 listov: 45-233 Palárikovo (časť), 45-234 Bánov (časť), 45-411 Nesvady (časť), 45-412 Nové Zámky, 45-413 Martovce (časť), 45-414 Hurbanovo, 45-431 Komárno (časť), 45-432 Marcelová, 45-243 Veľké Lovce (časť), 45-244 Želiezovce (časť), 45-421 Dubník, 45-422 Bíňa, 45-423 Strekov, 45-424 Gbelce, 45-441, 443 Búč (časť), 45-422 Mužla (časť), 46-133 Ipeľský Sokolec (časť), 46-311 Pastovce (časť), 46-313, 314 Salka (časť) a 46-331, 332 Štúrovo (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Moravcová, M., Fordinál, K. a Maglay, J., 2018: Late Quaternary History and Palaeoclimatic Implications of Danubian Flat Based on Dating, Geochemistry, Lithology, Isotope Analyses and Land Snail Assemblages. Slovak Geol. Mag., 18, 2, 31 – 70.

Moravcová, M., Fordinál, K., Šefčík, P. a Maglay, J., 2022: Terénna dokumentácia a výsledky datovania, petrografických a geochemických analýz sedimentov kvartérneho a neogénneho veku z regiónu Podunajská nížina – jv. časť. In: Fordinál, K., Maglay, J., Moravcová, M., Vitovič, L., Nagy, A., Šimon, L., Šefčík, P., Demko, R., Laurinc, D., Pelech, O., Šujan, M., Zlinská, A. a Žecová, K., 2022: Vysvetlivky ku geologickým mapám v mierke 1 : 25 000 listov: 45-233 Palárikovo (časť), 45-234 Bánov (časť), 45-411 Nesvady (časť), 45-412 Nové Zámky, 45-413 Martovce (časť), 45-414 Hurbanovo, 45-431 Komárno (časť), 45-432 Marcelová, 45-243 Veľké Lovce (časť), 45-244 Želiezovce (časť), 45-421 Dubník, 45-422 Bíňa, 45-423 Strekov, 45-424 Gbelce, 45-441, 443 Búč (časť), 45-422 Mužla (časť), 46-133 Ipeľský Sokolec (časť), 46-311 Pastovce (časť), 46-313, 314 Salka (časť) a 46-331, 332 Štúrovo (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Muffler, L. P. J. a Cataldi, R., 1978: Methods for regional assessment of geothermal resources. Geothermics, 7, 53 – 89.

Müller, V., 1958: Regionální magnetický průzkum a tektonická stavba Malé dunajské nížiny. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript. Praha, archív PřF UK.

N

Nagy, A., Halouzka, R., Konečný, V., Lexa, J., Fordinál, K., Havrila, M., Vozár, J., Liščák, P., Stolár, M., Benková, K. a Kubeš, P., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny, východná časť 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 187 s.

Nagy, A., Maglay, J., Fordinál, K., Hók, J., Konečný, V. a Pristaš, J., 2004: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 200 000, list 45 – Nitra. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Němeček, J., Smolíková, L. a Kutílek, M., 1990: Pedologie a paleopedologie. Praha, Academia, 546 s.

Nemesi, L., Šefara, J., Varga, G. a Kovácsvölgyi, S., 1997: Results of deep geophysical survey within the framework of the DANREG project. Geophys. Transact., 41, 143 – 159.

Nemethyová, Novomestská a Kosťov, 1987: Patince – doplňujúci hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Nemčok, M. a Lexa, J., 1990: Evolution of the basin and range structure around the Žiar mountain range. Geol. Carpath., 41, 229 – 258.

Nováková, P., Rybár, S., Šarinová, K., Nagy, A., Hudáčková, N., Jamrich, M., Teodoridis, V., Kováčová, M., Šujan, M., Vlček, T. a Kováč, M., 2020: The late Badenian-Sarmatian (Serravallian) environmental transition calibrated by sequence stratigraphy (eastern Danube Basin, Central Paratethys). Geol. Carpath., 71, 4, 291 – 313.

O

Odstrčil, J. a Paulík, J., 1966: Detailní tíhový průzkum severní části Podunajské nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Očenáš, D., 1991: Bruty – možnosti získania jódu z podzemnej vody – štúdia, záverečná správa, surovina: Jód, VP, stav k 31. 8. 1991. Manuskript. Spišská Nová Ves, Geol. priesk.

Ondrejíčková, A., 1978: Faciostratotypus: Chľaba bei Štúrovo, Bohrung ŠO-1, Westslowakische Donautiefebene, Tschechoslowakei. In: Papp, A., Cicha, I. a Seneš, J. (eds.): M4 Badenian (Moravien, Wielicien, Kosovien). Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 173 – 175.

Ondrejíčková, A., 1980: Mäkkýše bádenu Podunajskej nížiny a Ipeľskej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Ondrejíčková, A. a Seneš, J., 1965: Oligocén južného Slovenska a jeho mäkkýšová fauna. Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 3, 145 – 198.

P

Pagáč, I., 1965: Príspevok ku geológii podložia terciéru Podunajskej panvy. Geol. Práce, Zpr., 37, 19 – 27.

Pagáč, I., 1968: Výsledok vrtu Komárno M-1 a možnosť získania zdrojov teplej vody v Podunajskej panve. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 13, 2, 123 – 126.

Pagáč, I., Hrušecký, I., Pereszlényi, M., Bartková, J., Trgiňa, P., Šatalová, M., Vitáloš, R., Kováčik, M., Balucha, M., Matisová, E., Rajec, M., Vaškor, I., Országh, M. a Slávik, M., 1991: Perspektívy vyhľadávacieho prieskumu na ropu a zemný plyn v Podunajskej panve. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Papp, F., 1926: Über die andesitischen Gesteine der Umgebung von Helemba (Kom. Hont.). Földt. Közl., 56, 195 – 200.

Papšová, J., 1983: Indexové fosílie mäkkýšov paleogénu Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Pašiaková, M., 2014: Geoelektrické merania v strednej časti Dunajskej panvy: Problémy interpretácie a ich geologicko-geofyzikálna interpretácia. Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.

Pašteka, R., Zahorec, P., Kušnirák, D., Bošanský, M., Papčo, J., Szalaiová, V., Krajňák, M., Marušiak, I., Mikuška, J. a Bielik, M., 2017: High resolution Slovak Bouguer gravity anomaly map and its enhanced derivative transformations: New possibilities for interpretation of anomalous gravity fields. Contr. Geophys. Geod., 47, 2, 81 – 94.

Paulík, J., 1958: Chotín-Alsó kenderföld, Egyházföld, nálezová správa. Nitra, Archív nálezových správ Archeol. Úst. Slov. Akad. Vied.

Paulov, 1960: Hydrogeologický vrtný prieskum a projekt vŕtanej studne. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Paulov, 1961: Hydrogeologický vrtný prieskum a projekt vŕtanej studne. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Paulovičová, M., Franko, O., Bárta, R, Husál, L. a Halmešová, S., 1974: Geofyzikálny výskum komárňanskej vysokej kryhy, oblasť Patince – Obid, Kamenín – Chľaba. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Pánisová, J., Balázs, A., Zalai, Z., Bielik, M., Horváth, F., Harangi, S., Schmidt, S. a Götze, H. J., 2018: Intraplate volcanism in the Danube Basin of NW Hungary: 3D geophysical modelling of the Late Miocene Pásztori volcano. Int. J. Earth Sci., 107, 5, 1 713 – 1 730.

Pecerrillo, A. a Taylor, S. R., 1976: Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contr. Mineral. Petrology, 58, 63 – 81.

Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Seghedi, I., Balogh, K., Konečný, V., Zelenka, T., Kovacs, M., Póka, T., Fülöp, A., Márton, E., Panaiotu, C. a Cvetković, V., 2006: Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. Geol. Carpath., 57, 6, 511 – 530.

Pechočiaková, A., 1965: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumu pre Pohronský Ruskov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Pelech, O., Michalík, J., Aubrecht, R., Fordinál, K., Hudáčková, N., Kohút, M., Kováčová, M., Levická, J., Lintnerová, O., Maglay, J., Moravcová, M., Ondrejka, M., Potfaj, M., Reháková, D., Sabol, M., Schlögl, J., Sliva, Ľ., Soták, J., Šarinová, K., Šujan, M., Vančová, I. a Vozárová, A., 2021: Slovenská verzia medzinárodnej chronostratigrafickej tabuľky. Miner. Slov., 53, 2, 103 – 114.

Pereszlényi, M., Pagáč, I., Masaryk, P., Zelman, J., Pereszlényiová, A., Slávik, M., Vass, D. a Vitáloš, R., 1997: Podunajská nížina – ropa a zemný plyn, vyhľadávací prieskum. Bratislava, Slov. plynár. priemysel.

Petlušová, V., Petluš, P. a Hreško, J., 2017: Vplyv zmien využívania krajiny na eróziu pôdy v katastrálnych územiach Ľubá a Belá (Hronská pahorkatina). Geogr. Čas., 69, 3, 245 – 262.

Petrbok, J., 1923: Příspěvek k seznání holocaenních a plistocaenních měkkýšů Slovenska. Čas. Mineral. Geol., 1, 1, 61 – 65.

Petrbok, J., 1924: Stratigrafie a měkkýši plistocaenní terasy Dunaje u Parkáně. Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II., 33, 20, 1 – 9.

Petrbok, J., 1950: Kvarterné mäkkýše východného slovenského Podunajska a kvarter pri Zvolene. Prírodoved. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení, 5, 177 – 192.

Planderová, E., 1966a: Palynologický výskum v oblasti Dvory nad Žitavou a Marcelová. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Planderová, E., 1966b: Dielčia záverečná zpráva zo štruktúrneho vrtu K-V – Salka (Palynologické zhodnotenie vrtu). In: Vass, D. a Gabčo, R., 1966: Záverečná zpráva zo štruktúrneho vrtu K-V – Salka (geologická časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Polák, R. a Novomestská, D., 1982: Svodín – Gbelce, hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Polák, R., Ševčík, J. a Bočkayová, 1974: Štúrovo – vodný zdroj na terase, širokoprofilový vrt HTS-1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Porubský, A., Vondráček, L., Prokay, A. a Drobáň, V., 1960: Hydrogeologický prieskum náplavov rieky Ipeľ v úseku Muľa – ústie do Dunaja. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Pristaš, J. (ed.), Elečko, M., Maglay, J., Fordinál, K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M., Havrila M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J., Mello, J. a Nagy, A., 2000a: Geologická mapa Podunajskej nížiny-Nitrianskej pahorkatiny 1 : 50 000. Bratislava, Min. život. prostr. SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Pristaš, J., 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., 2000b: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny-Nitrianskej pahorkatiny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 250 s.

