VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

PODUNAJSKEJ NÍŽINY – TRNAVSKEJ PAHORKATINY

1 : 50 000

Zostavil: Juraj Maglay

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
BRATISLAVA 2011

VYSVETLIVKY
k regionálnym geologickým mapám Slovenska

Vedecký redaktor:
RNDr. Milan Polák, CSc.

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

Juraj Maglay, Ján Pristaš, Alexander Nagy, Klement Fordinál, Michal Elečko, Milan Havrila, Stanislav Buček, Martin Kováčik (BA), Jozef Hók, Ivan Baráth, Peter Kubeš, Ľudovít Kucharič, Peter Malík, Alena Klukanová, Pavel Liščák, Martin Ondrášik, Ján Zuberec, Peter Baláž, Ján Čurlík a Peter Šefčík

v spolupráci so špecialistami:

Jana Kernátsová, Hilda Vaněková, Emília Harčová, Daniela Boorová, Adriena Zlinská, Katarína Žecová, Zuzana Siráňová, Ľubomír Tuček, Helena Tkáčová a Ján Tkáč

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

PODUNAJSKEJ NÍŽINY – TRNAVSKEJ PAHORKATINY

1 : 50 000

Zostavil: Juraj Maglay

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA 2011

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2011

ISBN 978-80-89343-50-8

OBSAH

ABSTRAKT 7

1. ÚVOD 11

1.1. Geografická a geomorfologická charakteristika územia 15

1.1.1. Geografické vymedzenie územia (J. Maglay) 15

1.1.2. Geomorfológia a geografia územia (J. Maglay) 15

1.2. Regionálny geologický prehľad (J. Maglay, M. Kováčik, J. Hók, M. Havrila, A. Nagy a K. Fordinál) 23

1.3. Prehľad geologických výskumov a prác 24

1.3.1. Kryštalinikum (M. Kováčik) 25

1.3.2. Mezozoikum (M. Havrila a S. Buček) 26

1.3.3. Paleogén (S. Buček a K. Fordinál) 30

1.3.4. Neogén (A. Nagy a K. Fordinál) 30

1.3.5. Kvartér (J. Maglay) 32

1.3.6. Geologické mapy(J. Maglay, J. Pristaš a M. Havrila) 35

1.3.7. Predterciérne podložie (J. Hók) 36

2. OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY (M. Kováčik, J. Hók, M. Havrila, S. Buček, A. Nagy, K. Fordinál a J. Maglay) 37

3. CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH JEDNOTIEK 42

3.1. Predterciérne podložie (J. Hók) 42

3.1.1. Považský Inovec – priľahlá časť 44

TATRIKUM 44

KRYŠTALINIKUM 44

PALEOZOIKUM – PROTEROZOIKUM(?) (M. Kováčik) 44

MEZOZOIKUM (M. Havrila) 46

FATRIKUM (M. Havrila a J. Hók) 54

HRONIKUM (M. Havrila) 63

3.1.2. Malé Karpaty – priľahlá časť 70

TATRIKUM 70

KRYŠTALINIKUM 70

PALEOZOIKUM (M. Kováčik) 70

MEZOZOIKUM (S. Buček) 80

FATRIKUM (I. Baráth) 88
HRONIKUM (S. Buček) 91
3.2. TERCIÉR 118
PALEOGÉN (K. Fordinál) 118
NEOGÉN (A. Nagy, K. Fordinál a M. Elečko) 118
3.3. KVARTÉR (J. Maglay, J. Pristaš a J. Kernátsová) 147
4. GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ (A. Nagy, K. Fordinál, M. Kováčik, M. Havrila, J. Hók a S. Buček) 224
4.1. NEOTEKTONICKÁ STAVBA (M. Elečko, J. Maglay a J. Pristaš) 230
5. GEOFYZIKÁLNE POMERY 236
5.1. GEOFYZIKÁLNE PRESKÚMANIE (P. Kubeš a Ľ. Kucharič) 236
5.2. MAPA GEOFYZIKÁLNYCH INDÍCIÍ A INTERPRETÁCIÍ – MGII (Ľ. Kucharič a P. Kubeš) 243
6. HYDROGEOLOGICKÉ POMERY (P. Malík) 244
6.1. Hydrogeologický komplex neogénnych panvových štruktúr 244
6.2. Hydrogeologický komplex sedimentov kvartéru 246
6.3. Geotermálna a minerálna voda 251
7. GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA (P. Liščák, A. Klukanová a M. Ondrášik) 252
7.1. Geopotenciály 252
7.2. Geobariéry 252
8. PÔDY (J. Čurlík a P. Šefčík) 257
9. NERASTNÉ SUROVINY (J. Zuberec a P. Baláž) 260
9.1. Energetické suroviny 260
9.2. Rudné suroviny 262
9.3. Nerudné suroviny 263
9.4. Stavebné suroviny 267
10. VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY (K. Fordinál a J. Maglay) 274
11. ZÁVER 280
12. LITERATÚRA 284

ABSTRAKT

Tieto vysvetlivky prinášajú dosiaľ najaktuálnejšie výsledky geologického výskumu Trnavskej pahorkatiny a Dolnovážskej nivy a podávajú najpodrobnejšiu charakteristiku geologického vývoja a geologickej stavby tohto regiónu[1].

Územie Trnavskej pahorkatiny a Dolnovážskej nivy tvorí najzápadnejší zo štyroch s. výbežkov Podunajskej nížiny zasahujúcich do oblasti Západných Karpát. V zjednodušenej podobe ide o trojuholník, ktorý je zo Z vymedzený pohorím Malé Karpaty (vrátane Čachtických Karpát), z V Považským Inovcom a Nitrianskou pahorkatinou a z J Podunajskou rovinou. Zo štruktúrno-tektonického hľadiska, ako aj v zmysle regionálneho geologického členenia toto územie zodpovedá sz. výbežku *Podunajskej panvy*, ktorý je vklinený medzi uvedené dve jadrové pohoria a označuje sa ako *blatnianska priehlbina*.

Blatniansku priehlbinu vo vzťahu k štruktúram Západných Karpát limitujú okrajové extenzné *malokarpatské* a *považské zlomy*, ktoré sa markantne podieľali na jej vzniku a vývoji počas neogénu. Vertikálnu amplitúdu týchto medzných zlomov dokladá zistená hĺbka predterciérneho podložia priehlbiny presahujúca pri jej z. okraji 2 000 m, v centre depresie v oblasti Suchej nad Parnou asi 4 000 m a pri v. okraji do 1 700 m.

Najväčšiu plochu podložia terciérnej sedimentárnej výplne *blatnianskej priehlbiny* tvoria horninové súbory *tatrika*, zachytené vrtmi v jej j. časti. Bližšie k Malým Karpatom prevažujú v *tatriku* granitoidné horniny, smerom k Považskému Inovcu zasa kryštalické bridlice. Na J od Hlohovca v podloží neogénnych súvrství sa zistilo pokračovanie hrasti Považského Inovca. Ide o pochovanú elevačnú štruktúru smeru SSV – JJZ, oddeľujúcu *blatniansku priehlbinu* od susednej, *rišňovskej priehlbiny*. Na S od línie Horné Orešany – Trnava – Hlohovec až po líniu Boleráz – Dolné Dubové – Dubovany – Piešťany terciérne podložie priehlbiny tvoria mezozoické sekvencie *fatrika*. Karbonátové horniny tejto tektonickej jednotky (vrstvovité dolomity, pestré bridlice, ílovce, siltovce a vápence) majú v podloží len menšie plošné zastúpenie. Pásmo ich výskytu sa postupne rozširuje zo Z na V a najväčšiu plochu zaberá medzi Piešťanmi a Hlohovcom. Na S od línie Boleráz – Piešťany sa v podloží terciérnej výplne *blatnianskej priehlbiny* nachádzajú horninové súbory *hronika* (kremence, bridličnaté ílovce, vápence a dolomity. Ide o j. okraj rozsiahleho pásma, tvoriaci na území len erodovanú tektonickú trosku prekrývajúcu *fatrikum*. Na J od uvedenej línie sa *hronikum* na *fatrických* sekvenciách nachádza iba lokálne vo forme tenších eróznych

[1]Geologická stavba Malých Karpát a Považského Inovca tvoriacich úzke okrajové lemy regiónu sa v abstrakte neuvádza. Obe pohoria boli objektom samostatných geologických výskumov zhodnotených vo vysvetlivkách ku geologickej mape regiónu Malé Karpaty 1 : 50 000 (Polák et al., v tlači) a vysvetlivkách ku geologickej mape regiónu Považský Inovec a jz. časti Trenčianskej kotliny (Ivanička et al., v tlači).

zvyškov. Podložie terciéru vystupuje na povrch len v priľahlých lemoch Malých Karpát a Považského Inovca. Na ich geologickej stavbe sa podieľajú tri tektonické jednotky vyššieho rádu: *tatrikum, fatrikum a hronikum*, tvorené horninami predterciérneho podložia.

Priľahlý lem Malých Karpát je budovaný metamorfovaným plášťom a granitoidnými horninami kryštalinika *tatrika*, členenými na tzv. *bratislavský a modranský masív*. Kryštalinikum je pokryté mezozoickým obalom *orešianskej a solírovskej sukcesie. Fatrikum* je zastúpené *vysockým príkrovom*. *Hronikum* zastupuje *veterlínsky príkrov* a *havranická* a *jablonicko-nedzovská kryha považského príkrovu*. Na v. okraji pohoria sa nachádzajú aj denudačné zvyšky miocénnych sedimentov.

V priľahlom leme Považského Inovca tatrikum zastupuje tribečská a belická sukcesia a fatrikum čiastkový príkrov kmeňového krížňanského príkrovu s beckovskou a zliechovskou sukcesiou. Hronikum zastupuje tematínska kryha považského príkrovu so sukcesiou karbonátovej platformy a príkrovovou troskou hradnej skaly Beckov so sukcesiou veterlínskeho typu. Na z. okraji pohoria sa nachádzajú denudačné zvyšky paleogénnych (eocén) a miocénnych sedimentov.

Hlavnú masu sedimentárnej výplne *blatnianskej priehlbiny* tvorí komplex morských a brakických súvrství spodného až stredného miocénu s pokryvom menej hrubých brakických (sarmat – stredný panón) a sladkovodných sedimentov vrchného panónu a pliocénu. Okrem toho sú v oblasti Nižnej a Boroviec na mezozoických komplexoch *fatrika* zachované zvyšky sedimentov paleogénu myjavsko-hričovskej skupiny a na mezozoických komplexoch *hronika* v s. časti územia sedimenty *hutianskeho súvrstvia* vnútrokarpatského paleogénu podtatranskej skupiny.

Najstaršie uloženiny neogénu v priehlbine sú morské sedimenty *čausianskeho súvrstvia* egenburgu s okrajovým vývojom *podbrančského zlepenca*. Nad nimi sú uložené morské sedimenty *bánovského* (otnang) a *lakšárskeho súvrstvia* (karpat) s okrajovými členmi – *jablonickým zlepencom* a *prietržskými vrstvami*. Spodnobádenské sedimenty sa vo výplni priehlbiny nezachovali. Nový sedimentačný cyklus v strednom bádene reprezentujú hruboklastické sedimenty s pelitmi *(ratkovské vrstvy)*, nad ktorými sa usadil pelitický komplex *špačinského súvrstvia* s terminálnou piesčitou časťou *madunických vrstiev*. Okrajové hruboklastické vývoje *dolianskych vrstiev* zasahujú až do spodnej časti vrchného bádenu. V ďalšom nadloží sú pelitické morské sedimenty *báhonského súvrstvia* (vrchný báden) a brakické sedimenty *vrábeľského súvrstvia* sarmatu. Tie prechádzajú do brakických až sladkovodných piesčito-ílovitých uložením *ivanského súvrstvia* panónu s lokálne vyvinutou okrajovou fáciou *piešťanských vrstiev*. Obdobie vrchného panónu až pontu reprezentujú sedimenty *beladického súvrstvia* s okrajovými sladkovodnými vápencami *hlavinských vrstiev*. Z obdobia pliocénu sú zachované štrkovito-piesčité fluviálne až fluviálno-limnické uloženiny *volkovského* a *kolárovského súvrstvia*.

Takmer celé územie regiónu vrátane okrajov priľahlých pohorí je pokryté sedimentmi kvartéru v stratigrafickom rozpätí od spodného pleistocénu po holocén až recent. Bázu uložením spodného pleistocénu reprezentujú zvetraniny v podobe ojedinelých eróznych zvyškov polygenetických rubifikovaných fosílnych pôd (červenozemí) a v náznakoch aj synchrónne uložených fluviálno-limnických hlinitých štrkov *lukáčovských vrstiev*. Spodný pleistocén (günz) reprezentujú lokálne výskyty proluviálnych štrkov, pieskov a úlomkov hornín „vysokých" náplavových kužeľov malokarpatských tokov a reziduálne výskyty fluviálnych piesčitých štrkov „vysokých" terás Váhu. Zo staršieho obdobia stredného pleistocénu (mindel) sa zachovali opäť proluviálne sedimenty „vrchných" náplavových kužeľov malokarpatskej proveniencie a plošne rozsiahlejšie fluviálne štrkovo-piesčité akumulácie „vrchných terás" Váhu s pokryvom mladších spraší a sprašových hlín. Spraše a fosílne pôdne komplexy mindelu sa zachovali len lokálne. Významný plošný rozsah majú sedimenty mladšieho obdobia stredného pleistocénu (riss), zastúpené proluviálnymi piesčitými až hlinitými štrkmi (úlomkami) „vyšších a nižších stredných" náplavových kužeľov a fluviálnymi piesčitými štrkmi „vyšších a nižších stredných" terás. Oba genetické typy sú zväčša zakryté mohutným komplexom mladších spraší s obsahom fosílnych pôd a sprašovými hlinami. Veľký plošný rozsah majú fluviálne piesčité štrky a povodňové hliny vrchného pleistocénu (würm) vystupujúce vo forme dnovej akumulácie a „nízkej" terasy a čiastočne aj proluviálne sedimenty „nízkych" kužeľov. Plošne najväčší rozsah dosahujú pokryvy najmladších vrchnopleistocénnych sprašových sérií s obsahom fosílnych pôdnych komplexov a sprašových hlín. Na piesčitých štrkoch dnovej akumulácie sú vyvinuté holocénne fluviálne sedimenty zastúpené povodňovými hlinami, ílmi a ílovitými pieskami. V ich nadloží je vyvinuté litofaciálne pestrejšie súvrstvie piesčitých a ílovitých hlín. V juhovýchodnej časti územia sú v nivách naviate eolické piesky. V zníženinách reliéfu v rámci povodňového krytu nív sa sformovali holocénne slatiny (rašeliny) a v opustených ramenách organogénne hnilokalové sedimenty. Deluviálne sedimenty a ich kombinácie (vrchný pleistocén – holocén) sú vyvinuté priebežne na celom území, no najmä v okrajových častiach pohorí.