Pristaš, J., Vass, D., Konečný, V., Lexa, J. a Remšík, A., 1980: Vysvetlivky k základnej geologickej mape v mierke 1 : 25 000, listy: M-34-134-D-a (Demandice), M-34-134-D-b (Plášťovce), M-34-134-D-c (Ipeľský Sokolec) a M-34--134-D-d (Šahy). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Priechodská, Z., 1966: Sedimentárno-petrografické zhodnotenie pliocénnych sedimentov vo vrtoch DV-1 – DV-5 na liste Dvory n/Žitavou a vo vrte Ma-1 na liste Marcelová. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Priechodská, Z., Brestenská, E. a Banič, P., 1977: Geologická mapa a vysvetlivky 1 : 25 000, list Kolta (M-34-133-D-d). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Procházka, J., Pišút, P. a Jamrichová, E., 2015: Zazemňovanie Gbelčianskej depresie počas holocénu vo svetle analýzy rastlinných makrozvyškov (profil Nová Vieska 2). Geogr. Čas., 67, 1, 85 – 103.

Prokeš, I. a Šafránek, V., 1960: Závěrečná zpráva o geoelektrickém průzkumu prováděném v roce 1959: Oblast: Malá dunajská nížina – Nové Zámky. Manuskript. Brno, archív Čs. naft. doly, závod Geofyzika.

Prokšová, D., 1956: Predbežná záverečná zpráva o mikropaleontologickom zhodnotení vrtov Štúrovo a Obid. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Prokšová, D., 1958a: Zpráva o mikropaleontologickom vyhodnotení vrtov Štúrovo. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Prokšová, D., 1958b: Mikropaleontologické vyhodnotenie vzoriek základného výskumu z oblasti Štúrova. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Prokšová, D., 1960: Záverečná zpráva z mikrostratigrafického výskumu problému Štúrovo. In: Brodňan, M., 1960: Štúrovo – Podunajská nížina – hnedé uhlie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

R

Rapant, S., Vrana, K., Bodiš, D., Doboš, V., Hanzel, V., Kordík, J., Repčoková, Z., Slaninka, I. a Zvara, I., 1996: Geochemický Atlas Slovenska, Podzemné vody. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra.

Reesink, A. J. H. a Bridge, J. S., 2011: Evidence of bedform superimposition and flow unsteadiness in unit-bar deposits, South Saskatchewan river, Canada. J. Sed. Res., 81, 11 – 12, 814 – 840.

Rektořík, J., Zbořil, A., Beinhauerová, M., Jihlavec, F. a Nečas, V., 1974. Výroční správa o reflexně seismických měření metodou SRB v Podunajské nížině. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Remšík, A. a Franko, O., 1978: Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGK-1 v Komárne, čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Remšík, A., Franko, O., Biely, A., Gazda, S., Kullmanová, A., Hanáček, J., Samuel, O., Gašpariková, V., Papšová, J., Vaňová, M., Pevný, J., Bodiš, J. a Michalík, J., 1979a: Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGKr-1 v Kravanoch nad Dunajom. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Remšík, A., Franko, O. a Bodiš, D., 1992: Geotermálne zdroje komárňanskej kryhy. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol., 10, 159 – 199.

Remšík, A., Franko, O., Bodiš, D., Gazda, S., Biely, A., Gross, P., Hanáček, J., Vass, D., Zbořil, Ľ., Lizoň, I., Sovíček, S. a Bosák, J., 1979b: Základný výskum geotermálnych zdrojov Komárňanskej vysokej kryhy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Remšík, A., Franko, O., Gross, P., Hanáček, J., Papšová, J., Samuel, O. a Vaňová, M., 1980: Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGO-1 v Obide. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Remšík, A., Švasta, J., Marcin, D., Benková, K., Černák, R., Mikita, S., Bottlik, F., Kováčová, E., Bahnová, B., Jurčák, S., Pažická, A., Gregor, M., Tóthová, K., Fajčíková, K., Cvečková, V., Kováčik, M., Siráňová, Z., Buček, S., Bačová, N., Záhorová, Ľ. a Lenhardtová, E., 2011: Hodnotenie útvarov geotermálnych vôd. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Repčok, I., 1978: Vek niektorých stredoslovenských neovulkanitov zistený metódou stôp po delení uránu. Geol. Práce, Spr., 71, 69 – 76.

Rode, A. A., 1971: Sistema metodov issledovanija v počvovedeniji. Novosibirsk, 92 s.

Romsauer, P., 1980: Záverečná etapa výskumu v Chotíne. Nitra, AVANS, 183 – 185.

Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Balázs, A., Csillag, G., Drijkoningen, G. a Fodor, L., 2020: Uplift of the Transdanubian Range, Pannonian Basin: How fast and why? Glob. Planet. Change, 192, 103 – 263.

Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Braucher, R., Novothny, Á., Csillag, G., Fodor, L., Molnár, G. a Madarász, B., 2016: Tectonic and climatic control on terrace formation: Coupling in situ produced 10Be depth profiles and luminescence approach, Danube River, Hungary, Central Europe. Quat. Sci. Rev., 131, A, 127 – 147.

Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Csillag, G., Fodor, L., Braucher, R., Novothny, Á., Thamó-Bozsó, E., Virág, A., Pazonyi, P. a Timár, G., 2018: Integration of new and revised chronological data to constrain the terrace evolution of the Danube River (Gerecse Hills, Pannonian Basin). Quat. Geochronol., 48, 148 – 170.

Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Fodor, L. I. a Horváth, E., 2007: Neotectonics and Quaternary landscape evolution of the Gödöllő Hills, Central Pannonian Basin, Hungary. Glob. Planet. Change, 58, 1 – 4, 181 – 196.

Rybár, S., Halásová, E., Hudáčková, N., Kováč, M., Kováčová, M., Šarinová, K. a Šujan, M., 2015. Biostratigraphy, sedimentology and paleoenvironments of the northern Danube Basin: Ratkovce 1 well case study. Geol. Carpath., 66, 1, 51 – 67.

Rybár, S., Kováč, M., Šarinová, K., Halásová, E., Hudáčková, N., Šujan, M., Kováčová, M., Ruman, A. a Klučiar, T., 2016. Neogene changes in Paleogeography, Paleoenvironment and the Provenance of sediment in the Northern Danube Basin. Bull. Geosci., 91, 2, 367 – 398.

Ruman, A., Ćorić, S., Halásová, E., Harzhauser, M., Hudáčková, N., Jamrich, M., Palzer-Khomenko, M., Kranner, M., Mandic, O., Rybár, S., Šimo, V., Šujan, M. a Kováč, M., 2021: The “Rzehakia beds” on the northern shelf of the Pannonian Basin: biostratigraphic and palaeoenvironmental implications. Facies, 67:1.

S

Sacchi, M., Horváth, F. a Magyari, O., 1999: Role of unconformity-bounded units in the stratigraphy of the continental record: a case study from the Late Miocene of the western Pannonian Basin, Hungary. Geol. Soc. Spec. Publ., 357 – 390.

Samuel, O. a Vaňová, M., 1967: Nové poznatky o stratigrafii eocénu v okolí Štúrova. Geol. Práce, Zpr., 41, 41 – 51.

Sant, K., Kuiper, K. F., Rybár, S., Grunert, P., Harzhauser, M., Mandic, O., Jamrich M., Šarinová, K., Hudáčková, N. a Krijgsman, W., 2020: $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology using sensitivity mass spectrometry: Example from middle Miocene horizons of the Central Paratethys. Geol. Carpath., 7, 2, 166 – 182.

Sanyal, S. K. a Sarmiento, Z. F., 2005: Booking geothermal energy reserves. Geotherm. Res. Council Transactions, 29, 467 – 474.

Sauty, J. P., Gringarten, A. C., Landel, P. A. a Mejoz, A., 1980: Lifetime optimization of low enthalpy geothermal doublets. In: Strub, A. S. a Ungemach, P. (eds.): Advances in European Geothermal Research. D. Reidel Publ., 706 – 719.

Seneš, J., 1949: Geologické štúdiá južného Slovenska (List Kamenín 4861/2 a Parkan 4861/4). Práce Št. geol. Úst., 23, 5 – 76.

Seneš, J., 1953: Spodnosarmatská fauna pri Malej nad Hronom. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení, III, 3 – 4, 193 – 257.