Počas geologického výskumu Trnavskej pahorkatiny, Dolnovážskej nivy a okrajových lemov pohorí sa dospelo ešte k množstvu ďalších nových poznatkov. Výskum neogénnych súvrství spresnil plošný rozsah a stratigrafickú pozíciu redefinovaných *dolianskych vrstiev* na v. úbočí Malých Karpát a *ducovských vrstiev* na z. úbočí Považského Inovca. Tam sa zároveň potvrdil najjužnejší výskyt *lakšárskeho súvrstvia* v Modrovke. Identifikované boli aj nové výskyty *hlavinských vrstiev* v oblasti Dolného Dubového, Dechtíc, Chtelnice, Dolného Lopašova a medzi Bankou a Sokolovcami. V okolí obce Dubová v podloží kvartérnych uložením sa zistilo vrábeľské súvrstvie. Boli redefinované aj *piešťanské vrstvy* a spresnila sa ich stratigrafická pozícia. Je možné potvrdiť, že najmä v pahorkatinnom pásme a v j. časti územia vystupujú sedimenty neogénu na povrch v početnejších výskytoch a na väčších plochách, ako sa uvádzalo dosiaľ.

Úplne nové poznatky sa získali z povrchovej kvartérnej stavby územia. Pahorkatina vykazuje oveľa menšie plošné rozšírenie spraší, ako aj ich menšiu hrúbku. Sprašové hliny a ostatné deriváty spraší vykazujú väčšie plochy rozšírenia len v najvyšších častiach pahorkatiny a na úpätí s. časti Malých Karpát. Zistil sa širší laterálny dosah fluviálnych terasových sedimentov Váhu pod sprašovým pokryvom najmä v s. a centrálnej časti regiónu. V južnej časti dominujú najmä fluviálne sedimenty malokarpatskej proveniencie. Proluviálne vejáre predpolia Malých Karpát prekvapujú veľkým plošným rozsahom, malou hrúbkou a výskytom v najvyšších morfopozíciách pahorkatiny. Pozdĺž úpätia Považského Inovca sa fluviálne terasy Váhu takmer nevyskytujú. Sú nahradené proluviálnymi akumuláciami horských potokov. Najväčšia hrúbka kvartérneho pokryvu sa zistila v priľahlej s. časti *gabčíkovskej prepadliny* a na sprašovej tabuli. Niektoré vrchnopleistocénne až holocénne presypy eolických pieskov v povodí Gidry boli redefinované ako piesčito-sprašové presypy. V nive Váhu bola vyčlenená samostatná mladšia časť, tzv. nižšia niva.

Na základe morfoštruktúrnych údajov bola zostavená štruktúrna neotektonická schéma územia Trnavskej pahorkatiny a priľahlých častí pohorí, mapa hrúbky kvartéru a po prvýkrát aj mapa pôd regiónu v mierke 1 : 200 000.

V rámci priľahlých častí pohorí sa získali nové petrologické a petrografické poznatky o granitoidných a metamorfovaných horninách kryštalinika *tatrika* a ich plošnom rozsahu. Nové závery prinieslo štúdium deformačných štruktúr hornín kryštalického jadra Malých Karpát. V Považskom Inovci sa ako zdrojový materiál dominujúcich typov kryštalických bridlíc potvrdil materiál kremitých pieskovcov. Medzi Novou Vsou nad Váhom a Hôrkou sa zistili a predbežne zhodnotili nové telesá kryštalických bridlíc. V oboch pohoriach sa spresnila litostratigrafická náplň a plošné rozšírenie mezozoických súvrství tatrika, fatrika a hronika a ich tektonické vzťahy. Podrobne sa študoval tektonicky zložitý styk mezozoických komplexov *solírovskej sukcesie tatrika* s horninami *vysockého príkrovu fatrika* v Malých Karpatoch. Na z. leme Považského Inovca okrem nového mapovania a spresnenia litostratigrafickej náplne mezozoických sekvencií sa uplatnila nová interpretácia tektonickej jednotky *hronika* v časti Beckov – hradná skala. Boli tam podrobne vyčlenené svahové fácie prislúchajúce k *veterlínskej sukcesii*. V okolí Lúky nad Váhom sa spresnil vzťah mezozoika a paleogénu a stanovila sa podrobná litostratigrafická náplň hutianskeho súvrstvia v rámci nanovo zmapovaných plôch jeho rozšírenia.

Súčasťou vysvetliviek je aj zhodnotenie hydrogeologických pomerov, charakteristika geofaktorov životného prostredia vrátane pôd, prehľad ložísk regiónu a zhodnotenie geofyzikálnych pomerov. V neposlednej miere je pozoruhodný zvýšený výskyt emanácie Th a U, zaznamenaný meraniami v pahorkatinnej časti územia.

ÚVOD

Trnavská pahorkatina tvorí spolu s Dolnovážskou nivou najzápadnejší zo štyroch výbežkov Podunajskej nížiny zasahujúcich do oblasti Západných Karpát. Smerom od Podunajskej roviny na sever sa pahorkatina postupne zužuje a klinovito zasahuje medzi pohoria Malé Karpaty a Považský Inovec, ktoré sa vzájomne spájajú v Beckovskej bráne. Celé toto územie s rozlohou zhruba 1 700 km^2 (obr. 1) podľa koncepcie geologického mapovania SR z roku 1997 a na základe zmluvy o geologických prácach medzi MŽP SR a ŠGÚDŠ bolo v rokoch 2001 až 2005 objektom základného geologického výskumu a mapovania. Práce vyústili do zostavenia základných geologických máp po listoch v mierke 1 : 25 000 (obr. 2) a čistokresby regionálnej geologickej mapy v mierke 1 : 50 000 vrátane rukopisných textových vysvetliviek k nej (Maglay et al., 2005). Na základe uvedených mapových podkladov sa následne zostavila a vydala tlačou *Geologická mapa Trnavskej pahorkatiny v mierke 1 : 50 000* (Maglay et al., 2006).

Základnému geologickému výskumu Trnavskej pahorkatiny a Dolnovážskej nivy predchádzala podrobná archívna excerpcia všetkých dostupných údajov a štúdium vedeckých prác staršieho geologického výskumu a mapovania. Okrem účelových a tematických máp rôznych mierok sa pred zostavením mapy regiónu zhodnotili nasledujúce publikované aj rukopisné mapové podklady (obr. 3)[2]:

A) Geologické mapy v mierke 1 : 200 000

1. *Geologická mapa ČSSR, mapa predštvrtohorných útvarov 1 : 200 000, M-33-XXXVI, list Bratislava – Wien* (Buday et al., 1963a);
2. *Geologická mapa ČSSR, mapa predštvrtohorných útvarov 1 : 200 000, M-33-XXX, list Gottwaldov* (Buday et al., 1963c);
3. *Mapa genetických typov a hrúbok kvartérnych sedimentov Podunajska – DANREG 1 : 200 000* (Scharek – ed., Herrmann et al., 1998);
4. *Tektonická mapa Podunajska – DANREG 1 : 200 000* (Elečko – ed., Pistotnik et al., 1998);
5. N*eotektonická mapa Podunajska – DANREG 1 : 200 000* (Halouzka – ed., Schäffer et al., 1998);
6. *Mapa predterciérneho podložia Podunajska – DANREG 1 : 200 000* (Matura – ed., Wessely et al., 1998).

B) Geologické mapy v mierke 1 : 100 000

7. *Povrchová geologická mapa Podunajska – DANREG 1 : 100 000* (Császár – ed., Pistotnik et al., 1998).

[2]Poradové čísla uvedené pred názvami použitých geologických máp zodpovedajú číslam vyznačeným na obr. 3.

C) Geologické mapy v mierke 1 : 50 000

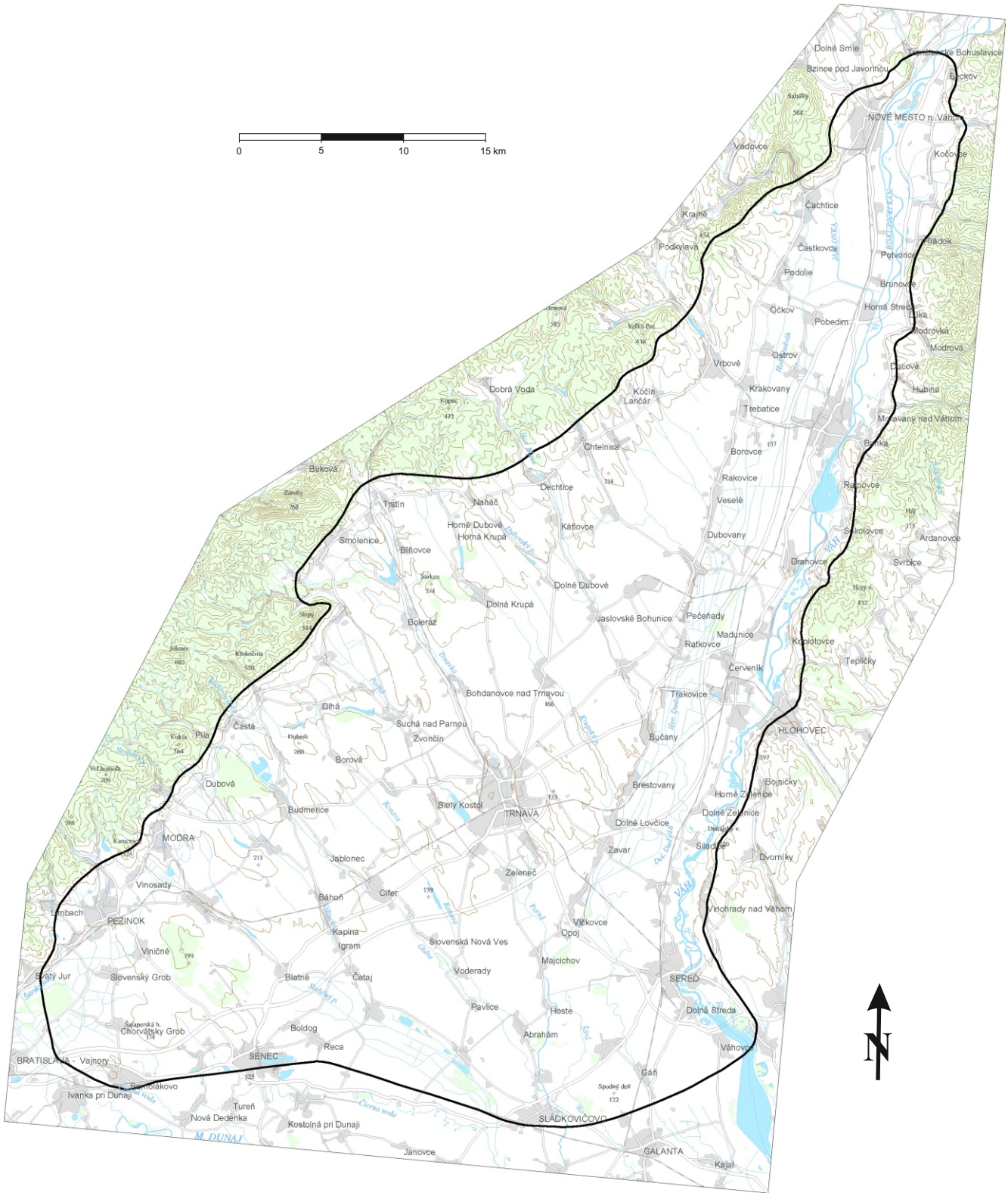
8. *Geologická mapa Malých Karpát 1 : 50 000* (Maheľ a Cambel, 1972);
9. *Geologická mapa Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000* (Began et al., 1984);
10. *Geologická mapa 1 : 50 000, list 45-12 Galanta* (Vaškovský et al., 1980);
11. *Povrchová mapa Podunajska – DANREG 1 : 50 000* (Pristaš et al., 1992);
12. *Účelová geologická mapa povodia Váhu – dolná časť 1 : 50 000* (Maglay a Pristaš in Stanková et al., 1998);
13. *Geologická mapa Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny 1 : 50 000* (Pristaš et al., 2000);
14. *Nepublikovaná rukopisná mapa Malých Karpát 1 : 50 000* (Plašienka et al., 1993a).