Seneš, J., 1955: Záverečná zpráva o výsledkoch základného geologického výskumu oblasti Štúrova za rok 1955. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Seneš, J., 1957a: Vek a vývoj terciéru u Kováčova (okr. Štúrovo) (Otázka veku a vývoja pektunkulových pieskov a vrstiev tzv. egerského typu v Karpatskej panve.) Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Seneš, J., 1957b: O možnostiach výskytu terciérnych uhoľných ložísk v okolí Štúrova. Věst. Ústř. Úst. geol., 32, 185 – 191.
Seneš, J., 1958a: Pholadomya andrusovi nov. sp. zo spodného miocénu južného Slovenska. Geol. Práce, Zpr., 12, 3 – 13.
Seneš, J., 1958b: Pectunculus-Sande und Egerer Faunentypus im Tertiär bei Kováčov im Karpatenbecken. Geol. Práce, Monogr., sér. 1, Bratislava, 7 – 232.
Seneš, J., 1959: Generálna mapa list Nové Zámky. Zpráva o výskume za rok 1958. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Seneš, J., 1960: Ročná zpráva úkolu XII/013. List Nové Zámky 1 : 200 000, č. L-34-I. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Seneš, J., 1961: Základný geologický výskum neogénu na listoch Gbelce, Štúrovo, Chlaba a Salka v merítku 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Seneš, J., 1963: Miocén východného okraja Podunajskej nížiny. Geol. Práce, Zpr., 27, 75 – 88.
Seneš, J., 1964a: Geologická mapa ČSSR, mapa predštvrtohorných útvarov 1 : 200 000, L – 33 – I Nové Zámky. Bratislava, Ústr. geol. Úrad.
Seneš, J., 1964b: Súhrn poznatkov o vývoji terciéru vo východnej časti Podunajskej nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Seneš, J., 1964c: A Sturovo-Dorog-tokodi alsó oligocén problémai. Földt. Kutatás, 7, 2 – 3, 31 – 36.
Seneš, J., 1964d: Az üledékképződéssel egyidejű kéregmozgások időbeli helyzee szedimentációs ciklusokban. Földt. Kutatás, 7, 2 – 3, 36 – 41.
Seneš, J., Franko, O., Koštálik, J. a Porubský, A., 1962a: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1 : 200 000, L-34-I Nové Zámky. Bratislava, Geofond, 106 s.
Seneš, J., Gabčo, R., Lehotayová, R., Vass, D., Gazda, S. a Miškovic, Ľ., 1962b: Zpráva o geologickom mapovaní na listoch máp 1 : 50 000 Salka (L-34-2-B), Gbelce (L-34-2-A), Štúrovo (L-34-2-C) v roku 1961 – ročná zpráva. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Schafarzik, F. a Szontagh, F., 1896: Az aquitán emelet alöfurdulása Szob vidékén. Földt. Közl., 12, 214 – 218.
Schaleková, A. a Bystrická H., 1956: Treťohory pri Dunaji na juhozápadnom Slovensku. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 7, 1 – 2, 74 – 79.
Schmidt, Z., 1978: Pleistocénna malakofauna spraší z Hronskej pahorkatiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Schmidt, Z., 1981: Kvartérne mäkkýše z lokalít Nýrovce a Turá. Geol. Práce, Spr., 75, 95 – 102.
Schmidt, Z., 1982: Biostratigrafia kvartérnych sedimentov v profile sondy MH-1 v Malej nad Hronom (Podunajská nížina). Geol. Práce, Spr., 78, 131 – 142.
Schmidt, Z. a Halouzka, R., 1970: Nová fauna villafranchienu zo Strekova na Hronskej pahorkatine (Podunajská nížina). Geol. Práce, Spr., 51, 173 – 183.
Sidó, M., 1955: Mikropaleontológiai adatok Salka (Ipolyszalka) miocén üledékeiből. Földt. Közl., 85, 2, 211 – 216.
Sitárová, A., Bielik, M. a Burda, M., 1984: Interpretácia kolárovskej tiažovej anomálie. Geol. Práce, Spr., 81, 171 – 182.
Sitárová, A., Marková, M., Bielik, M. a Levashov, S., 1994: Interpretation of the Kolárovo gravity anomaly by the option method. Acta Geol. Univ. Comen., 50, 37 – 43.
Slovák, Ľ., Hromada, J., Juriš, F., Tabak, J., Jezný, M., Urban, V. a Bondarenková, A., 1983: Žitavský záliv – surovina: lignit. Záverečná správa a výpočet zásob. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Smernica Ministerstva životného prostredia Slovenskej republiky z 20. mája 1996 č. 4/1996 – 3.1.
SMOPAJ, 2017: Zoznam jaskýň k 31. 12. 2017. Liptovský Mikuláš, Slovenské múzeum ochrany prírody a jaskyniarstva, 379 s. http://www.smopaj.sk/sk/zoznam-jaskyn.
Snopková, P., 1961: Palynologický výskum neogénnych sedimentov z okolia Štúrova, Nových Zámkov a Považia. Geol. Práce, Zpr., 23, 215 – 231.
Snopková, P., 1978: Morfológia sporomorf eocénu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Snopková, P., 1979: Výskyt strednodevónskych palinomorf vo vrte Zelený Háj-1. Geol. Práce, Spr., 73, 237 – 240.
Snopková, P., 1986: New species from the Paleogene of the eastern part of the Danube lowland, Hornonitrianska kotlina and Liptovská kotlina depressions. Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 11, 115 – 122.
Sobocká, J., Šurina, B., Torma, S. a Dodok, R., 2005: Klimatická zmena a jej možné dopady na pôdny fond Slovenska. Bratislava, VÚPOP, 48 s.
Sorey, M. L., Nathenson, M. a Smith, Ch., 1982: Methods for assessing low-temperature geothermal resources. In: Reed, M. J. (ed.): Assessment of low-temperature geothermal resources of the United States – 1982. Arlington, VA, US Geol. Surv., 17 – 31.
Steininger, F. F. a Nevesskaya, I. A., 1975: Stratotypes of Mediterranean Neogene Stages. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 2, 364 s.
Steininger, F. F., Seneš, J., Kleemann, K. a Rögl, F. (eds.), 1985: Neogene of the mediterranean Tethys and Paratethys. University of Vienna, I, 1 – 189.
Stoica, M., Lazăr, I., Vasiliev, I. a Krijgsman, W., 2007: Mollusc assemblages of the Pontian and Dacian deposits from the Topolog-Argeş area (southern Carpathian foredeep – Romania). Geobios, 40, 3, 391 – 405.
STN EN 206 +A1, 2017: Betón, Špecifikácia, vlastnosti, výroba a zhoda.

Sun, S. S. a Mc Donough, W. F., 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. a Norry, M. J. (eds.): Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. (London), 313 – 345.

Svoboda, S., 1959: Mikropaleontologické zpracování opěrného vrtu Nová Vieska 1. Manuskript. Brno, archív VÚ ČND.

Szafián, P., Tari, G., Horváth, F. a Cloetingh, S., 1999: Crustal structure of the Alpine-Pannonian transition zone: A combined seismic and gravity study. Int. J. Earth Sci., 88, 1, 98 – 110.

Sztanó, O., Kováč, M., Magyar, I., Šujan, M., Fodor, L., Uhrin, A., Rybár, S., Csillag, G. a Tőkés, L., 2016: Late Miocene sedimentary record of the Danube / Kisalföld Bain: interregional correlation of depositional systems, stratigraphy and structural evolution. Geol. Carpath., 67, 6, 525 – 542.

Sztanó, O. a Tari, G., 1993. Early Miocene basin evolution in Northern Hungary: tectonics and Eustacy. Tectonophysics, 226, 485 – 502.

Š

Šajgalík, J., 1967: Kvartérne sedimenty údolia Váhu medzi Trenčínom a Piešťanmi. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 12, 133 – 154.

Šajgalík, J., 1992: Osobitosti spraší Búčskych terás. Geol. Průzk., 34, 6, 172 – 175.

Šajgalík, J. a Modlitba, I., 1983: Spraše Podunajskej nížiny a ich vlastnosti. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 7 – 204.

Šarinová, K., Hudáčková, N., Rybár, S., Jamrich, M., Jourdan, F., Frew, A., Mayers, C., Ruman, A., Subová, V. a Sliva, Ľ., 2021a: $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating and palaeoenvironments at the boundary of the early-late Badenian (Langhian-Serravallian) in the northwest margin of the Pannonian basin system. Facies, 67:29.

Šarinová, K., Rybár, S., Halásová, E., Hudáčková, N., Jamrich, M., Kováčová, M. a Šujan, M., 2018: Integrated biostratigraphical, sedimentological and provenance analyses with implications for lithostratigraphic ranking: The Miocene Komjatice depression of the Danube Basin. Geol. Carpath., 69, 4, 382 – 409.

Šarinová, K., Rybár, S., Jourdan, F., Frew, A., Mayers, C., Kováčová, M., Lichtman, B., Nováková, P. a Kováč, M., 2021b: $^{40}Ar/^{30}Ar$ geochronology of Burdigalian paleobotanical localities in the Central Paratethys (South Slovakia). Geol. Acta, 19, 1 – 19.

Šarinová, K., Rybár, S., Jourdan, F., Sliva, Ľ. a Kováč, M., 2022: 40Ar/39Ar datovanie pochovaného vulkanického centra Kráľová a ďalších pyroklastík z Dunajskej panvy. In: Šimon, L., Kováčová, M., Antolíková, S., Kováčiková, M., Vlačiky, M., Hudáčková Hlavatá, N., Hyžný, M., Pivko, D., Štrba, Ľ., Vizi, L., Németh, Z., Kyška Pipík, R., Turanová, L., Ivan, P., Fľaková, R., Ondrášiková, B., Michalík, J., Šujan, M., Vojtko, R., Maglay, J., Biskupič, R., Plašienka, D., Kollárová, V. a Slavíková, V. : Abstrakty (20. PVS SGS) z vedeckej konferencie konanej dňa 13. 1. 2023 pri príležitosti 100. výročia založenia Slovenskej geologickej spoločnosti a Českej geologickej spoločnosti. Mente et Malleo, 7, 2, 43.

Šefara, J., Bielik, M., Bodnár, J., Čížek, P., Fiľo, M., Gnojek, I., Grecula, P., Halmešová, S., Husák, Ľ., Janoštík, M., Kráľ, M., Kubeš, P., Kucharič, Ľ., Kurkin, M., Leško, B., Mikuška, J., Muška, P., Obernauer, D., Pospíšil, L., Putiš, M., Šutora, A. a Velich, R., 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk – geofyzikálne interpretácie. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Šefara, J., Kováč, M., Plašienka, D. a Šujan, M., 1998: Seismogenic zones in the eastern Alpine – Western Carpathian – Pannonian junction area. Geol. Carpath., 49, 4, 247 – 260.

Šefčík, P., 2005: Pôdna reakcia v humusových horizontoch pôd Slovenska. Nitra, Agrochémia, 45, 2, 10 – 14.

Šefčík, P., 2008: Distribúcia ťažkých kovov v pôdach Slovenska. Geol. Práce, Spr., 115, 27 – 36.

Šefčík, P., Bystrická, G. a Káčer, Š., 2012: Pedogeochemické mapy – Vysvetlivky. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Šefčík, P., Moravcová, M. a Demko, R., 2019: Klimatostratigrafia, paleoenvironmentálny vývoj a izotopová analýza významných kvartérnych lokalít Slovenskej republiky. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Šefčík, P., Pramuka, S. a Gluch, A., 2008: Hodnotenie kontaminácie pôd podľa indexu geoakumulácie. Agriculture, 54, 3, 119 – 130.

Šimeková, J., Martinčeková, T., Abrahám, P., Gejdoš, T., Grenčíková, A., Grman, D., Hrašna, M., Jadroň, D., Záthurecký, A., Kotrčová, E., Liščák, P., Malgot, J., Masný, M., Mokrá, M., Petro, Ľ., Polaščinová, E., Solčiansky, R., Kopecký, M., Žabková, E., Wanieková, D., Baliak, F., Caudt, Ľ., Rusnák, M. a Sluka, V., 2006: Atlas máp stability svahov SR M 1 : 50 000, orientačný IGP. Bratislava, MŽP SR, INGEO, IGHP, Katedra geotechniky SvF STU, Št. Geol. Úst. D. Štúra, GEOKONZULT, PriF UK.

Šimo, E. a Zaťko, M., 2002: Typy režimu odtoku. In: Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava, MŽP SR – Banská Bystrica, SAŽP, s. 103.

Šiška, A. a Pestún, V., 1968: Komplexný prieskum pôd okresu Nové Zámky. Bratislava, Laboratórium pôdoznalectva, 136 s.

Šimon, L., Kollárová, V. a Kováčiková, M., 2021: Vulkanická, litologická, mineralogická, petrografická a geochemická charakteristika vulkanitov pohoria Burda pri Štúrove. In: Fordinál, K., Maglay, J., Moravcová, M., Vitovič, L., Nagy, A., Šimon, L., Šefčík, P., Demko, R., Laurinc, D., Pelech, O., Šujan, M., Zlinská, A. a Žecová, K., 2022: Vysvetlivky ku geologickým mapám v mierke 1 : 25 000 listov: 45-233 Palárikovo (časť), 45-234 Bánov (časť), 45-411 Nesvady (časť), 45-412 Nové Zámky, 45-413 Martovce (časť), 45-414 Hurbanovo, 45-431 Komárno (časť), 45-432 Marcelová, 45-243 Veľké Lovce (časť), 45-244 Želiezovce (časť), 45-421 Dubník, 45-422 Bíňa, 45-423 Strekov, 45-424 Gbelce, 45-441, 443 Búč (časť), 45-422 Mužla (časť), 46-133 Ipeľský Sokolec (časť), 46-311 Pastovce (časť), 46-313, 314 Salka (časť) a 46-331, 332 Štúrovo (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Šlahor, Ľ., 1952: Zpráva o pedogeologickom výskume širšieho okolia Svodína. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Šuba, J., Bujalka, P., Cibuľka, Ľ., Frankovič, L., Hanzel, V., Kullman, E., Porubský, A., Pospíšil, P., Škvarka, L., Šubová, A., Tkáčik, P. a Zakovič, M., 1984: Hydrofond 14. Hydrogeologická rajonizácia Slovenska. 2. vyd. Bratislava, SHMÚ, 308 s.

Šujan, M., 2019: Nová genetická definícia vrchnomiocénnych až kvartérnych litostratigrafických jednotiek Dunajskej panvy (západné Slovensko): nástroj efektívnej interpretácie v praktickej geológii. Geol. Práce, Spr., 134, 49 – 60.

Šujan, M., 2021a. Klastická sedimentológia: procesy ukladania a analýza fácií. Bratislava, Univ. Komenského v Bratislave, 3 – 208.

Šujan, M., 2021b: Datovanie kvartérnych fluviálnych sedimentov Hronskej pahorkatiny pomocou in situ produkovaných kozmogénnych nuklidov ^{10}Be a ^{26}Al. In: Fordinál, K., Maglay, J., Moravcová, M., Vitovič, L., Nagy, A., Šimon, L., Šefčík, P., Demko, R., Laurinc, D., Pelech, O., Šujan, M., Zlinská, A. a Žecová, K., 2022: Vysvetlivky ku geologickým mapám v mierke 1 : 25 000 listov: 45-233 Palárikovo (časť), 45-234 Bánov (časť), 45-411 Nesvady (časť), 45-412 Nové Zámky, 45-413 Martovce (časť), 45-414 Hurbanovo, 45-431 Komárno (časť), 45-432 Marcelová, 45-243 Veľké Lovce (časť), 45-244 Želiezovce (časť), 45-421 Dubník, 45-422 Bíňa, 45-423 Strekov, 45-424 Gbelce, 45-441, 443 Búč (časť), 45-422 Mužla (časť), 46-133 Ipeľský Sokolec (časť), 46-311 Pastovce (časť), 46-313, 314 Salka (časť) a 46-331, 332 Štúrovo (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Šujan, M., Braucher, R., Kováč, M., Bourles, D. L., Rybár, S., Guillou, V. a Hudáčková, N., 2016: Application of the authigenic ^{10}Be/^{9}Be dating method to Late Miocene-Pliocene sequences in the northern Danube Basin (Pannonian Basin System): Confirmation of heterochronous evolution of sedimentary environments. Glob. Planet. Change, 137, 35 – 53.

Šujan, M., Braucher, R., Chyba, A., Vlačiky, M., Aherwar, K., Rózsová, B., Fordinál, K., Maglay, J., Nagy, A., Moravcová, M. a Aster team, 2023: Mud redeposition during river incision as a factor affecting authigenic ^{10}Be/^{9}Be dating: Early Pleistocene large mammal fossil-bearing site Nová Vieska, eastern Danube Basin. J. Quat. Sci., 38, 3, 347 – 364.

Šujan, M., Braucher, R., Rybár, S., Maglay, J., Nagy, A., Fordinál, K., Šarinová, K., Sýkora, M., Józsa, Š. a Kováč, M., 2018: Revealing the Late Pliocene to Middle Pleistocene alluvial archive in the confluence of the Western Carpathians and Eastern Alpine rivers: ^{26}Al/^{10}Be burial dating from the Danube Basin (Slovakia). Sedimentary Geol., 377, 131 – 146.

Šujan, M., Braucher, R., Tibenský, M., Fordinál, K., Rybár, S., Kováč, M. a AsterTeam, 2020: Effect of spatially variable accomodation rate on channel belt distribution in an alluvial sequence: Authigenic ^{10}Be/^{9}Be – based Bayesian age-depth models applied to the upper Miocene Volkovce Fm. (northern Pannonian Basin System, Slovakia). Sedimentary Geol., 397, 105 566.

Šujan, M., Kováč, M., Hók, J., Šujan, M., Braucher, R., Rybár, S. a de Leeuw, A., 2017: Late Miocene fluvial distributary system in the northern Danube Basin (Pannonian Basin System): Depositional processes, stratigraphic architecture and controlling factors of the Piešťany Member (Volkovce Formation). Geol. Quart., 61, 3, 521 – 548.

Šujan, M. a Rybár, S., 2014: Vývoj pleistocénnych riečnych terás vo východnej časti Dunajskej panvy. Acta Geol. Slov., 6, 2, 107 – 122.

Šujan, M., Rybár, S., Kováč, M., Bielik, M., Majcin, D., Minár, J., Plašienka, D., Nováková, P. a Kotulová, J., 2021: The polyphase rifting and inversion of the Danube Basin revised. Glob. Planet. Change, 196, 103 – 375.

Šťastný, P., Nieplová, E. a Melo, M., 2002a: Priemerná teplota vzduchu v januári. In: Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava, MŽP SR – Banská Bystrica, SAŽP, s. 99.

Šťastný, P., Nieplová, E. a Melo, M., 2002b: Priemerná teplota vzduchu v júli. In: Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava, MŽP SR – Banská Bystrica, SAŽP, s. 99.

Švagrovský, J., 1971: Das Sarmat der Tschechoslowakei und seine Molluskenfauna. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 20, 1 – 473.

T

Tanistrák, J., 1971: Litologický popis mechanických jadier na pionierskej vrtbe Zelený Háj -1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Tari, G., 1994: Alpine tectonics of the Pannonian Basin. PhD. Thesis. Manuskript. Houston, Rice University, 501 s.

Tari, G., Arbouille, D., Schléder, Z. a Tóth, T., 2020: Inversion tectonics: A brief petroleum industry perspective. Solid Earth, 11, 5, 1 865 – 1 889.

Tari, G., Bada, G., Beidinger, A., Csizmeg, J., Danišik, M., Gjerazi, I., Grasemann, B., Kováč, M., Plašienka, D., Šujan, M. a Szafián, P., 2021: The connection between the Alps and the Carpathians beneath the Pannonian Basin: Selective reactivation of Alpine nappe contacts during Miocene extension. Glob. Planet. Change, 197, 103 – 401.

Tari, G., Báldi, T. a Báldi-Beke, M., 1993. Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: A geodynamic model. Tectonophysics, 226, 1 – 4, 433 – 455.

Telegdi Roth, K., 1929: Magyarország geológiája. I. Pécs, Danubia, 170 s.

Tkáč, J. a Tkáčová, H., 1994: Geológia životného prostredia v oblasti Podunajsko – Danreg. Geofyzikálny prieskum Podunajsko – Danreg, Kováčovské a Belianske vrchy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Tkáčová, H., Černák, R., Kováčik, M., Alföldyová, A., Bačová, N., Bezák, J., Čurlík, J., Elečko, M., Frankovská, J., Gluch, A., Hojnoš, M., Hók, J., Hricko, J., Janotka, V., Kandrík, M., Konečný, V., Kordík, J., Kováčiková, M., Kováčová, E., Kubeš, P., Maťúš, J., Nagy, A., Piovarči, M., Polc, R., Pristaš, J., Pramuka, S., Scherer, S., Slaninka, I., Stanková, V., Szalaiová, V., Šefara, J., Šefčík, P., Vass, D., Viskup, J. a Zeman, I., 2006: Ipeľský región (IPREG) – orientačný prieskum geologických činiteľov životného prostredia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Tkáčová, H. a Komora, J., 1975: Záverečná správa o geofyzikálnom prieskume Ipeľskej pahorkatiny (v rámci regionálneho hydrogeologického prieskumu). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Tkáčová, H., Kováčik, M., Caudt, Ľ., Elečko, M., Halouzka, R., Hušták, J., Kubeš, P., Malík, P., Nagy, A., Petro, Ľ., Piovarči, M., Pristaš, J., Rapant, S., Remšík, A., Šefara, J. a Vozár, J., 1996: Podunajsko – Danreg – národný projekt – geofyzikálny prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Točík, A., 1977: Chotín – Delihegy, nálezová správa. Nitra, Archív nálezových správ Archeol. Úst. Slov. Akad. Vied.

Tóth, P., Demján, P. a Griačová, K., 2011: Adaptation of settlement strategies to environmental conditions in southern Slovakia in the Neolithic and Eneolithic. Documenta Praehist., 38, 307 – 321.

Treitz, P., 1898: Székes területek Magyarországon. Földt. Közl., 28, 1 – 4, 19 – 29.

Tremboš, P. a Minár, J., 2002: Morfologicko-morfometrické typy reliéfu. In: Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava, MŽP SR – Banská Bystrica, SAŽP, s. 90.

Trnka, A., Čapek, M. a Kloubec, B., 2003: Vtáky Národnej prírodnej rezervácie Parížske močiare. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 158 s.

Tužinský, Á., Bátory, V., Steiner, D., Slivovská, G., Drobáň, V. a Pavúr, K., 1963: Tlmače – Štúrovo – hydrogeologický prieskum náplavov Hrona spojený s vybudovaním limnigrafických sond, vyhľadávací HGP. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

U

Uhmann, J., 1959: Zhodnocení fyzikálních vlastností hornin Malé dunajské nížiny. Manuskript. Brno, archív Geofyzika.

Uhmann, J. a Dvořáková, V., 1985: Fyzikální vlastnosti hornin Podunajské nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Uhrin, A., Magyar, I. a Sztanó, O., 2009: Control of the Late Neogene (Pannonian s.l.) sedimentation by basement deformation in the Zala Basin. Földt. Közl., 139, 3, 273 – 282.

Uhrin, A. a Sztanó, O., 2007: Reconstruction of Pliocene fluvial channels feeding Lake Pannon (Godollo Hills, Hungary). Geol. Carpath., 58, 3, 291 – 300.

Urban, K., Halabrínová, N. a Porubský, A. 1957: Geologické a hydrogeologické pomery československého úseku Dunaja. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

V

Van Baak, C. G. C., Mandic, O., Lazar, I., Stoica, M. a Krijgsman, W., 2015: The Slanicul de Buzau section, a unit stratotype for the Romanian stage of the Dacian Basin (Plio-Pleistocene, Eastern Paratethys). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 440, 594 – 613.

Vakarcs, G., Vail, P. R., Tari, G., Pogácsás, G., Mattick, R. E. a Szabó, A., 1994: Third-order Middle Miocene-Early Pliocene depositional sequences in the prograding delta complex of the Pannonian Basin. Tectonophysics, 240, 1 – 4, 81 – 106.