D) Geologické mapy v mierke 1 : 25 000

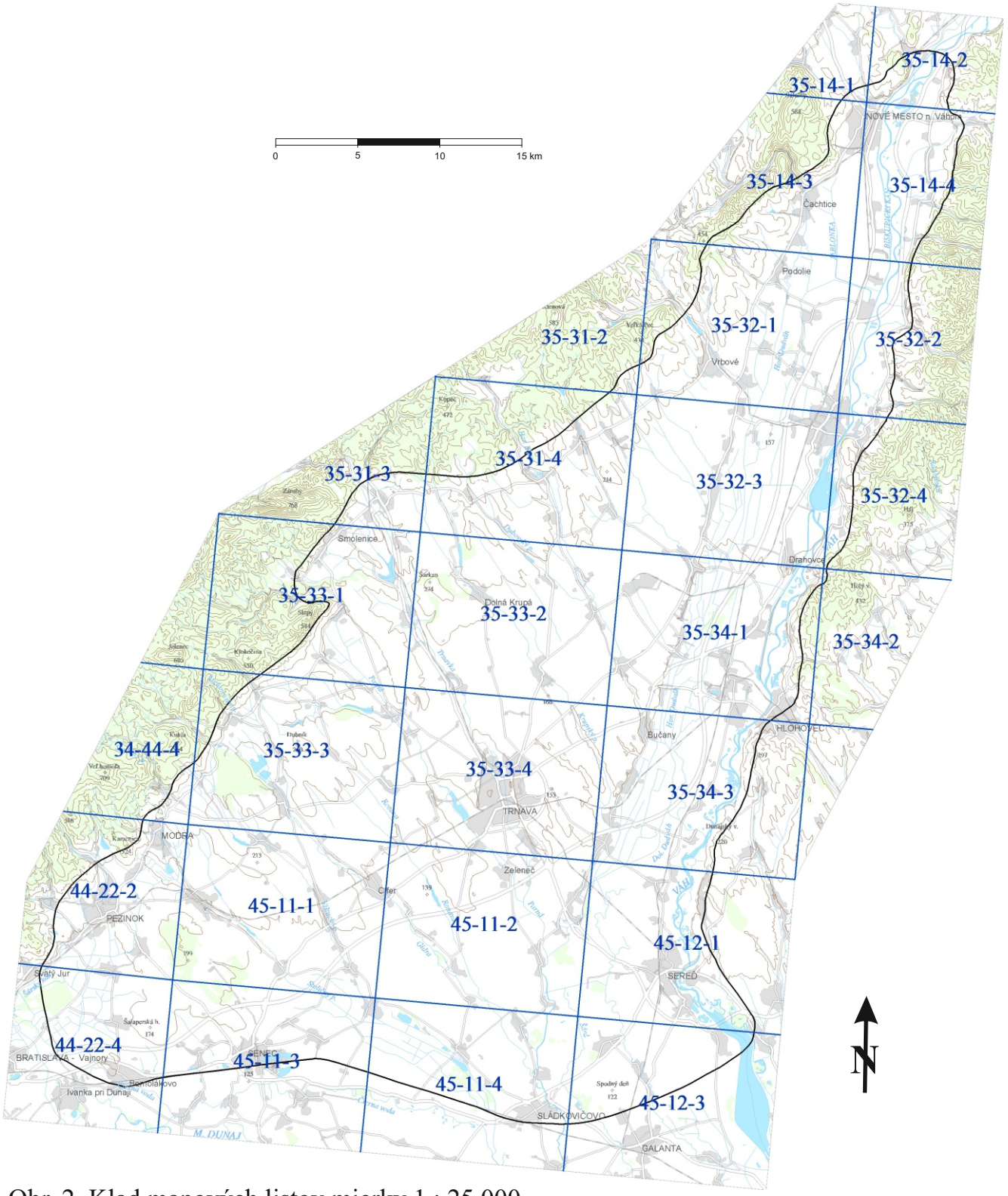
15. *Geologická mapa 1 : 25 000, list M-33-132-D-a Hlohovec* (Beňo, 1960);
16. *Geologická mapa územia medzi Plaveckým Mikulášom a Bukovou 1 : 25 000* (Peržel, 1963, in Peržel, 1964a);
17. *Geologická mapa Jablonicko-prašníckeho pohoria 1 : 25 000* (Peržel, 1964c);
18. *Geologická mapa Čachtického pohoria 1 : 25 000* (Hanáček et al., 1965);
19. *Geologické mapy 1 : 25 000, listy M-33-120-D-d Hrádok, M-33-132-B-b Hubina* (Divinec, 1975);
20. *Geologická mapa 1 : 25 000, list M-33-120-D-a Nové Mesto nad Váhom* (Hanáček et al., 1977);
21. *Geologické mapy 1 : 25 000, listy M-33-120-D-b Beckov, M-33-120-D-d Hrádok, M-33-132-B-b Hubina* (Maheľ, 1979c);
22. *Geologické mapy 1 : 25 000, listy M-33-132-B-a Piešťany, M-33-132-B-b Hubina, M-33-132-B-c Drahovce, M-33-132-D-a Hlohovec* (Havrila a Vaškovský, 1983);
23. *Geologická mapa Bratislavy a okolia 1 : 25 000* (Vaškovský et al., 1988);
24. *Geologická mapa mezozoických komplexov tatrika Malých Karpát medzi Harmóniou a Hornými Orešanmi 1 : 25 000* (Plašienka, 1986 – 1988, in Plašienka et al., 1989);
25. *Geologická mapa 1 : 25 000, list 35-142 Beckov* (Began et al., 1990a);
26. *Geologická mapa 1 : 25 000, list 35-343 Dvorníky* (Maglay et al., 1997a);
27. *Geologické mapy 1 : 25 000, listy 35-323 Drahovce, 35-341 Hlohovec* (Maglay et al., 1998).

E) Geologické mapy v mierke 1 : 10 000

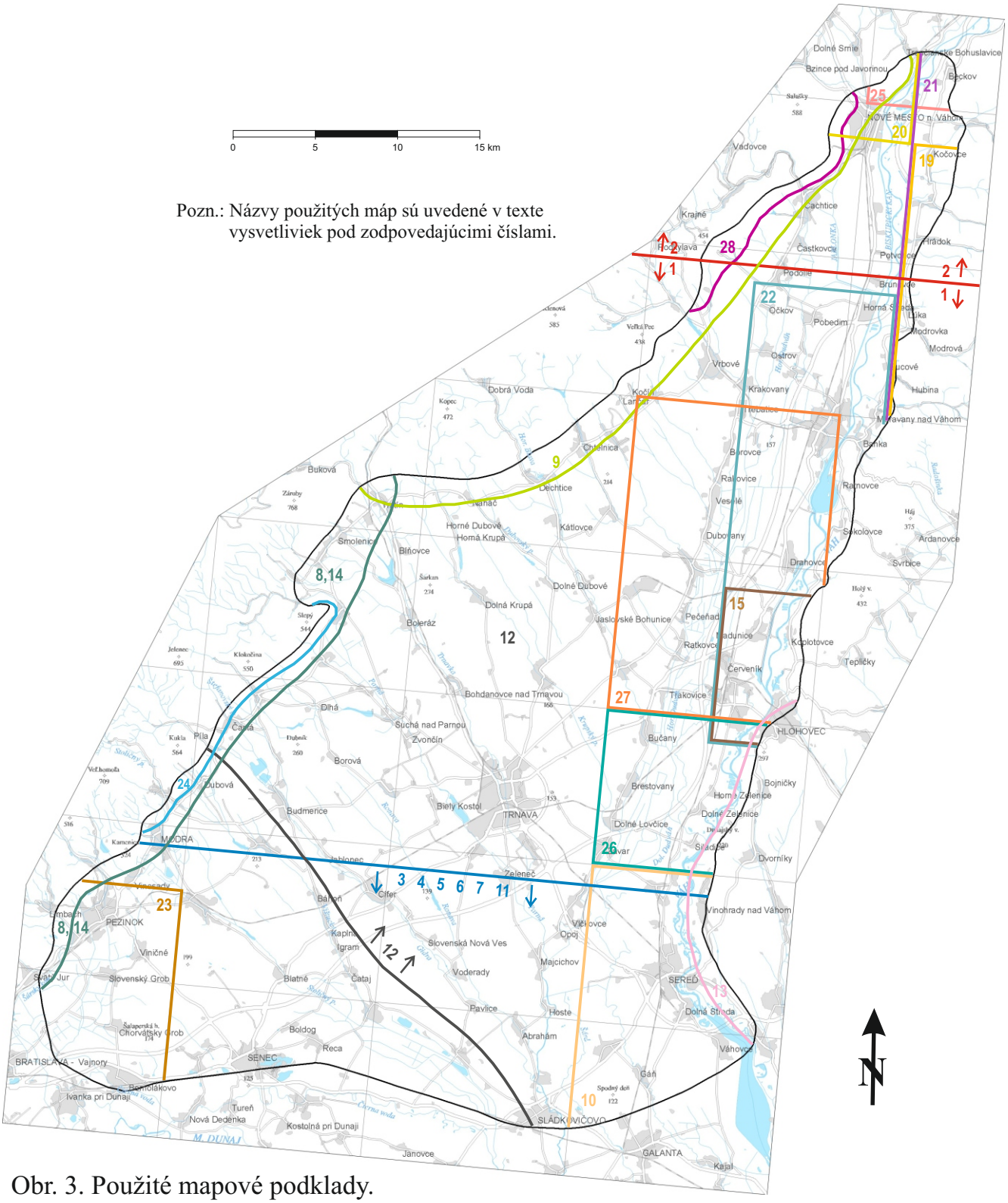
28. *Geologická mapa Bielych hôr (Pezinské Karpaty) 1 : 10 000* (Buček in Buček, 1988);
29. *Geologická mapa južnej časti Brezovských Karpát 1 : 10 000* (Buček in Buček, 1988).



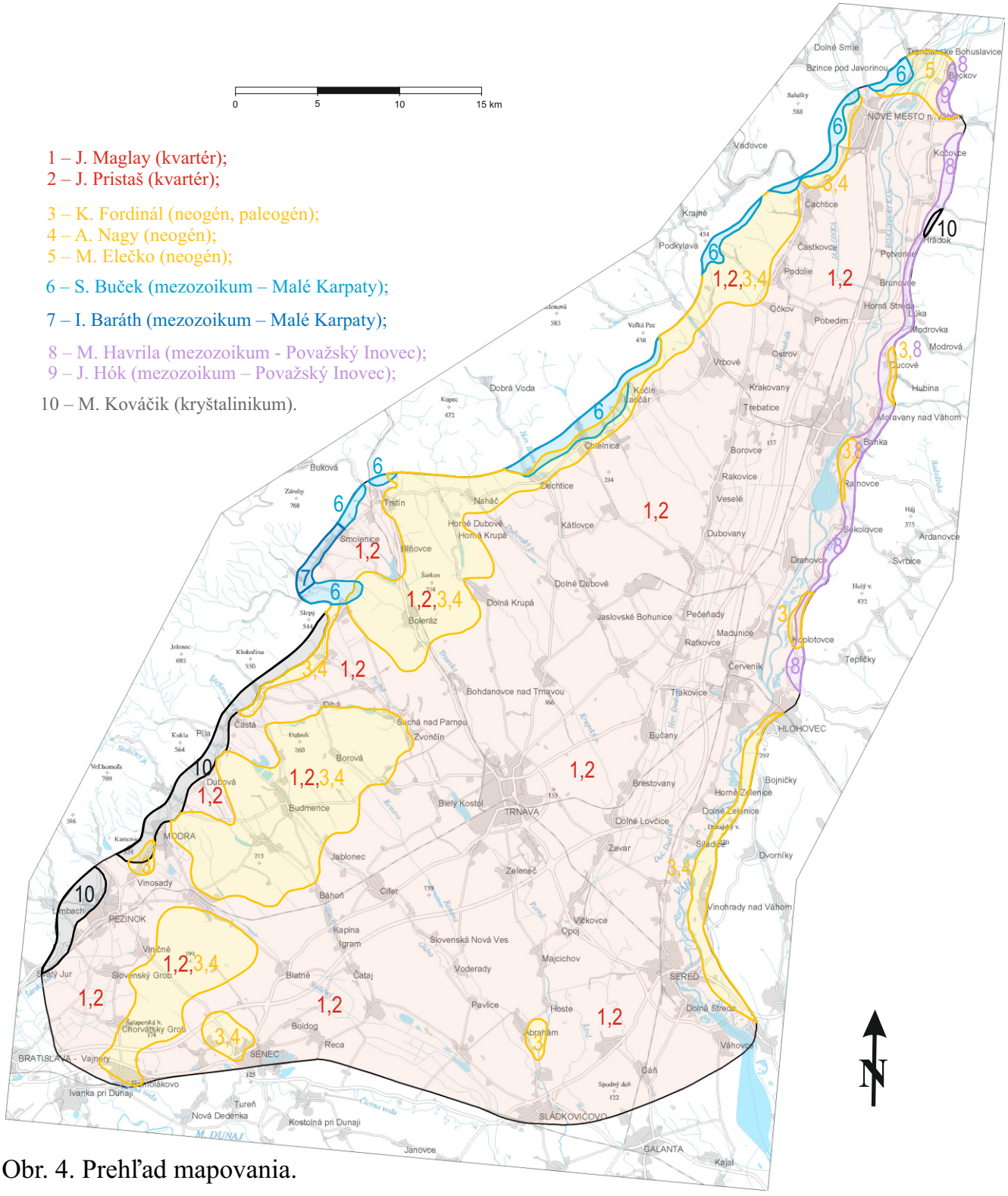
Obr. 1. Geografické vymedzenie územia regiónu.



Obr. 2. Klad mapových listov mierky 1 : 25 000.



Obr. 3. Použité mapové podklady.



Obr. 4. Prehľad mapovania.

V rámci geologickej dokumentácie sa okrem iného spracovali a vyhodnotili aj štruktúrne a povrchové neogénno-kvartérne vrty, hydrogeologické a inžinierskogeologické vrty a vrty kategórie CF. Na objasnenie geologickej stavby a vývoja regiónu sa, navyše, realizovalo 41 vlastných plytkých mapovacích jadrových vrtov (Maglay et al., 2005).