Vass, D., 1966a: Geologická stavba neogénu na listoch Dvory nad Žitavou a Marcelová. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Vass, D., 1966b: Dielčia záverečná zpráva zo štruktúrneho vrtu K-V – Salka (Vyhodnotenie fauny molluskov). In: Vass, D. a Gabčo, R., 1966: Záverečná zpráva zo štruktúrneho vrtu K-V – Salka (geologická časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Vass, D., 1975: Rádiometrické datovanie a rádiometrická časová škála neogénu Západných Karpát, stav. k 30. 04. 1975. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

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 Nemčok, J., 1988a: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR 1 : 500 000. Bratislava, Slov. geol. úrad – Geol. Úst. D. Štúra – Geofond.

Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Krystek, I., Köhler, E., Lexa, J., Nemčok, J., Růžička, M. a Vaškovský, I., 1988b: Vysvetlivky k mape Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 65 s.

Vass, D. a Gabčo, R., 1966: Záverečná zpráva zo štruktúrneho vrtu K-V – Salka (geologická časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Vass, D. a Gašparik, J., 1978: Štúdia o pevných palivách v Západných Karpatoch. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Vašek, J., Jakeš, O., Novák, J. a Paulík, J., 1967: Správa o reflexne-seizmickom prieskume v Podunajskej nížine, Dubnická depresia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Vaškovská, E., 1980: Litogeochemická a mikromorfologická charakteristika sprašových sedimentov a fosílnych pôd regiónov bajtavsko-kamenickej depresie dolného Pohronia a Szobskej kotliny Dunaja. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Vaškovská, E., 1981: Rádiouhlíkové datovanie pochovaných a fosílnych pôd kvartéru Západných Karpát. IV. Slovenská geologická konferencia. Zborník referátov, zv. 5, sekcia 07 Geológia a surovinové zdroje kvartéru. Bratislava, Slov. geol. úrad – Dom techniky ČSVTS, 52 – 58.

Vaškovská, E., 1985: Stratigrafia a typológia fosílnych pôd mladého pleistocénu v sprašových pokryvoch na Podunajskej nížine. Geol. Práce, Spr., 82, 23 – 66.

Vaškovská, E., 1989: Použitie rádiouhlíkovej metódy ^{14}C pri výskume kvartéru na území slovenských Karpát. Region. geol. Západ. Karpát, Spr. výsk. Geol. Úst. D. Štúra, 25, 153 – 159.

Vaškovská, E., Vaškovský, I. a Schmidt, Z., 1983: Stratigrafia a paleogeografia mladého pleistocénu a holocénu na Podunajskej nížine (I. etapa). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Vaškovský, I., 1970a: Kvartérno-geologický výskum územia JV časti Podunajskej nížiny na listoch: Komoča, Nové Zámky, Zlatá Osada, Hurbanovo, Kameničná, Komárno, Szöny, Marcelová, Radvaň n/Dunajom, Vojnice, Mužľa, Štúrovo v mierke 1 : 25 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Vaškovský, I., 1970b: Periglaciálne javy v jv. časti Podunajskej nížiny. Geol. Práce, Spr., 51, 193 – 201.

Vaškovský, I., 1970c: Geological profile of the Quaternary near Nové Mesto nad Váhom (Mnešice). Věst. Ústř. Úst. geol., 45, 41 – 44.

Vaškovský, I., 1971: The Central Terrace Step of the river Danube between the towns Komárno and Štúrovo. Geol. Práce, Spr., 55, 43 – 57.

Vaškovský, I., 1972: O litológii, genéze a veku spraší v doline Dunaja na úseku Komárno-Štúrovo. Geol. Práce, Spr., 58, 149 – 168.

Vaškovský, I., 1977: Kvartér Slovenska. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 7 – 247.

Vaškovský, I., Bárta, R., Hanzel., V., Halouzka, R., Harčár, J., Karolus, K., Pristaš, J., Remšík, A., Šucha, P., Vass, D. a Vaškovská E., 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 115 s.

Vaškovský, I. a Bedrna, Z., 1973: Minerálna sila pôdnych substrátov medzi Komárnom, Nesvadami a Radvaňou nad Dunajom (juhovýchodná časť Podunajskej nížiny). Geol. Práce, Spr., 60, 267 – 289.

Vaškovský, I., Brestenská, E., Halouzka, R., Horniš, J., Priechodská, Z., Pristaš, J., Remšík, A., Schmidt, Z. a Vass, D., 1979a: Vysvetlivky k listom geologických máp 1 : 25 000 M-34-134-C-a (Tekovské Lužany), M-34-134-C-b (Šarovce), M-34-134-C-c (Nýrovce), M-34-134-C-d (Želiezovce). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Vaškovský, I., Brouček, I., Fusán, O., Hrašna, M., Kvitkovič, J., Marčák, P., Vass, D. a Vaškovská, E., 1985: Geologicko-seizmotektonická štúdia jadrovej elektrárne na južnom Slovensku (Mužla – Salka). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Vaškovský, I. a Halouzka, R., 1976: Geologická mapa Podunajskej nížiny – juhovýchodná časť 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Vaškovský, I., Halouzka, R., Hanzel, V., Karolus, K., Remšík, A., Vass, D. a Vaškovská, E., 1979b: Vysvetlivky ku geologickej mape JV časti Podunajskej nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Vaškovský, I. a Vaškovská, E., 1970: Poznámky ku genéze a litologickému zloženiu viatych pieskov jv. časti Podunajskej nížiny. Geol. Práce, Spr., 53, 63 – 83.

Vaškovský, I. a Vaškovská, E. 1977: Regionálny kvartérno-geologický výskum Žitného ostrova. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Vejrostová, L., 2019: Pohřbené půdy jako odraz vlivu člověka a klimatu na krajinu od svrchního pleistocénu po středověk. Dizertačná práca. Manuskript. Praha, Univ. Karlova, Přírodověd. fak., Kat. fyzické geogr. geoekol.

Visnovitz, F., Horváth, F., Fekete, N. a Spiess, V., 2015. Strike-slip tectonics in the Pannonian basin based on seismic surveys at Lake Balaton. Int. J. Earth Sci., 104, 2 273 – 2 285.

Vlačiky, M., Moravcová, M., Maglay, J., Zervanová, J., Joniak, P. a Tóth, Cs., 2011: The fossil mammal fauna and sedimentological data of the locality Nová Vieska (Villafranchian, Slovakia). In: Machová, Z. (ed.): EUROCORES – TOPO-EUROPE Source & Sink Workshop, Program & Abstracts, Smolenice, 73 – 74.

Vlačiky, M., Sliva, Ľ., Tóth, Cs., Karol, M. a Zervanová, J., 2008: Fauna a sedimentológia lokality Nová Vieska (vilafrank, SR). Acta Mus. Morav., Sci. Geol., LXXXXIII, 229 – 244.

Vlačiky, M., Šujan, M., Rybár, S. a Braucher, R., 2017: Lokalita Nová Vieska: Fauna, sedimenty a ich datovanie – nové výsledky. Mente et Malleo – Spravod. Slov. geol. spol., 2, 1, 57.

Vlček, T., Hudáčková, N., Jamrich, M., Halásová, E., Franců, J., Nováková, P., Kováčová, M. a Kováč, M., 2020a: Hydrocarbon potential of the Oligocene and Miocene sediments from the Modrany-1 and Modrany-2 wells (Danube Basin, Slovakia). Acta Geol. Slov., 12, 1, 43 – 55.

Vlček, T., Kováčová, M., Šarinová, K., Rybár, S., Hudáčková, N., Ruman, A., Jamrich, M. a Franců, J., 2022: Multiproxy constraints on Central Paratethys Sea and Lake Pannon paleoclimate and paleoenvironment transitions during the Middle-Late Miocene (Danube Basin, Slovakia). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 600, 111058.

Vlček, T., Šarinová, K., Rybár, S., Hudáčková, N., Jamrich, M., Šujan, M., Franců, J., Nováková, P., Sliva, Ľ., Kováč, M. a Kováčová, M., 2020b: Paleoenvironmental evolution of Central Paratethys Sea and Lake Pannon during the Cenozoic. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 559, 109892.

Vojtko, R., Klučiar, T., Králiková, S., Hók, J. a Pelech, O., 2019: Late Badenian to Quaternary palaeostress evolution of the northeastern part of the Danube Basin and the southwestern slope of the Štiavnica stratovolcano (Slovakia). Acta Geol. Slov., 11, 1, 15 – 29.

Volfová, J., 1960: Súhrn doterajších výsledkov makropaleontologického zhodnotenia vrtov na okolí Štúrova (list Nové Zámky, úkol XII/013). In: Seneš, J., 1960: Ročná zpráva úkolu XII/013. List Nové Zámky 1 : 200 000, č. L-34-I. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Vozár, J. a Šantavý, J. (eds.), 1999: Atlas hlbinných reflexných seizmických profilov Západných Karpát a ich interpretácia. Bratislava, Min. život. prostr. SR.

W

Williams, C. F., Reed, M. J. a Mariner, R. H., 2008: A review of method applied by the U.S. Geological Survey in the assessment of identified geothermal resources. Renton, U.S. Geol. Surv. open file report, 2008 – 1296, VI, 1 – 30.

White, D. E. a Williams, D. L., 1975: Assessment of geothermal resources of the United States 1975. U.S. Geol. Surv. Circ., 726, 155 s.

Wysocki, D. A., Schoeneberger, P. J. a LaGarry, H. E., 2005: Soils surveys: A window to the surface. Geoderma, 126, 167 – 180.

Z

Zázvorka, V., 1957: Nález pozůstatku krunýře želvy z Kamenice nad Hronom na jižním Slovensku, okres Štúrovo. Čas. Nár. Mus. (Praha), Ř. přírodověd., 126, 96 – 97.

Zbořil, M., Boldiš, M., Husák, Ľ., Obernauer, D., Puchnerová, M. a Szalaiová, V., 1986: Geofyzikálny výskum Komárňanskej kryhy, Hydrogeotermálna štruktúra Marcelová. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zbořil, L., Franko, O., Bárta, R., Novotný, A. a Valušiaková, A., 1972: Geofyzikálny výskum komárňanskej vysokej kryhy; oblasť Štúrovo. Ročná technická správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zbořil, M., Halmešová, S., Husák, L., Pospíšil, L. a Zbořil, L., 1977: Geofyzikálny výskum Komárňanskej vysokej kryhy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zeman, I., Dzurenda, Š., Gluch, A., Hók, J. a Kubeš, P., 2020: Geologická mapa Podunajskej nížiny – juhovýchodná časť v mierke 1 : 50 000. Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zhang, Y., Zhang, J., Lei, W., Shi, J., Wang, X. a Xiong, T., 2007: Discussion on environmental geological problems in the areas from southwest China to southeast Asia. Earth Sci. Front., 14, 6, 24 – 30.

Zlinská, A., 1993: Mikrofauna bádenu z okolia Malej nad Hronom. Geol. Práce, Spr., 97, 73 – 78.