Ťažiskom geologických prác na získanie primárnych údajov bol terénny výskum zameraný na nové komplexné geologické mapovanie kvartérnych a neogénnych sedimentov. Okrem toho sa podrobne mapovali a čiastočne reambulovali úzke pásma priľahlých pohorí Malých Karpát a Považského Inovca. Spolu s mapovacími prácami sa priebežne realizovali odbery a vyhodnotenia vzoriek z prírodných a umelých odkryvov, ako aj z výnosov vrtných jadier. Výsledky sa využili pri zostavovaní základných geologických máp v mierke 1 : 25 000 a pri komplexnom geologickom zhodnotení územia na mape v mierke 1 : 50 000 a vo vysvetlivkách k nej.

Predmetom štúdia bol plošný rozsah, úložné pomery, litologická a sedimentárno-petrografická náplň, stratigrafia, vývoj a hrúbka všetkých genetických typov kvartérnych sedimentov. Pri fluviálnych sedimentoch sa okrem stratigrafie a plošného rozsahu kládol dôraz na riešenie vzťahu náplavov Váhu k náplavom malokarpatskej a dunajskej proveniencie, ako aj k proluviálnym náplavom úpätia Malých Karpát a Považského Inovca. Dôležitá bola identifikácia plošného rozsahu oboch typov sedimentov nachádzajúcich sa pod hrubými sprašovými pokryvmi Trnavskej tabule. Významné bolo riešenie stratigrafie a plošného rozsahu spraší a sprašových hlín. Zhodnotil sa neotektonický vývoj a stavba územia v kvartéri. To vyústilo do zostavenia štruktúrnej neotektonickej schémy a mapy hrúbky kvartéru v mierke 1 : 200 000. Vzhľadom na pôdohospodársky význam územia sa študovali aj pedologické pomery regiónu a následne bola zostavená mapa pôdnych typov v rovnakej mierke.

Podrobným mapovaním súvrství neogénu vystupujúcich na povrch sa vyhodnotili ich litologické, sedimentárno-petrografické a stratigrafické pomery. Riešil sa vzťah marginálnych fácií neogénu zachovaných na okrajových lemoch pohorí k jeho panvovým fáciám. Prevažne z vrtov sa vyhodnotili, rekonštruovali a definovali jednotlivé sedimentačné prostredia, mechanizmus sedimentácie, neogénny vývoj a celková geologická a neotektonická stavba *blatnianskej priehlbiny*.

Na priľahlom leme Považského Inovca bolo na menšej ploche zmapované, vyhodnotené a stratigraficky zaradené *zuberecké súvrstvie* paleogénu.

V úzkom pásme priľahlých pohorí lemujúcich región sa popri zachovaní kompatibility a kontinuity údajov so susednými regiónmi podrobne zmapoval a dokumentoval rozsah mezozoických sekvencií *tatrika, fatrika* a *hronika*. Spresnila sa ich litostratigrafická náplň a faciálny vývoj. Rovnako podrobne sa mapovali a vyhodnotili aj výstupy kryštalinika vrátane jeho obalu tvoreného spodnotriasovými kremencami.

Na základe hlbokých vrtov a celého radu metód geofyzikálneho prieskumu sa zostavili mapy geologických indícií a interpretácií (MGII) regiónu, ako aj schéma predneogénneho podložia sedimentárnej výplne *blatnianskej priehlbiny*.

V samostatných kapitolách vysvetliviek sú zhodnotené geologické, tektonické, hydrogeologické a geofyzikálne pomery, geofaktory životného prostredia, pôdne typy, ložiská nerastných surovín a významné geologické lokality regiónu.

Geologická mapa Podunajskej nížiny – Trnavskej pahorkatiny v mierke 1 : 50 000 je výsledkom práce geológov zo Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave, ktorí zároveň zhodnotili výsledky svojich predchodcov aj výsledky geológov z iných inštitúcií, najmä z Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave, Geologického ústavu SAV v Bratislave a Geocomplexu, a. s., Bratislava.

Zostavovateľmi geologickej mapy (obr. 4) a vysvetliviek k nej sú: RNDr. Juraj Maglay, RNDr. Ján Pristaš, CSc., a Mgr. Jana Kernátsová, PhD. (kvartér); RNDr. Alexander Nagy, CSc., RNDr. Klement Fordinál, PhD., a RNDr. Michal Elečko, CSc. (neogén); RNDr. Stanislav Buček, CSc., RNDr. Milan Havrila a RNDr. Ivan Baráth, CSc. (paleogén – mezozoikum); RNDr. Martin Kováčik, CSc. (kryštalinikum); RNDr. Jozef Hók, CSc. (podložie *blatnianskej priehlbiny*, mezozoikum); RNDr. Peter Kubeš, CSc., a RNDr. Ľudovít Kucharič, CSc. (geofyzika, mapy MGII); RNDr. Peter Malík, CSc. (hydrogeológia); RNDr. Alena Klukanová, CSc., a Mgr. Martin Ondrášik, MSc. (inžinierska geológia); RNDr. Ján Zuberec, CSc., a Ing. Peter Baláž (nerastné suroviny); RNDr. Ján Čurlík, DrSc., a RNDr. Peter Šefčík, CSc. (pôdy).

Na špeciálnom výskume územia kvôli zostaveniu vysvetliviek sa podieľali: Mgr. Jana Kernátsová, PhD., Mgr. Hilda Vaněková a Mgr. Emília Harčová (fosílne ekosystémy kvartéru a neogénu, izotopové merania); RNDr. Daniela Boorová, CSc., RNDr. Adriena Zlinská, PhD., a RNDr. Katarína Žecová (biostratigrafické vyhodnotenia mikrofauny); RNDr. Zuzana Siráňová, PhD. (sedimentárno-petrografické vyhodnotenia); RNDr. Ján Derco, CSc., a Ing. Ľubomír Tuček (vyhodnotenia ťažkých minerálov); RNDr. Helena Tkáčová a RNDr. Ján Tkáč (mapa hrúbky kvartéru).

Geologický výskum technicky podporili: Ján Dvořák, Mgr. Gabriela Bystrická, RNDr. Augustín Gluch, Sylvia Grichová, Katarína Tóthová, Mária Marčeková a Mária Žilavá. Vrtné geologické práce realizoval STAS – stavby a sanácie, spol. s r. o., Trnava.

Geologickú mapu kartograficky spracovali a do tlače pripravili: Ing. Miroslav Antalík, RNDr. Štefan Káčer, Jozef Vlachovič, Roman Fritzman, Mgr. Marián Stercz a Ing. Erika Polaščinová.

Za kvalitnú prácu na geologickom výskume, jeho spracovaní a vyhodnotení, ako aj za dôslednú prácu pri zostavovaní geologickej mapy a vysvetliviek k nej vyslovuje hlavný autor všetkým uvedeným spoluautorom a spolupracovníkom úprimnú vďaku.

1.1. GEOGRAFICKÁ A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

1.1.1. Geografické vymedzenie územia

Územie Trnavskej pahorkatiny a Dolnovážskej nivy tvorí v zjednodušenej podobe trojuholník, ktorý je zo západu vymedzený pohorím Malé Karpaty (vrátane Čachtických Karpát), z východu Považským Inovcom a Nitrianskou pahorkatinou a z juhu Podunajskou rovinou (obr. 1). Hranica sa začína jv. vymedzením pahorkatiny v Bernolákove a v smere na SV popri okraji Šúru vybieha medzi Svätým Jurom a Myslenicami asi 0,5 km na svahy Malých Karpát. Ďalej, zaberajúc tenkú obrubu pohoria, prebieha sv. smerom v pásme Pezinok – Modra – Častá – Horné Orešany. V Horných Orešanoch sa stáča na Z a oblúkom okolo Lošonca naberá úbočím Malých Karpát opäť sv. smer cez Smolenice do Trstína. Tu sa stáča na V a opäť kopíruje okraj pohoria. V Naháči a v Dechticiach hranica nadobúda pôvodný, sv. smer a cez Vrbové, Čachtice a Nové Mesto nad Váhom prechádza do Beckovskej brány. Pri Trenčianskych Bohuslaviciach dosahuje najsevernejšiu pozíciu a cez Beckov a Kálnicu sa stáča na juh.

Ďalej na J až JJV už hranica prechádza západnou úbočou Považského Inovca a Nitrianskej pahorkatiny, zasahujúc do oboch celkov obrubou širokou od 0,2 do 1,5 km. Od Kálnice sa tiahne cez Hrádok, Lúku, Piešťany (Banku), Sokolovce a Koplotovce po Hlohovec, kde vykazuje menší odskok na Z, a po úpätí Nitrianskej pahorkatiny pokračuje až do Šintavy. Tu sa mierne stáča na JV do Šoporne, prudkejším oblúkom naberá smer na JZ popri Váhovciach k Sládkovičovu a zaberá časť Podunajskej roviny.

Južné ohraničenie regiónu tvorí hranica v.-z. smeru v pásme Sládkovičovo – Senec – Bernolákovo, pričom na celom úseku zasahuje do severného okraja Podunajskej roviny. Celková plocha územia vrátane okrajových častí Malých Karpát, Považského podolia, Považského Inovca, Nitrianskej pahorkatiny a časti Podunajskej roviny dosahuje takmer 1 700 km^2.

1.1.2. Geomorfológia a geografia územia

Na plochu regiónu zasahujú v zmysle regionálneho geomorfologického členenia Mazúra a Lukniša (1978, 1986), resp. Mazúra a Lukniša (in Mazúr a Jakál – eds., 1980) viaceré geomorfologické jednotky niekoľkých rádov (obr. 5).

Z tohto hľadiska územie pozostáva z troch morfologicky výrazne odlišných oblastí. Takmer celú jeho mapovanú plochu zaberá oblasť **Podunajskej nížiny** s celkami **Podunajská pahorkatina** a **Podunajská rovina**. Iba úzke zobrazené pásmo okrajového lemu pohorí prislúcha k **fatransko-tatranskej oblasti** s celkami **Malé Karpaty** a **Považský Inovec** a krátky úsek na severe zasa k oblasti **Slovensko-moravských Karpát**, zastúpenej podcelkom **Považské podolie**.

Celok Podunajská pahorkatina sa z hľadiska klasifikácie reliéfu uvedených autorov člení na 2 výraznejšie podcelky: **Trnavskú pahorkatinu** a **Dolnovážsku nivu**. Samotná Trnavská pahorkatina, tvoriaca najväčšiu časť vymedzeného územia, pozostáva z **Podmalokarpatskej pahorkatiny** a **Trnavskej tabule**. V rámci Dolnovážskej nivy je pozdĺž jej styku s Trnavskou tabuľou vyčlenené úzke pásmo **Dudvážskej mokrade**. Na úseku Hlohovec – Šoporňa je k územiu pričlenený úzky lem západného okraja **Nitrianskej pahorkatiny** tvorenej **Zálužianskou pahorkatinou** (Hlohovec – Šintava) a **Nitrianskou tabuľou** (Šintava – Šoporňa).

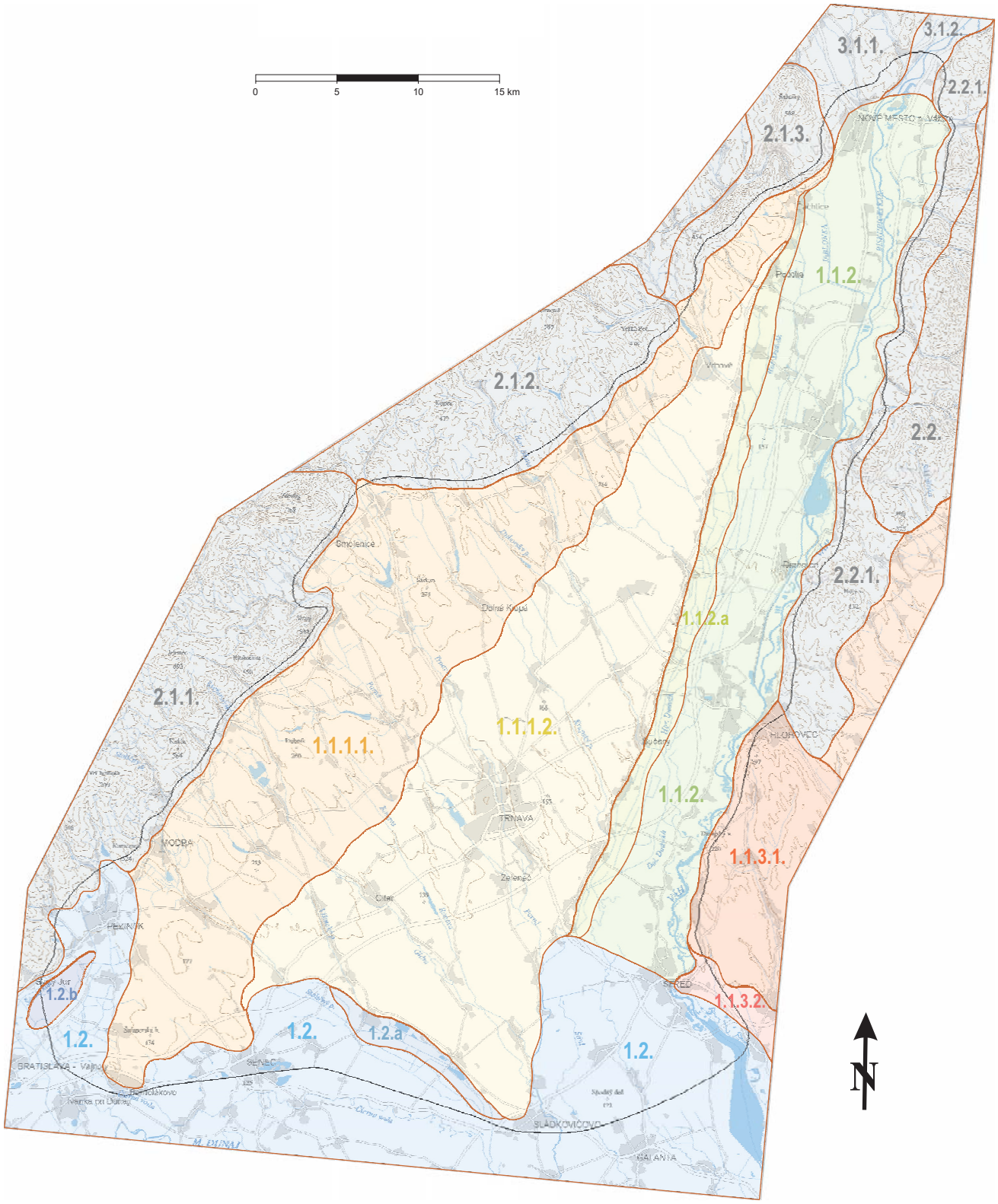
Podunajská rovina zasahuje na zobrazené územie len svojím severným a sz. okrajom. V pásme Pezinok – Bernolákovo – Senec – Sládkovičovo – Sereď – Šoporňa sa stýka s Trnavskou pahorkatinou, Dolnovážskou nivou a Nitrianskou pahorkatinou, pričom tvorí najjužnejšiu časť územia. V rámci Podunajskej roviny sú vyčlenené 2 menšie časti: **Úľanská mokraď** a **Šúr**.

Od JZ až SZ na mapované územie zasahuje okraj Malých Karpát s podcelkami **Pezinské, Brezovské** a **Čachtické Karpaty**. Zo severu v oblasti Beckovskej brány je to Považské podolie s podcelkom **Bielokarpatské predhorie**. Východné ohraničenie vymedzuje Považský Inovec, z ktorého na územie medzi Beckovom a Hlohovcom zasahuje jediný podcelok, **Inovecké predhorie** (obr. 5).

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

Morfologicky najvýraznejší sa javí kontakt poklesových štruktúr *Panónskej panvy* (oblasť Podunajskej nížiny) s elevačnými štruktúrami *Západných Karpát*, ako sú Malé Karpaty, Považský Inovec a Považské podolie. Poklesové štruktúry sú budované zväčša menej odolnými, subhorizontálne uloženými, prevažne pelitickými a psamitickými sedimentmi neogénu s premenlivým pokryvom kvartérnych, najmä fluviálnych, proluviálnych a eolických sedimentov. Elevačné štruktúry budujú magmatické komplexy paleozoika, rozličné druhy karbonatických hornín a kremencov mezozoika a taktiež horniny v slienitom pelitickom a psamitickom vývoji paleogénu a neogénu s variabilným pokryvom fluviálnych, eolických a deluviálnych sedimentov kvartéru.

Kontakt Malých Karpát a Bielokarpatského predhoria s Podunajskou pahorkatinou sa prejavuje morfologicky výrazným erózno-denudačným svahom, založeným na *malokarpatskom zlome*. Jeho priebeh je viditeľný v pásme od Svätého Jura po Horné Orešany s odskokom cez Lošonec, Smolenice a Trstín po Vrbové s ďalším odskokom cez Čachtice po Nové Mesto nad Váhom a ďalej do Beckovskej brány. Pozdĺž *malokarpatského zlomu* vznikol celý rad čiastkových neotektonických depresií.



Obr. 5. Geomorfologické členenie územia (podľa Mazúra a Lukniša, 1980).

1. PODUNAJSKÁ NÍŽINA (oblasť); 1.1. Podunajská pahorkatina: 1.1.1. Trnavská pahorkatina; 1.1.1.1. Podmalokarpatská pahorkatina; 1.1.1.2. Trnavská tabuľa; 1.1.2. Dolnovážska niva; 1.1.2. a) Dudvážska mokrá; 1.1.3. Nitrianska pahorkatina; 1.1.3.1. Zálužianska pahorkatina; 1.1.3.2. Nitrianska tabuľa; **1.2. Podunajská rovina:** 1.2. a) Úľanská mokraď; 1.2. b) Šúr;

2. FATRANSKO-TATRANSKÁ OBLASŤ; 2.1. Malé Karpaty; 2.1.1. Pezinské Karpaty; 2.1.2. Brezovské Karpaty; 2.1.3. Čachtické Karpaty; **2.2. Považský Inovec;** 2.2.1. Inovecké predhorie;

3. SLOVENSKO-MORAVSKÉ KARPATY (oblasť); 3.1. Považské podolie: 3.1.1. Bielokarpatské predhorie; 3.1.2. Trenčianska kotlina.

Morfologicky výraznejšiu hranicu v celom s.-j. pásme má styk Považského Inovca a priľahlej časti Nitrianskej pahorkatiny s Dolnovážskou nivou. Aj tu, obdobne ako pri Malých Karpatoch, celú hranicu tvorí erózno-denudačný svah na výraznej tektonickej línii *považského zlomu*. Na mnohých miestach tejto línie, najmä v nárazových brehoch Váhu, možno badať priamy prechod nivy do strmého svahu Inoveckého predhoria.

Aj hranica medzi Trnavskou sprašovou tabuľou a piesčito-štrkovou Dolnovážskou nivou a Podunajskou rovinou je podmienená mladou kvartérnou tektonikou. Tvorí ju morfologicky strmší okraj spraší v pásme od Nového Mesta nad Váhom cez Veľké Kostoľany po Sládkovičovo, resp. tiež od Pezinka cez Bernolákovo po Sládkovičovo.

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

Počas pliocénu a kontinuálne pokračujúc v kvartéri región postihli viaceré fázy nerovnomerných vertikálnych tektonických pohybov. Vo vzťahu k Malým Karpatom a Považskému Inovcu boli tieto pohyby prevažne negatívne, no vo vzťahu k Podunajskej rovine ako centrálnej časti *Dunajskej panvy* boli všetky pohyby relatívne pozitívne. Okrajové pohoria tvoria teda výrazne pozitívne morfoštruktúry; pahorkatiny a nivu Váhu tvoria prechodné (striedavé), zväčša však mierne pozitívne morfoštruktúry a Podunajskú rovinu zasa výrazne negatívne morfoštruktúry s poklesom počas pliocénu a kvartéru. Pohybové tendencie jednotlivých morfotektonických blokov nemali kontinuálny priebeh, ale boli prerušené obdobiami relatívneho tektonického pokoja.

To malo za následok, že na pozitívnych štruktúrach Malých Karpát, Považského Inovca a na prechodných štruktúrach Trnavskej pahorkatiny nastávali kvalitatívne zmeny v striedaní laterálnej a hĺbkovej fluviálnej erózie a akumulácie v terasovom vývoji. Naopak, na výrazne negatívnych štruktúrach Podunajskej roviny sa zaznamenalo viacero cyklov fluviálnej akumulácie v superpozičnom vývoji. Lokálne erodované sú len okrajové časti roviny.

Erózna báza sa na relatívne pozitívnych morfotektonických štruktúrach vplyvom erózie a denudácie nerovnomerne a etapovite znižovala až po jej dnešný stav. Pre toto územie ju môžeme situovať na južný okraj zobrazenej časti nivy Váhu. V mieste jeho vstupu na Podunajskú rovinu má báza výšku asi 120 m n. m. Od najvyššie položených miest územia Trnavskej pahorkatiny, ktoré sa na severe pohybujú vo výške asi 300 m n. m. (Kozinec 327 m n. m.), v stredných častiach asi 250 – 270 m n. m. (Šarkan 275 m n. m., Suchovský háj 238 m n. m.) a v južných častiach okolo 180 m n. m. (Šalaperská hora 174 m n. m.), je celkový kvartérny erózny efekt asi 110 m v severnej časti a zhruba 60 m v južnej časti

územia. Na Trnavskej tabuli je tento efekt výrazne nižší. Dosahuje hodnoty len okolo 15 – 20 m a na jv. okraji pahorkatiny len do 10 m.

Vo vrchnom pliocéne a začiatkom spodného pleistocénu, pravdepodobne v období relatívneho tektonického pokoja, územie v užšom dosahu Váhu, Čiernej vody a ich väčších malokarpatských prítokov poznačila silná laterálna fluviálna erózia, ktorú zároveň sprevádzala plošná fluviálna a čiastočne aj limnická akumulácia. Na túto riečno-jazernú akumuláciu upozorňujú rezíduá štrkov v severnejších častiach Trnavskej pahorkatiny (Šarkan 275 m n. m., Suchovský háj 238 m n. m., Široké 263 m n. m.).

V spodnom pleistocéne sa veľká časť povrchu územia v blízkosti hlavných tokov relatívne zarovnala na tzv. *poriečnu roveň*. Jej morfologické pozostatky, dnes už zväčša bez zachovania fluviálno-limnických, resp. fluviálnych sedimentov, možno pozorovať na mnohých miestach medzidolinových a medziúvalinových chrbtov a čiastočne aj na priľahlých medzidolinových chrbtoch Čachtických Karpát, Inoveckého predhoria (úsek Lúka – Moravany) a Nitrianskej pahorkatiny. Povrch pozostatkov *poriečneho systému zarovnania* vystupuje vo výške 180 – 330 m n. m. (Lukniš, 1964; Mazúr a Činčura, 1964). Starší povrch zarovnania, formovaný pravdepodobne už v období panónu, je identifikovaný najmä v južnejších častiach Pezinských Karpát.

Vplyvom tektonického výzdvihu okrajových pohorí oproti pahorkatine, ale aj pahorkatiny oproti rovine, sa počas kvartéru opäť zintenzívnila hĺbková erózia. V studených klimatických obdobiach ju sprevádzali kratšie úseky laterálnych fáz erózie. Takto vznikli napríklad série stupňov terasovaných (lokálne aj naložených) viacgeneračných proluviálnych kužeľov po obvode pohorí a série stupňov riečnych terás, ktoré sa na území zachovali najmä na Trnavskej tabuli pozdĺž pravobrežia Váhu (Dudváhu) a niektorých jeho väčších malokarpatských prítokov (Holeška, Blava, Trnávka, Parná, Gidra). Terasy Váhu a jeho prítokov, ako aj distálne časti kužeľov malokarpatských tokov sú zväčša pokryté mohutnými akumuláciami spraší. To sťažuje identifikáciu ich presného plošného rozsahu a niekedy aj počtu. Na exponovaných miestach boli riečne terasové formy vplyvom zvýšenej erózie a denudácie zotreté. Napríklad v priľahlej časti Inoveckého predhoria boli pravdepodobné série riečnych terás a výnosových kužeľov erodované a denudované vplyvom neustáleho horizontálneho zatláčania toku Váhu východným smerom pod svahy Považského Inovca. Vplyvom hĺbkovej erózie sa retrográdne prehlbovali doliny všetkých malokarpatských a inoveckých potokov nielen v pahorkatinných častiach, ale aj v pohoriach. Zároveň sa formovali medziúvalinové, horské a medzidolinové chrbty a vznikla aj výmoľová erózia.

V chladnejších, a najmä suchších klimatických fázach spomínané geomorfologické procesy sprevádzala intenzívna eolická činnosť a s tým súvisiaca mohutná viacnásobná akumulácia spraší a sprašových hlín tvoriacich sprašové série. Staršie časti sprašových sérií boli v interglaciáloch denudované, a preto sa zachovali len zriedkavo. Mladšie časti sa zachovali dodnes. Predpoklad o lokál-

nom zachovaní starších sprašových sérií sa potvrdil tak na Trnavskej pahorkatine, ako aj v Považskom Inovci.

Na všetkých svahoch územia Trnavskej pahorkatiny sa v rôznej miere uplatnila široká škála svahových a gravitačných procesov. Najrozšírenejší je povrchový ron, plošný splach, stružková a výmoľová erózia a sufózia. V periglaciálnych klimatických fázach to bola najmä soliflukcia, zosúvanie a rútenie.

Podľa Činčuru (in Mazúr a Jakál – eds., 1980) sa na tomto území stretávame s horninami I. – IV. stupňa morfologickej hodnoty. Najodolnejšie proti zvetrávaniu, erózii a denudácii sa javia magmatické komplexy granitoidov, metamorfitov a kremencov Pezinských Karpát a komplexy masívnych vápencov a dolomitov Brezovských a Čachtických Karpát a Považského Inovca. II. stupeň odolnosti tvoria komplexy kryštalických bridlíc priľahlých častí Pezinských Karpát a severnej časti Považského Inovca a komplexy hornín v slienitom vývoji s polohami lavicovitých vápencov východnej úboče Považského Inovca. III. stupeň odolnosti vykazujú komplexy peliticko-psamitických hornín neogénu Brezovských Karpát a peliticko-psamitických až pelitických hornín priľahlej časti Nitrianskej pahorkatiny a celej Podmalokarpatskej pahorkatiny. Pre tieto územia je príznačný mäkký, hladko modelovaný reliéf. Vplyv litologickej náplne hornín na odolnosť proti exogénnym procesom uzatvárajú kvartérne, zväčša fluviálne a proluviálne sedimenty, ako aj komplexy spraší, sprašových hlín a naviatych pieskov Podunajskej nížiny prislúchajúce k IV. stupňu morfologickej hodnoty.