Zlinská, A., 2016: Terciérna mikrofauna z hlbokých vrtov v železiezovskej priehlbine (Dunajská panva). Miner. Slov., 48, 1, 61 – 82.

Zlinská, A., 2017: Mikrofaunistické vyhodnotenie paleogénnych sedimentov Dunajskej panvy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zlinská, A., 2021: Mikrofaunistické vyhodnotenie vzoriek. In: Fordinál, K., Maglay, J., Moravcová, M., Vitovič, L., Nagy, A., Šimon, L., Šefčík, P., Demko, R., Laurinc, D., Pelech, O., Šujan, M., Zlinská, A. a Žecová, K., 2022: Vysvetlivky ku geologickým mapám v mierke 1 : 25 000 listov: 45-233 Palárikovo (časť), 45-234 Bánov (časť), 45-411 Nesvady (časť), 45-412 Nové Zámky, 45-413 Martovce (časť), 45-414 Hurbanovo, 45-431 Komárno (časť), 45-432 Marcelová, 45-243 Veľké Lovce (časť), 45-244 Želiezovce (časť), 45-421 Dubník, 45-422 Bíňa, 45-423 Strekov, 45-424 Gbelce, 45-441, 443 Búč (časť), 45-422 Mužla (časť), 46-133 Ipeľský Sokolec (časť), 46-311 Pastovce (časť), 46-313, 314 Salka (časť) a 46-331, 332 Štúrovo (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zlinská, A., Halásová, E. a Antolíková, S., 1997: Zhodnotenie foraminiferových a nanoplanktónových asociácií z vrtu VTB-1 (Bruty, jv. časť podunajskej panvy). Zem. Plyn Nafta, 42, 2, 157 – 167.

Zrubec, F., 1965: Komplexný prieskum pôd okresu Komárno. Bratislava, Lab. pôdoznalectva, 97 s.

Zuberec, J., Fischerová, R., Derco, J., Hvožďara, P., Baráth, I., Tuček, Ľ. a Bystrická, G., 2004: Geologický prieskum na overenie ušľachtilých nerastov, z ktorých možno priemyselne vyrábať kovy, prvky vzácnych zemín, drahé kamene v klastogénnych sedimentoch vybraných oblastí Slovenska, regionálny geologický výskum, Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zuberec, J., Hasch, J., Nahálka, A. a Mokráš, L., 1993: Zlaté Moravce – Levice, záverečná správa, surovina: keramické suroviny, vyhľadávací prieskum, stav k 1. 7. 1993. Manuskript. Spišská Nová Ves, Geol. priesk.

Ž

Žák, D., Števušková, V. a Jarošová, M., 1969: Nové Zámky – definitívny vodný zdroj úžitkovej vody pre konzerváreň. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Žákovský, R. a Flimmel, J., 1962: Semerovo – surovina: tehliarska hlina, výpočet zásob a záverečná správa, podrobný prieskum, stav k 31. 8. 1962. Manuskript. Bratislava, Geol, priesk. – Praha, Ústr. geol. úrad.

Žecová, K., 2021: Biostratigrafické vyhodnotenie vápnitých nanofosílií regiónu Podunajská nížina-juhovýchodná časť v mierke 1 : 50 000. In: Fordinál, K., Maglay, J., Moravcová, M., Vitovič, L., Nagy, A., Šimon, L., Šefčík, P., Demko, R., Laurinc, D., Pelech, O., Šujan, M., Zlinská, A. a Žecová, K., 2022: Vysvetlivky ku geologickým mapám v mierke 1 : 25 000 listov: 45-233 Palárikovo (časť), 45-234 Bánov (časť), 45-411 Nesvady (časť), 45-412 Nové Zámky, 45-413 Martovce (časť), 45-414 Hurbanovo, 45-431 Komárno (časť), 45-432 Marcelová, 45-243 Veľké Lovce (časť), 45-244 Želiezovce (časť), 45-421 Dubník, 45-422 Bíňa, 45-423 Strekov, 45-424 Gbelce, 45-441, 443 Búč (časť), 45-422 Mužla (časť), 46-133 Ipeľský Sokolec (časť), 46-311 Pastovce (časť), 46-313, 314 Salka (časť) a 46-331, 332 Štúrovo (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zdroje z internetu:

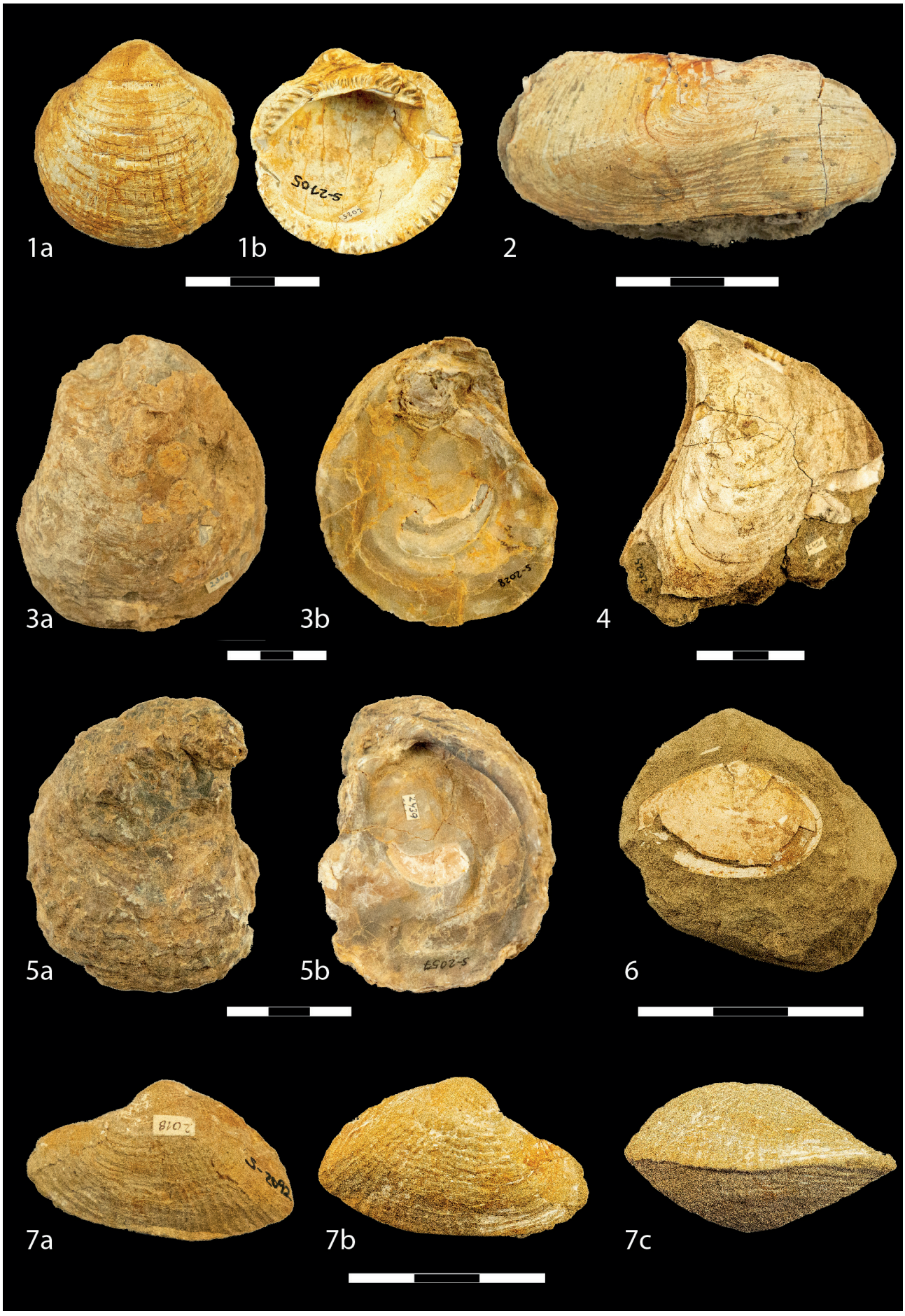
Transenergy – Transboundary Geothermal Energy Resources of Slovenia, Austria, Hungary and Slovakia EN. Online: http://transenergy-eu.geologie.ac.at/, https://www.arcgis.com/home/webmap/viewer.html?webmap=f82fe0f737174219a354f4209ea7448a&extent=12.1518,45.3238,20.2487,49.1158

FOTOTABUĽKA I

Fototabuľka I

Obr. 1. *Glycymeris* ex. gr. *obovatus* LAMARCK, Kováčov
2. *Parallelepipedum schafarziki* HOERNES, Kováčov
3. *Ostrea lamellosa boblayei* DESH., Kováčov
4. *Pedalion heberti* (COSSM.-LAMB.), Kováčov
5. *Ostrea* cf. *digitalina* DUBOIS, Kováčov
6. *Angulus nysti nysti* (DESH.), Kováčov
7. *Pholadomya andrusovi* SENEŠ, Kováčov

(Materiál: zbierky ŠGÚDŠ, foto L. Martinský)