V reliéfe skúmaného územia sa dodnes zachovalo len niekoľko základných, často sa opakujúcich foriem. Na hladšie modelovanom reliéfe v pahorkatinných častiach Trnavskej pahorkatiny dominujú medziúvalinové chrbty, úvaliny, pahorky a doliny tvaru U, resp. na kratších úsekoch aj doliny s asymetrickým priečnym profilom. Ojedinele sa tu zachovali kratšie, hlboké aj plytšie výmole, dnes zväčša neaktívne, so zaneseným dnom. Reliéf Trnavskej pahorkatiny je zahladený sprašovými pokryvmi, ktoré smerom na V prechádzajú až do sprašovej tabule. Plochý reliéf Trnavskej tabule spestrujú plytké doliny a úvaliny. Tu sa okrem množstva kratších aj dlhých úvalín stretávame aj s paralelným priebehom plytkých fluviálnych, ojedinele asymetrických dolín. Vyústenia úvalín, resp. suchých dolín v tvare U do hlavných dolín s aktívnym tokom sa často vyznačujú prítomnosťou výnosových (dejekčných) alebo mladých proluviálnych nivných kužeľov.

Západné aj východné úpätie okolitých pohorí lemujú vejáre terasovaných aj naložených viacgeneračných proluviálnych kužeľov. Tie tvoria jednak denudačné zvyšky v najvyšších polohách medzidolinových chrbtov Podmalokarpatskej pahorkatiny, jednak vypĺňajú dná čiastkových depresií, resp. východný okraj nivy Váhu v miestach vyústenia tokov z Považského Inovca.

Aluviálne nivy sú miestami lemované plošinami a užšími pruhmi miestami rozrušených mladých riečnych terasových stupňov (Trnávka, Parná, Váh na úseku Zavar – Abrahám). Vo vzdialenejších častiach od toku sú tieto terasy pokryté hrubými návejmi spraší. Niva Váhu a čiastočne aj Gidry má rovinatý plochý

reliéf. Spestrujú ho ojedinelé vyvýšeniny tvorené dunami pieskov s krátkym eolickým transportom (Mačianske vŕšky) a prikorytové agradačné valy reprezentované miernymi, vzájomne oddelenými vyvýšeninami fluviálnych pieskov agradačných valov. Povrch Dolnovážskej nivy je občas členený sústavou mŕtvych ramien s meandrami a antropógennymi štrkoviskami.

Podunajská rovina tvorí ploché, mierne uklonené rovinaté územie aluviálnych nív Dunaja, Malého Dunaja, Čiernej vody, Dudváhu a Váhu. Povrch roviny je spestrený sieťou meandrov mŕtvych ramien, mokraďami, rašeliniskami slatinného typu, pozdĺžnymi zníženinami po zanesených mŕtvych ramenách, vyvýšeninami agradačných valov a piesčitých presypov.

V horských častiach lemujúcich pahorkatinu formy reliéfu reprezentujú plošiny *poriečneho systému zarovnania*, erózno-denudačné a tektonicky predisponované svahy, doliny tvaru V aj valcovité doliny, hlavné a medzidolinové chrbty a množstvo sediel. Na plošinách *poriečneho systému zarovnania* sa ojedinele zachovali eluviálne plášte spestrené lokálnymi zamokrenými zníženinami. Dná menších dolín, resp. dolín s občasným tokom sú zanesené soliflukčným, v postglaciáli terasovaným materiálom. Miesta s výstupom karbonatických hornín sú na priľahlej časti Brezovských a Čachtických Karpát reprezentované prelomovými dolinami, skalnými vežami, stenami a stupňami, ojedinelými jaskynnými portálmi a skalnými prevismi. Pod skalnými stenami sú niekedy vyvinuté fosílne aj recentné odrobinové (osypové) kužele, blokové sutiny a produkty skalného rútenia (Hubina). V okolí Beckova a Nového Mesta nad Váhom sú časté aj škrapové polia a v okolí Koplotoviec a Lúky aj rozličné druhy výmoľov.

V dôsledku rozdielnych litologických vlastností hornín, tektonického predisponovania morfoštruktúr a intenzity pozitívnej tektoniky sa exogénne činitele uplatnili na tvorbe reliéfu v rôznej miere, čím vznikli čiastočne odlišné typy reliéfu. Zo stavu súčasných poznatkov možno konštatovať, že na celom území sa vyvinulo až 7 typov štruktúrno-tektonického, na povrchu morfotektonicky diferencovaného, ale aj nediferencovaného reliéfu prevažne horizontálnych až subhorizontálnych sedimentárnych zlomových (kryhových) štruktúr. Po obvode územia je tento reliéf na vrásovo-zlomových a kryštalických štruktúrach s relatívne pozitívnou pohybovou tendenciou blokov. Potvrdzuje to názor Mazúra (in Mazúr a Jakál – eds., 1978).

Na Podmalokarpatskej pahorkatine sa vyvinul morfotektonicky diferencovaný, mierne až stredne zvlnený, v severnejších častiach až silno zvlnený fluviálno- a proluviálno-eolický, lokálne erózno-denudačný aj erózno-akumulačný úvalinový reliéf. Ide o fluviálno- a proluviálno-eolickú zvlnenú pahorkatinu s priemerným sklonom svahov do 6º, v severnej časti do 14º, s recentným slabým fluviálnym procesom doplneným miernym pohybom svahových hmôt, s občasným prechodom do výmoľovej erózie alebo zosuvov (Mazúr, Činčura a Kvitkovič in Mazúr a Jakál – eds., 1978).

Smerom na východ Podmalokarpatská pahorkatina prechádza do Trnavskej tabule s čiastočne odlišným typom reliéfu. Trnavská tabuľa predstavuje morfo-

tektonicky slabšie diferencovaný, plochý, nepatrne až mierne zvlnený fluviálno-eolický, akumulačno-erózny, mierne úvalinovitý reliéf fluviálno-eolicky zvlnenej roviny až tabuľovej pahorkatiny s priemerným sklonom svahov do 2° a s recentným fluviálnym, čiastočne výmoľovým eróznym procesom pri slabom vplyve litologického zloženia.

Pre Dolnovážsku nivu a rozsiahlu Podunajskú rovinu je príznačný rovinný až nepatrne zvlnený akumulačný fluviálny reliéf, na povrchu morfotektonicky nediferencovaný. Ide o fluviálnu rovinu, miestami až fluviálnu a slatinnú mokraď s nepatrným, resp. žiadnym vplyvom litologického zloženia a s recentnými, lokálne eróznymi procesmi (fluviálna niva). Priemerný sklon tu nepresahuje 2º.

V ostrom kontraste s predchádzajúcimi typmi sú typy reliéfu vyvinuté na štruktúrno-tektonických blokoch Malých Karpát a Považského Inovca. Prejavujú sa výrazne pozitívnou, ale nerovnomernou pohybovou tendenciou. Vyvinulo sa tu niekoľko základných typov morfotektonicky diferencovaného reliéfu, no v rámci úzkeho lemu tvoriaceho okraj študovaného územia je obťažné určiť príslušný typ aj v pohoriach. Uvedené údaje sa preto vzťahujú aj na vnútrohorské časti.

Pre východný okraj Pezinských Karpát od Svätého Jura po Horné Orešany až Lošonec je príznačný stredne rezaný rázsochovitý reliéf fluviálne rezanej vrchoviny na kryštalických štruktúrach s priemerným sklonom svahov 14 – 24º. V južnej časti Pezinských Karpát a viac dovnútra pohoria prechádza tento reliéf do planačno-fluviálneho, mierne až stredne fluviálne rezaného reliéfu na kryštalických štruktúrach so stredným až silným vplyvom litologického zloženia. Priemerný sklon svahov tam dosahuje len 6 – 14º. Obdobný typ reliéfu fluviálne stredne rezanej planiny, ale už na príkrovovo-vrásových štruktúrach so stredným vplyvom litologického zloženia, sa vyvinul v priľahlej časti Brezovských a Čachtických Karpát.

Na rozdiel od toho, na priľahlej časti úzkeho lemu Inoveckého predhoria sa vyvinul morfotektonicky slabšie diferencovaný, silne zvlnený, mierne až stredne rezaný fluviálno-denudačný reliéf fluviálne rezanej podvrchoviny na vrásovo-kryhových štruktúrach s priemerným sklonom svahov 18º, so stredne silným fluviálnym procesom podporovaným silným pohybom svahových hmôt a s prechodom do výmoľovej erózie (Mazúr, Činčura a Kvitkovič in Mazúr a Jakál – eds., 1980).

Pre súčasné reliéfotvorné procesy sú v pahorkatinnej časti príznačné zväčša slabšie fluviálno-erózne (čiastočne aj akumulačné) procesy s tvorbou rozovretých úvalinovitých dolín s miernym pohybom svahových hmôt. Častý je tu výmoľový, ale najmä lokálny eolický proces s tvorbou rozsiahlejších plošných pokryvov a menších piesčito-sprašových presypov.

Roviny vykazujú čiastočne fluviálny, v nive Váhu akumulačno-erózny, no zväčša akumulačný proces (Podunajská rovina), podporovaný aj eolickým procesom s tvorbou malých piesčitých presypov. Pre úpätia pohorí je charakteristický proluviálny akumulačno-erózny proces, kombinovaný s výmoľovou eróziou.

Na okrajoch pohorí sa súčasné procesy prejavujú silným fluviálno-eróznym procesom so zväčša stredne intenzívnou hĺbkovou eróziou a stredne silným až silným pohybom hmôt po svahoch. Na vybraných typoch karbonatických hornín prevláda čiastočne fluviálno-krasový proces s tvorbou krasových a polokrasových foriem vrátane tvorby zovretých dolín alebo fluviálno-subaerický proces vyvetrávania.

Horizontálna členitosť reliéfu je veľmi rozdielna. Podľa Mazúra (in Mazúr a Jakál – eds., 1980) sa pohybuje v rozmedzí od 0 – 0,5 km/km^2 v rovinných častiach nížiny do 1,75 – 3,5 km/km^2 v okrajových častiach Malých Karpát a Považského Inovca.

Takmer celé územie s rozlohou asi 1 300 km^2 prislúcha k povodiu Váhu (Dudváhu), len jz. časť s rozlohou asi 400 km^2 sa odvodňuje Čiernou vodou do Malého Dunaja. Sieť menších vodných tokov Trnavskej pahorkatiny je tektonicky predisponovaná. Okrem hlavného toku Váhu a Dudváhu má mozaikovitý charakter, pričom toky sú vo vzťahu k štruktúram sedimentárnych hornín pahorkatiny prevažne konsekventné až subsekventné, zriedkavo resekventné. Hustota riečnej siete je na väčšine územia nerovnomerná. Po obvode Karpát dosahuje 1 500 – 2 500 m/km^2, v oblasti Žitného ostrova len 100 – 500 m/km^2.

Väčšina menších tokov má dažďovo-snehový režim odtoku z vrchovinno-nížinných oblastí, len Váh má snehovo-dažďový režim horských až vysokohorských oblastí (Šimo a Zaťko in Mazúr a Jakál – eds., 1980). Vysokú vodnosť dosahujú toky v III. – IV. mesiaci s výraznejším podružným zvýšením vodnosti koncom jesene a začiatkom zimy. Väčšina vôd územia pochádza zo zrážok. Podzemné vody pochádzajú iba zo zrážok, len v nivách a okrajových častiach *Gabčíkovskej panvy* asi 80 % z riek a potokov.

Väčšina plochy územia regiónu prislúcha k teplej, mierne suchej klimatickej oblasti s teplou, mierne suchou až suchou nížinnou klímou vyznačujúcou sa miernou zimou (do 90 dní) s priemernou teplotou v januári viac ako –3 ºC a teplým letom s počtom letných dní s teplotou vyššou ako 25 ºC viac ako 50 v roku. Severná časť územia prechádza do mierne vlhkej oblasti s chladnejšou zimou. Územie okrajových pohorí reprezentuje mierne teplú klimatickú oblasť prevažne s mierne teplou a mierne vlhkou až vlhkou vrchovinnou klímou s miernou až chladnou zimou a s priemernou teplotou vzduchu v júli viac ako 16 ºC (Konček in Mazúr a Jakál – eds., 1980.

V regióne prevláda mierne suchá nížinná klíma s inverziou teplôt v dolinách, prechádzajúca v Považskom Inovci a Malých Karpatoch do mierne teplej horskej klímy. Priemerné ročné zrážky sa pohybujú medzi 530 až 700 mm/rok v nížinách a 600 – 900 mm/rok v pohoriach s priemerným suchým obdobím 30 – 50 dní v roku (Tarábek in Mazúr a Jakál – eds., 1980).

1.2. REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD

V zmysle regionálneho geologického členenia (Vass et al., 1988) je územie Trnavskej pahorkatiny, Dolnovážskej nivy, okraja Nitrianskej pahorkatiny a časti Podunajskej roviny súčasťou *Dunajskej panvy*, presnejšie jej sz. výbežku reprezentovaného *blatnianskou priehlbinou* (obr. 6). Východne od línie Hlohovec – Sereď – Galanta zasahuje na územie jz. okraj *rišňovskej priehlbiny*. Obe uvedené priehlbiny tvoria dovedna s ďalšími, východnejšie sa rozprestierajúcimi priehlbinami *Trnavsko-dubnickú (čiastkovú) panvu*. Okrem *Trnavsko-dubnickej panvy* na územie zasahuje severný okraj *Gabčíkovskej (čiastkovej) panvy*, ktorú možno plošne stotožniť s regionálnym geomorfologickým celkom Podunajskej roviny. Podľa Vassa (l. c.) je *Dunajská panva* vrátane oboch uvedených priehlbín súčasťou vnútrohorských paniev.

Blatnianska priehlbina zaberajúca najväčšiu plochu územia tvorí tektonicky ohraničený výbežok vklinený medzi dve jadrové pohoria vonkajšieho radu vnútorných Západných Karpát: *Malé Karpaty* a *Považský Inovec*. Ich okraje ohraničujú študované územie v podobe úzkych lemov (obr. 6). Na rozdiel od *Považského Inovca*, *Malé Karpaty* sú rozdelené na 3 jednotky nižšieho rádu – *Pezinské*, *Brezovské* a *Čachtické Karpaty*, ktoré svojím názvom a plošným rozsahom takmer presne zodpovedajú geomorfologickým jednotkám. Výnimku tvorí len najsevernejšia časť *Čachtických Karpát* v pásme Nové Mesto nad Váhom – Ivanovce, ktorá sa v geomorfologickej terminológii označuje ako Bielokarpatské predhorie.

Hlavnú masu sedimentárnej výplne *blatnianskej priehlbiny* tvoria morské a brakické súvrstvia spodného až stredného miocénu (egenburg – báden), ktoré sú prekryté menej hrubými brakickými (sarmat – stredný panón) a sladkovodnými jazernými sedimentmi vrchného panónu a pliocénu.

V podloží neogénu vystupujú predtransgresívne sedimenty neistého vekového zaradenia a hutianske súvrstvie paleogénu podtatranskej skupiny.

Popaleogénnu hrasť Malých Karpát, lemujúcu zo západu Trnavskú pahorkatinu, buduje kryštalinikum, ktoré tvorí metamorfovaný plášť a granitoidné horniny, členené na tzv. *bratislavský* a *modranský masív*. Malokarpatské kryštalinikum pokrýva *tatrický* mezozoický obal – *orešianska* a *solírovská sukcesia.* Mezozoické príkrovy tvorí *fatrikum* a *hronikum*. *Fatrikum* je zastúpené *vysockým príkrovom*. *Hronikum* zastupuje *veterlínsky príkrov* a *havranická* a *jablonicko-nedzovská kryha považského príkrovu*. Na východnom okraji Malých Karpát sa nachádzajú denudačné zvyšky miocénnych sedimentov.

V popaleogénnej hrasti Považského Inovca, lemujúcej Trnavskú pahorkatinu z východnej strany, je zachovaná predpaleogénna príkrovová stavba. V zmysle členenia predpaleogénnych príkrovových jednotiek Západných Karpát (Andrusov et al., 1973) sú tu zastúpené tri tektonické jednotky vyššieho rádu: *tatrikum*, *fatrikum* a *hronikum*.

Tatrikum v rámci študovaného územia zastupuje tribečská a belická sukcesia. Fatrikum v zmysle Maheľa (1986) zastupuje čiastkový príkrov kmeňového krížňanského príkrovu s beckovskou sukcesiou a čiastkový príkrov kmeňového krížňanského príkrovu so zliechovskou sukcesiou. Hronikum v zmysle Havrilu (in Vozár et al., 2002) zastupuje tematínska kryha považského príkrovu so sukcesiou karbonátovej platformy a príkrovová troska hradnej skaly Beckov so sukcesiou veterlínskeho typu.

Na hrasti Považského Inovca sa nachádza denudačný zvyšok paleogénnych (eocén) a miocénnych sedimentov.

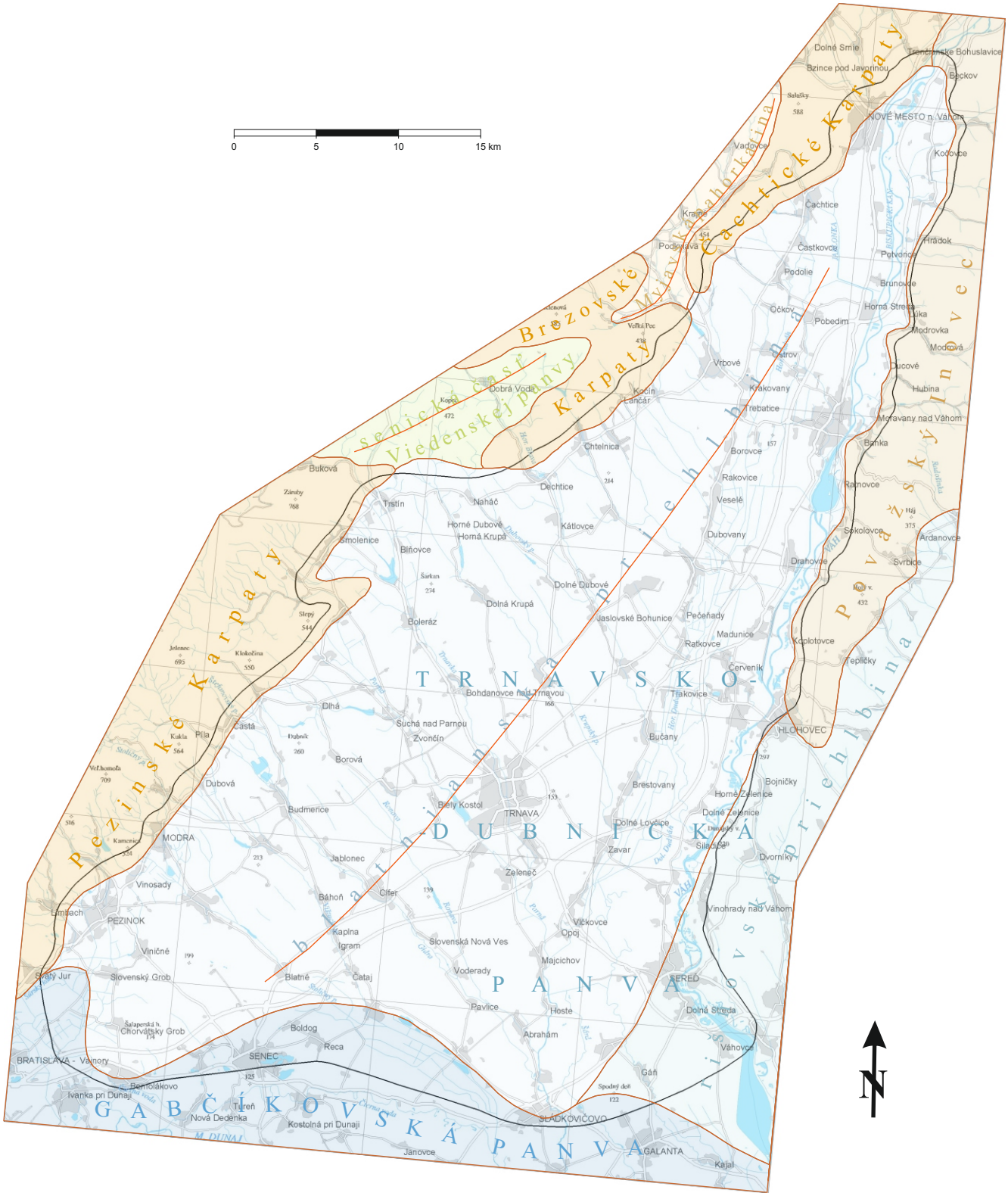
Takmer celé územie výrazne pokrývajú kvartérne sedimenty. Plošne aj objemovo najpodstatnejšie rozšírenie majú eolické sedimenty a ich kombinácie (stredný až vrchný pleistocén). Podľa objemu hmoty nasledujú fluviálne sedimenty výplne panvy, fluviálne a proluviálne sedimenty dolinných nív a terás, ako aj okrajov pohorí a vrcholových častí pahorkatiny (spodný pleistocén – holocén). Deluviálne sedimenty a ich kombinácie (vrchný pleistocén – holocén) sú vyvinuté priebežne na celom území, no najmä v okrajových častiach pohorí.

1.3. PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV A PRÁC

V porovnaní s inými regiónmi Slovenska územie Trnavskej pahorkatiny vrátane Dolnovážskej nivy a sz. časti Podunajskej roviny bolo v minulosti všeobecne objektom menšieho vedeckého záujmu geológov. Až v 50. a 60. rokoch minulého storočia ich pozornosť pútala snaha o riešenie otázok geologickej stavby *blatnianskej priehlbiny* v súvislosti s ropným výskumom. Celkovo však výskum geologických pomerov prebiehal plošne nerovnomerne a s veľmi rozdielnou intenzitou. Vo výskume jednotlivých častí územia pahorkatiny a okrajových pohorí boli značné disproporcie. Práce sa sústreďovali predovšetkým na okolité pohoria, pričom nížinné oblasti v porovnaní s nimi ostávali čiastočne na pokraji sfér záujmu.

Najčastejším podnetom na geologický výskum bolo jeho praktické využitie, spojené okrem už spomínaného vyhľadávania ropy a zemného plynu aj s vyhľadávaním zdrojov pitnej a úžitkovej vody, nerastných (najmä stavebných) surovín a napokon aj s vyhľadávaním termálnej vody ako zdroja zemského tepla.

Napriek tomu, že na povrchu územia výrazne dominujú kvartérne sedimenty, spomínaný prieskum a výskum sa týkal prevažne predkvartérnych útvarov. Uprednostňovali sa najmä pohoria, ktoré v porovnaní s nížinou v minulosti intenzívne geologicky skúmal a spracúval veľký počet špecialistov z oblasti litológie, stratigrafie, petrografie, hydrogeológie, geofyziky a ložiskovej aj základnej geológie.



Obr. 6. Regionálne geologické clenenie územia (podla Vassa et al., 1988).

1.3.1. Kryštalinikum

Malé Karpaty tvoria neoalpínsku klenbohrasť spájajúcu Východné Alpy so Západnými Karpatmi (Maheľ, 1986). Korelačné pokusy spájať obe horské sústavy, najmä východné areály Východných Álp s malokarpatským kryštalinikom, sú známe už dávnejšie z práce Richarza (1908). Rovnako aj paleozoické komplexy kryštalinika Malých Karpát sa už oddávna členia na *bratislavský* a *modranský masív* (Andrian a Paul, 1864), ktoré oddeľuje zóna tzv. *pezinsko-perneckého kryštalinika* (Cambel, 1958).

V Malých Karpatoch sa vyskytujú aj mezozoické jednotky známe z iných oblastí *tatrika*, s výnimkou osobitej *borinskej jednotky* (mimo zmapovaného územia), ktorá má istú afinitu k *penniniku* (Maheľ, 1981; Plašienka, 1987b, c). Je zrejmé, že fundament *borinskej jednotky* tvorili spodnopaleozoické fylity, pre ktoré sa navrhlo označenie *infratatrikum* (Putiš, 1991; Plašienka et al., 1991a, b). Spodnopaleozoický substrát sa v alpínskom období spoločne s granitoidmi *bratislavského masívu* tektonicky presunul nad túto jednotku (Biely a Kullman in Kullman a Pospíšil, 1973).

Litologické štúdie sa v minulosti vykonávali v úzkom kontexte s geologickým mapovaním. Najmä práca Koutka a Zoubka (1936a) priniesla moderné predstavy, z ktorých sa vychádzalo aj pri konštrukcii geologickej mapy Malých Karpát v mierke 1 : 50 000 (Maheľ a Cambel, 1972). Metamorfované horniny boli rozčlenené na tzv. *pezinsko-pernecké kryštalinikum* a *harmónsku sériu* (Cambel, 1954a; Cambel in Maheľ a Cambel, 1972), pričom na mnohých miestach sa pripúšťajú prechodné vzťahy medzi týmito sériami. *Harmónska séria*, areálne viazaná na vystupovanie modranského granodioritu, prakticky ako jediná jednotka *kryštalinika* Západných Karpát je na základe ojedinelých paleontologických nálezov stratigraficky zatriedená do silúru (Chlupáč in Andrusov et al., 1958), pravdepodobnejšie však do devónu (Horný a Chlupáč in Buday et al., 1961). Obdobný vekový rozsah naznačuje aj palynologický výskum malokarpatských kryštalických bridlíc (Čorná, 1968; Planderová a Pahr, 1983). K osobitostiam malokarpatského kryštalinika patrí veľký podiel *euxínskych fácií* (Cambel, 1952, 1958).

Členenie staropaleozoických formácií Malých Karpát na základe geochemického štúdia na tzv. *perneckú* a *pezinskú skupinu* navrhli Ivan et al. (2001). Z paleotektonickej a geodynamickej rekonštrukcie vyplynula existencia 7 staropaleozoických formácií pohoria, neskôr usporiadaných do 4 predgranitoidných príkrovov (Putiš et al., 2004).

Stupeň regionálnej metamorfózy je v porovnaní s inými členmi západokarpatského metamorfného kryštalinika zjavne nižší – za produkt predgranitovej metamorfózy sa pokladajú prevrásnené sericitické a sericiticko-chloritické fylity (Cambel in Buday et al., 1962). Rozhodujúcu metamorfnú pečať zanecháva periplutonická metamorfóza, ktorá vytvára pomerne úzke, zvyčajne niekoľko 100-metrové zóny. Charakter metamorfózy v oblasti bratislavského granitoidné-

ho telesa bol na základe regionálneho petrologického štúdia schematizovaný vyčlenením štyroch metamorfných zón (Korikovskij et al., 1984). Modranský granodiorit intruduje do plytších úrovní metamorfózy (Korikovskij et al., 1985).

Malokarpatské granitoidné horniny podrobnejšie rozčlenili Cambel a Valach (1956). Odlišnosti medzi *modranským* a *bratislavským masívom* však nepovažujú za zásadné a oba masívy odvodzujú od spoločného magmatického zdroja. Nedávne geochemické a petrograficko-mineralogické práce priniesli množstvo nových údajov, ktoré prispeli k detailnej typológii a charakteristike priestorových variácií malokarpatských granitoidov (Vilinovič a Petrík, 1984; Cambel a Vilinovič, 1987; Hrdlička et al., 2003). Alpínska metamorfóza dosiahla podmienky anchimetamorfózy a viaže sa najmä na mylonitové štruktúry v kryštaliniku. Tie sa lokálne prejavujú ako násunové plochy ponad vlastný mezozoický obal (Koutek a Zoubek, 1936a, b; Putiš, 1986; Klukan, 1987; Plašienka et al., 1993b).