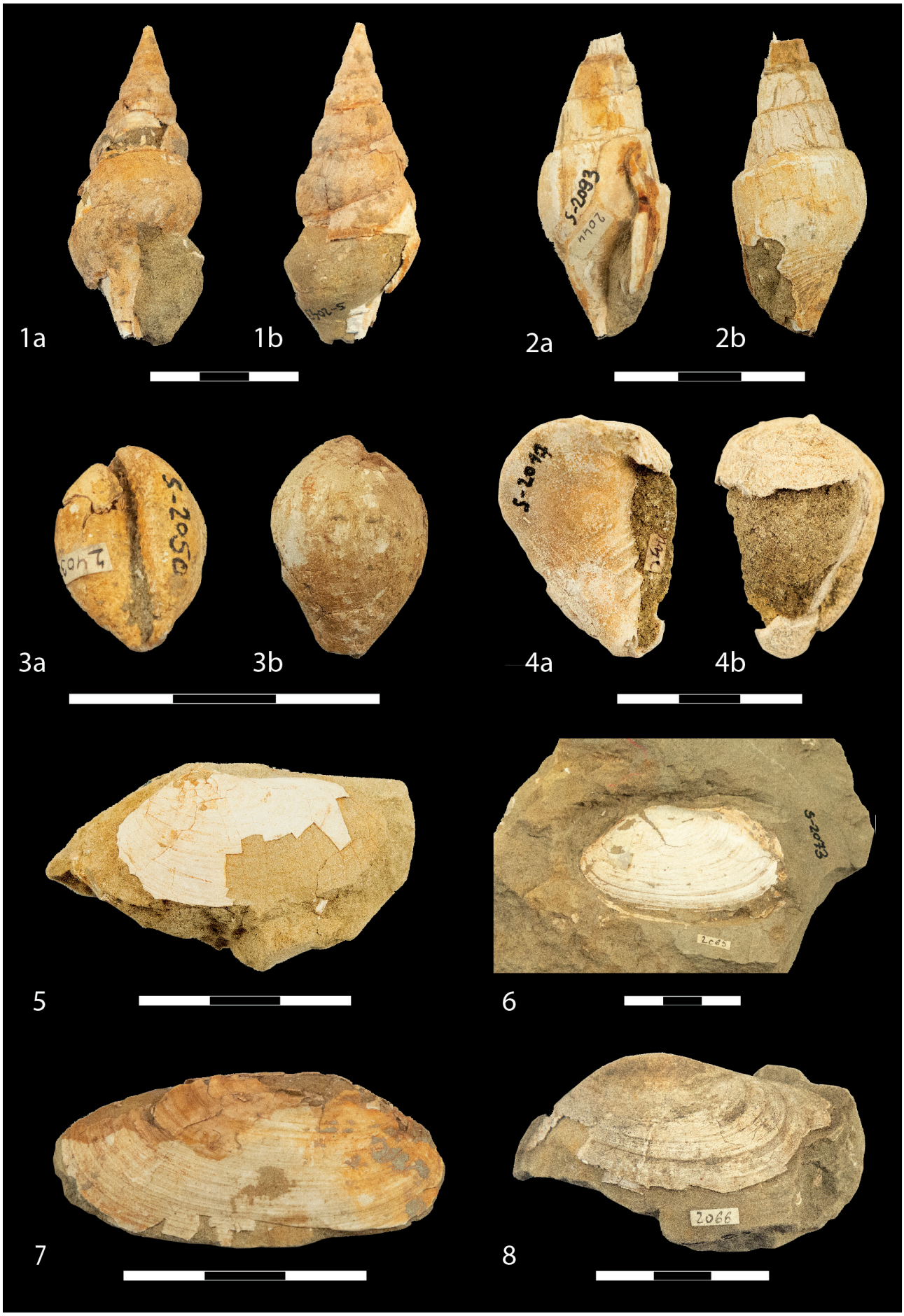

1a
1b
2
3a
3b
4
5a
5b
6
7a
7b
7c

FOTOTABUĽKA II

Fototabuľka II

Obr. 1. *Surcula regularis mainziana* (SANDB.), Kováčov
2. *Tibia dentata* GRATELOUP, Kováčov
3. *Plaziatia subglobosa* (GRATELOUP), Kováčov
4. *Athleta telegdyi* (GAÁL), Kováčov
5. *Lutraria soror* MAYER – EYMAR, Kováčov
6. *Lutraria latisima* (DESH.), Kováčov
7. *Psamobia protracta* MAYER – EYMAR, Kováčov
8. *Lutraria lutraria jeffreysi* DE GREG, Kováčov

(Materiál: zbierky ŠGÚDŠ, foto L. Martinský)

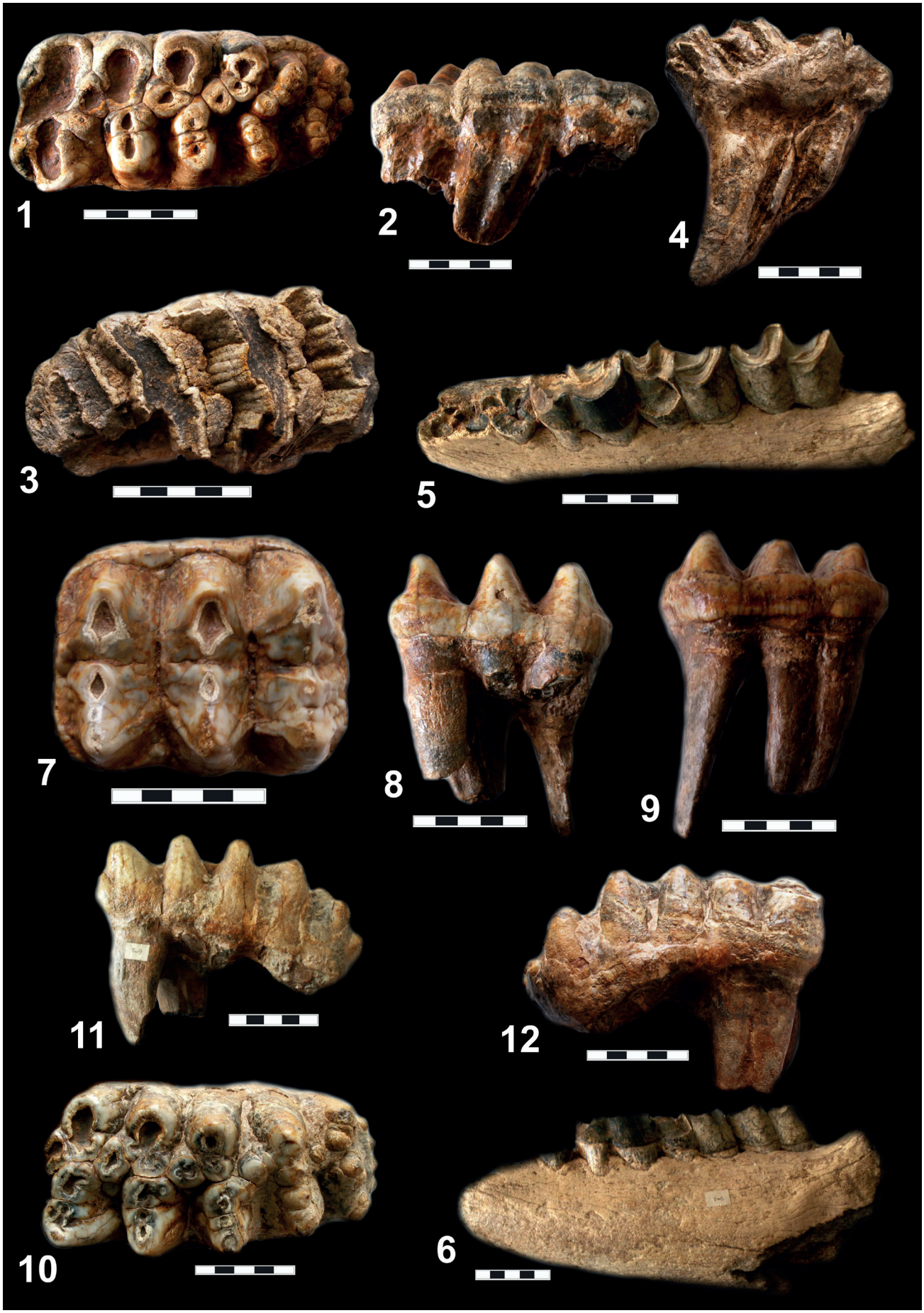

1a
1b
2a
2b
3a
3b
4a
4b
5
6
7
8

FOTOTABUĽKA III

Fototabuľka III

Obr. 1 – 2. *Anancus arvernensis,* M3 dext., pravá vrchná tretia stolička, Strekov
3 – 4. *Mammuthus* cf. *meridionalis*, m1 sin., ľavá spodná prvá stolička, Strekov
5 – 6. *Stephanorhinus* sp., mandibula sin. s m1, m2 a m3, fragment ľavej vetvy sánky so zachovanými všetkými tromi stoličkami, Strekov
7. „*Mammut" borsoni*, M2 dext., pravá vrchná druhá stolička, žuvacia plocha, Strekov
8. „*Mammut" borsoni*, M2 dext., pravá vrchná druhá stolička, bukálna plocha, Strekov
9. „*Mammut" borsoni*, M2 dext., pravá vrchná druhá stolička, lingválna plocha, Strekov
10. *Anancus arvernensis,* M3 dext., pravá vrchná tretia stolička, žuvacia plocha, Strekov
11. *Anancus arvernensis,* M3 dext., pravá vrchná tretia stolička, bukálna plocha, Strekov
12. *Anancus arvernensis,* M3 dext., pravá vrchná tretia stolička, lingválna plocha, Strekov

(Materiál: zbierky ŠGÚDŠ, foto A. Zlinská)


1
2
4
3
5
7
8
9
11
12
10
6

FOTOTABUĽKA IV

Fototabuľka IV

Obr. 1 – 3. Cervidae, mandibula dext. s p2-m3, pravá vetva sánky s kompletným zubným radom, Nová Vieska

4 – 5. *Hipparion* ex gr. *crassum,* priehlavková kosť, Nová Vieska

6 – 8. *Sus strozzii*, M3 dext., pravá vrchná tretia stolička, Nová Vieska

9 – 11. *Hipparion* ex gr. *crassum*, bližšie neurčený vrchný zub, Nová Vieska

(Materiál: M. Vlačiky, foto A. Zlinská)

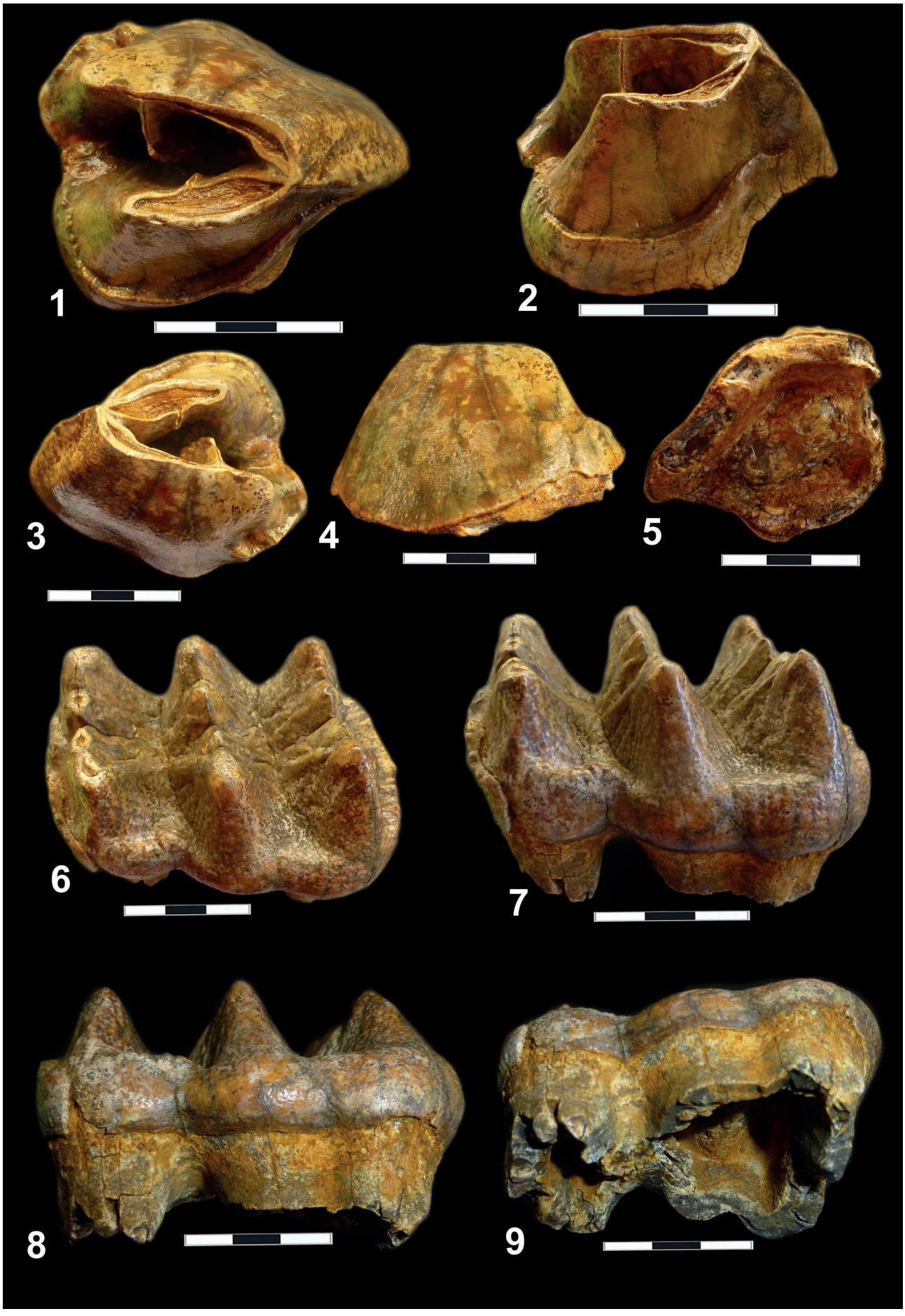

3
1
2
4
5
6
7
8
9
10
11

FOTOTABUĽKA V

Fototabuľka V

Obr. 1 – 5. *Stephanorhinus* sp., M3, tretia vrchná stolička, Nová Vieska
6 – 9. „*Mammut*“ *borsoni*, bližšie neurčený zub, Nová Vieska

(Materiál: M. Vlačiky, foto A. Zlinská)

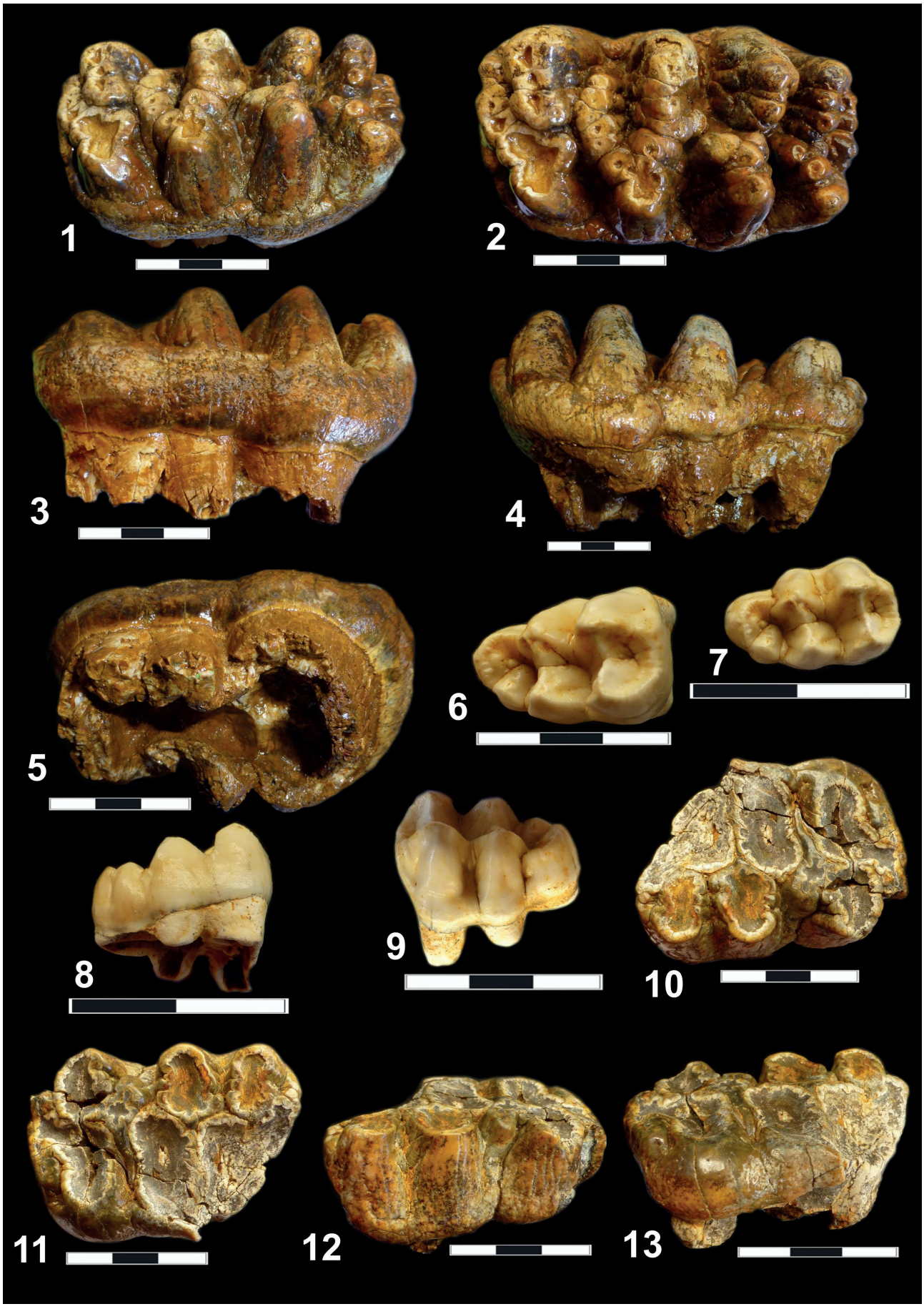

1
2
3
4
5
6
7
8
9

FOTOTABUĽKA VI

Fototabuľka VI

Obr. 1 – 5. *Anancus arvernensis*, bližšie neurčený mliečny zub, Nová Vieska
6 – 9. *Paradolichopithecus* sp., m3, tretia spodná stolička, Nová Vieska
10 – 13. *Anancus arvernensis*, bližšie neurčený mliečny zub, Nová Vieska

(Materiál: M. Vlačiky, foto A. Zlinská)

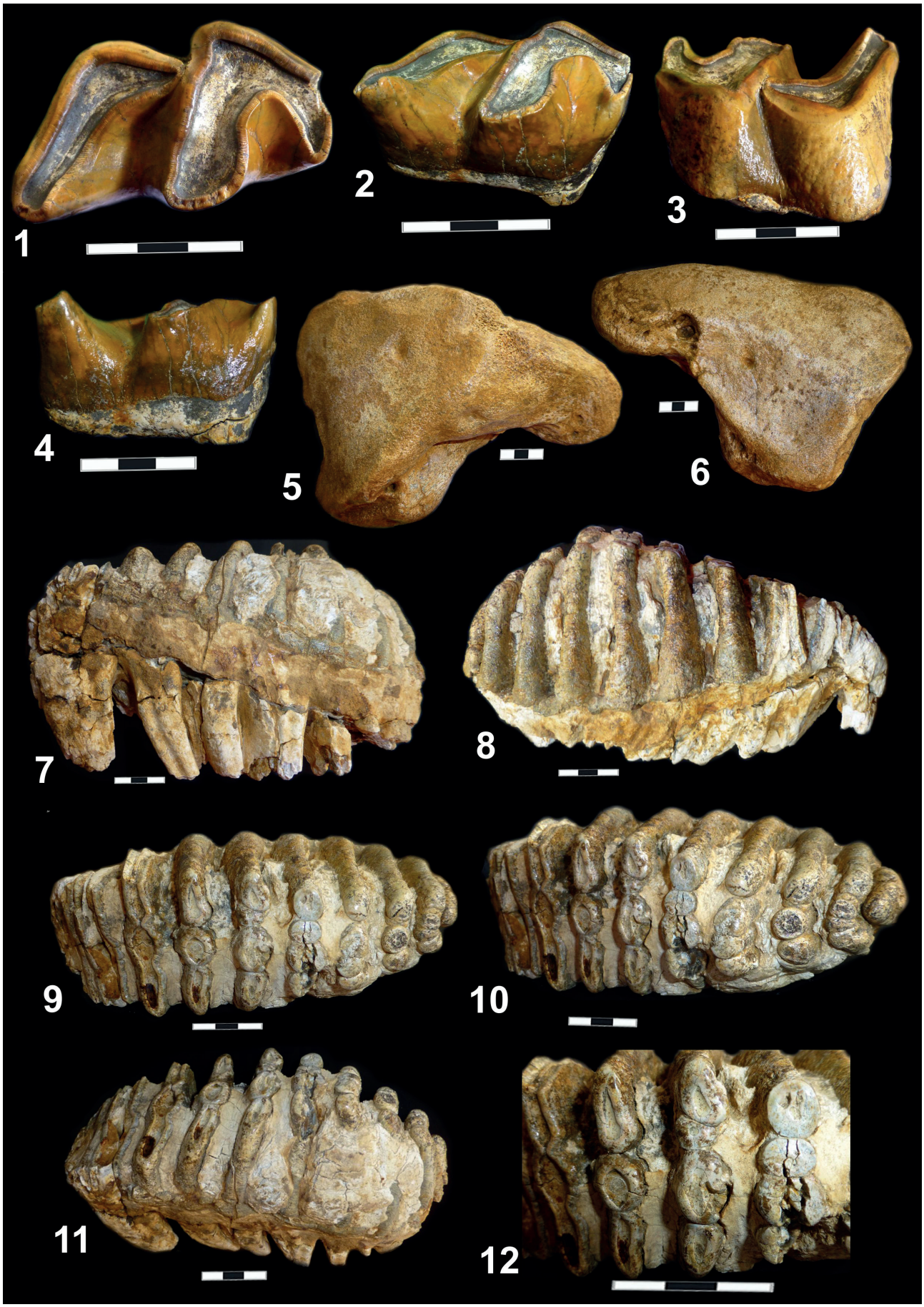

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

FOTOTABUĽKA VII

Fototabuľka VII

Obr. 1 – 4. *Stephanorhinus* sp., bližšie neurčená spodná stolička, Nová Vieska
5 – 6. Proboscidea, bližšie neurčená karpálna/tarzálna kosť, Nová Vieska
7 – 12. *Mammuthus meridionalis,* M3 sin., ľavá vrchná tretia stolička, Nová Vieska

(Materiál: M. Vlačiky, foto A. Zlinská)


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE
PODUNAJSKEJ NÍŽINY-JUHOVÝCHODNÁ ČASŤ 1 : 50 000

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2024

Vedúci odd. vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie: RNDr. Ladislav Martinský
Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová
Grafická úprava a technické spracovanie: Slávka Žideková
Návrh obálky: RNDr. Ladislav Martinský
Tlač a knihárske spracovanie: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

ISBN 978-80-8174-074-9



ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA

MENTE ET MALLEO

ISBN 978-80-8174-074-9