Stupeň poznatkov o predmezozoických jednotkách **Považského Inovca** dosahuje omnoho nižšiu úroveň ako v prípade Malých Karpát. Názory na geologickú stavbu študovanej časti pohoria sa odvíjajú od výskumu kryštalinika pri Hlohovci (Ferenczi, 1915 – 1935). Beňo (1960) pri mapovaní opisuje biotitické svory, svorové ruly a pararuly, kvarcitické svory až ruly a z granitoidov najmä biotitické granodiority. Na uvedené práce v období zostavovania prehľadných a regionálnych geologických máp v mierke 1 : 200 000 nadväzuje Kamenický (in Buday et al., 1962; in Cambel et al., 1962; in Maheľ et al., 1967), ktorý z tohto územia opisuje aj biotitické granodiority a biotitické pararuly. Maheľ (1984, 1986) sa, navyše, zmieňuje aj o leukokratných dvojsľudových granitoch.

Nové regionálne geologické a tektonické pohľady priniesli práce spojené s terénnym výskumom (Putiš, 1983; Maheľ, 1986; Plašienka a Marko, 1993). Peľová analýza metamorfovaných hornín indikuje spodnopaleozoický vek (Čorná a Kamenický, 1976). Petrologický výskum metamorfitov *seleckého bloku* (mimo zmapovaného územia) priniesol viacero pozoruhodných údajov (Kamenický in Maheľ et al., 1967; Korikovskij a Putiš, 1986). Uher (1987) a Broska a Uher (1988) na základe štúdia akcesorických minerálov z granitoidných hornín prirovnali biotitické granodiority až tonality a biotiticko-amfibolické diority, resp. leukogranodiority od Hlohovca k magnetitom, ktoré sa podobajú na horniny Tribeča a ďalších jadrových pohorí Západných Karpát. Kryštalinikom vrátane mladšieho paleozoika *hlohoveckého bloku* v južnej časti Považského Inovca sa najnovšie zaoberal Határ (in Maglay et al., 1998). Z metamorfovaných horninových typov tu opísal výskyt biotitických pararúl a z granitoidov výskyt biotitických leukogranodioritov až tonalitov a biotiticko-amfibolických dioritov.

1.3.2. Mezozoikum

Problematiku *tatrika* **Malých Karpát** vrátane meniacej sa koncepcie jeho tektonickej stavby postupne a komplexne vo svojich dielach spracovali Buday et al. (1962), Maheľ et al. (1967), Maheľ a Buday (eds.) et al. (1968), Maheľ (1983,

1986, 1987) a Maheľ et al. (1986a, b). Relevantné argumenty z hľadiska štruktúry však priniesli až práce Putiša (1987, 1991), Plašienku a Putiša (1987), Plašienku (1987b, c, 1990, 1995, 1999), Plašienku et al. (1989, 1991a, b, 1993a), Plašienku in Kováč et al. (1991) a Michalíka et al. (1993, 1994).

Koncom 50. rokov minulého storočia vyčlenil Maheľ (1959b; Maheľ in Maheľ et al., 1967) v rámci tektonickej jednotky *fatrika* „vysockú sériu" ako „kordillerový typ jury" a zaradil ju medzi západokarpatské série. Aj neskôr sa stavbou tejto jednotky opäť zaoberal najmä Maheľ (in Maheľ et al., 1967, 1983a, 1986), ktorý zároveň zdôrazňoval jej šošovkovitú stavbu a „nezrelý" bradlový štýl ako dôsledok juhovergentného vrásovo-šupinovitého nasúvania. Michalík (1984) ju, na rozdiel od Maheľa, pokladal za druhotnú, popríkrovovú jednotku.

Lito- a biostratigrafiou sa v tomto území zaoberajú práce Borzu a Michalíka (1986, 1987a, b), Plašienku (1990), Michalíka et al. (in Plašienka et al., 1991; in Kováč et al., 1991), Michalíka et al. (1986, 1988, 1990, 1991, 1992), Borzu et al. (1992) a Michalíka (1992, 1997). Mikrobiostratigrafiou a geochemickým štúdium sa zaoberá práca Borzu et al. (1992).

Prvé zmienky o litostratigrafických jednotkách *hronika* **Pezinských Karpát** pochádzajú od Fötterleho (1853), Pettka (1856), Stura (1860a), Paula (1864; in Andrian a Paul, 1864), Vettersa (1904; in Beck a Vetters, 1904) a Lóczyho jr. (1915). Neskôr, po zistení, že v Západných Karpatoch okrem *„subtatranského príkrovu"* (sensu Uhlig, 1907) existujú aj *„vyššie subtatranské príkrovy"* (Vetters, 1908), zahrnul Lóczy jr. (1917) *„vonkajšiu subtatranskú oblasť"* v zmysle Vettersa (l. c.) do tektonickej jednotky *chočský príkrov*. Na počiatky výskumu stavby príkrovových jednotiek v pohorí nadviazal Andrusov (1930, 1935, 1936). Vyčlenil a definoval „*vetrnicky příkrov"* a vyššie tektonické jednotky: *jablonický príkrov* a *nedzovský príkrov* (Andrusov, 1938).

Od 50. rokov minulého storočia sa problematikou príkrovovej stavby Malých Karpát a osobitne **Bielych hôr** zaoberal najmä Maheľ [1957, 1958, 1959a, b, c, 1961a, b, 1979a, 1986, 1987; in Buday et al., 1962; in Maheľ et al., 1967; in Maheľ a Buday (ed.) et al., 1968]. V rámci chočskej jednotky vyčlenil *veternícku* a *jablonickú sériu* a zaviedol označenie *veternícka štruktúra*. Peržel (1966a, b) na základe výskytu dasykladálnych rias anisu vyčlenil v *havranických vápencoch* Bielych hôr *veterlínsky príkrov* (sériu), *havranický čiastkový príkrov*, resp. *havranickú sériu* a *jablonickú sériu*. Na základe nových poznatkov Peržela vyčlenil Maheľ (in Maheľ et al., 1967) v rámci *veterníckej série vápenický, havranický* a *jablonický vývoj*. Bystrický a Maheľ (1970) litostratigrafické jednotky Bielych hôr síce zaradili do *chočského príkrovu*, *veterníckeho* a *havranického čiastkového príkrovu*, ale vzápätí sa Maheľ (in Maheľ a Cambel, 1972) na geologickej mape Malých Karpát vrátil k pôvodnému názoru o *veterníckej sérii*. Ponechal v nej však len *vápenický vývoj*, kým jej *havranický vývoj* pokladá za ekvivalent *bebravskej série* (Maheľ, 1979a). Zhrnutie poznatkov z Bielych hôr od roku 1961 podávajú Biely et al. (1980).

Poznatky o stavbe, stratigrafii, litológii, tektonike, ako aj o geochémii „vyšších príkrovov" Bielych hôr získané v 80. rokoch minulého storočia sú zhrnuté v prácach: Masaryk et al. (1984), Michalík (1984), Michalík et al. (1986, 1989a, 1993), Masaryk (1988, 1990), Buček (1988, 1989), Lintnerová (1988), Lintnerová a Hladíková (1992), Lintnerová et al. (1988, 1990), Lobitzer et al. (1990), Köhler a Buček (1991), Buček et al. (1991), Kováč et al. (1991b), Plašienka et al. (1991a, b), Kováč et al. (1991c), Masaryk et al. (1993) a Soták a Lintnerová (1994).

Súčasťou geologických výskumov v Bielych horách sú práce paleontologického zamerania – Maheľ (1958, 1961a), Kochanová (1957, 1961, 1962, 1963, 1964a, b, c, 1973, 1979, 1980a, b, 1982, 1984), Peržel (1964a, b, d, 1965, 1966a, b), Kristan-Tollman a Peržel (1966), Kochanová a Pevný (1966, 1982), Kolosváry (1958a, b, 1963, 1966, 1967), Pevný (1963, 1964a, b, 1966, 1971, 1975, 1980, 1984), Andrusovová (1976), Salaj et al. (1983), Masaryk et al. (1984), Buček et al. (1991), Gašpariková et al. (1992) a Roniewicz a Michalík (1998, 2002), resp. práce petrograficko-biostratigrafického zamerania – Kullmanová a Kochanová (1973, 1975) a Kullmanová (1974).

Prvou zmienkou o geológii **Brezovských Karpát** je práca Stura (1860b) a litologicky toto územie podrobnejšie študoval Lóczy jr. (1915). Významnejšie sú až tektonicky zamerané práce Andrusova (1930, 1936). Triasové komplexy pohoria priradil Andrusov (1943) k *jablonickému* a *nedzovskému príkrovu* a karbonátové masy centrálnej časti pohoria paralelizoval so sekvenciami *strážovského, havranického* a *veterníckeho príkrovu*.

Maheľ (1961b, in Buday et al., 1962) vrstvový sled uvádzaný Lóczym jr. (l. c.) nazval *jablonická séria*, do ktorej ale zahrnul (in Buday et al., l. c.) aj vápence, ktoré sa dnes pokladajú za dachsteinský vápenec *havranického čiastkového príkrovu* (Bystrický, 1973). Neskôr Maheľ (in Maheľ et al., 1967) pokladá *jablonickú sériu* za *jablonický vývoj*, ktorý je súčasťou *veterníckej série chočskej jednotky,* a tento vývoj pokladá za ekvivalent *bebravskej série* (Maheľ, 1979a).

Územie geologicky zmapoval a stručný prehľad stratigrafie podal Peržel (1964c, 1966a). Vrstvový sled od Peržela (1966a) prevzal Maheľ (in Maheľ et al., 1967) a nazval ho *jablonický vývoj veterníckej série*, pričom z neho vylúčil *dachsteinský vápenec* od Bukovej a Plaveckého Petra (mimo zmapovaného územia). Prehľad litostratigrafických jednotiek tvoriacich jeden vrstvový sled *jablonického príkrovu* uvádzajú Biely et al. (1980) a na základe faciálnej korelácie ho paralelizujú so *strážovským, havranickým* a *veterníckym* príkrovom.

Po reambulácii geologickej mapy (Mello in Began et al., 1982) bola táto mapa neskôr publikovaná v mierke 1 : 50 000 (Began et al., 1984), pričom Bystrického (1985; in Michalík et al. 1986) nové poznatky z oblasti Dechtíc a Dobrej Vody sa nezobrali do úvahy. Rovnako to bolo aj na mape Salaja et al. (1987). Významná je aj geologická mapa v mierke 1 : 10 000 z územia medzi obcami Dobrá Voda – Hradište pod Vrátnom – Chtelnická dolina (Michalík, Buček a Plašienka in Michalík et al., 1986).

Najnovšie poznatky získané počas geologických výskumov Malých Karpát sú zahrnuté v práci Maheľa (1987) a Plašienku et al. (1991a, b).

Z paleontologického hľadiska sú významné práce: Kochanová (1964a, b, 1965, 1979), Pevný (1963, 1964a, b, 1966, 1975), Kristan-Tollmann a Peržel (1966), Kolosváry (1967), Bujnovský et al. (1975), Kullmanová a Kochanová (1976), Majerská a Pevný (in Kullmanová a Kochanová, 1975), Kochanová et al. (1976), Bystrický (in Peržel 1964c, 1966a, b), Salaj (in Biely et al., 1980) a Michal (1983).

Poznatky z Čachtických Karpát publikovali Hanáček (1954, 1956, 1964, 1965b, 1969), Maheľ a Kochanová (1964), Kullmanová (1964), Jablonský (1973), Jablonský a Rohalová (1977), Mišík a Sýkora (1980, 1982), Salaj, Began a Hanáček a Kullmanová a Gašpariková (in Samuel a Gašpariková et al., 1983), Ožvoldová a Sýkora (1984) a Hanáček (in Salaj et al., 1987). Z nepublikovaných prác sú to správy: Kochanová (1961), Hanáček (1965a, 1966), Kullmanová (1972), Hanáček et al. (1977), Ondrejíčková (1986) a Began et al. (1990b).

Prvé geologické práce o mezozoiku **Považského Inovca** vznikli pri prehľadnom geologickom mapovaní rakúsko-uhorskej monarchie. Pochádzajú od geológov Ríšskeho geologického ústavu vo Viedni: Stura (1859, 1860b), Hauera (1864) a Stacheho (1864a, b).

Na Uhligovu (1907) koncepciu príkrovovej stavby Karpát prácami mapového charakteru nadviazali v Považskom Inovci Ferenczi (1915, 1917b, 1918, 1919, 1934) a Hynie (1927).

Novú etapu výskumu mezozoika v Považskom Inovci začal M. Maheľ. Uhligom (1903) vyčlenený vysokotatranský vývoj najskôr pomenoval *manínsko-inovecká séria* (Maheľ, 1950), neskôr ju premenoval a rozčlenil na *inoveckú sériu* (Maheľ, 1959b) a *beckovskú sériu* (Maheľ, 1961). Zároveň ich detailne stratigraficky rozčlenil (Maheľ, 1950, 1957). Spresnil aj vrstvové sledy ostatných tektonických jednotiek a detailne kartograficky rozpracoval stavbu pohoria. Na území Považského Inovca boli rozpracované aj teórie vysvetľujúce nekompletnosť vrstvových sledov tatrika. Spočiatku sa vysvetľovala vrásami diapírového charakteru (Maheľ, 1948), neskôr gravitačným sklzávaním sedimentov zo svahov dvíhajúcich sa kryštalických jadier (Maheľ, 1950, 1951) po usadení albu a pred presunom krížňanského príkrovu. Neskôr sa nekompletnosť sledov vysvetľovala uplatnením horotvorných fáz, napríklad labínskej fázy (Havrila in Havrila a Vaškovský, 1983).

V južnej a strednej časti pohoria pracovali aj Beňo (1960), Maheľ (in Buday et al., 1962; in Maheľ et al., 1967), Mišík (1976), Divinec (1975), Maheľ (1979c), Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983; in Maglay et al., 1997, 1998; in Kohút et al., 2005) a Havrila et al. (1998). Surovinovou geológiou sa v pohorí zaoberali Michel (1956) a Masár (1980). V severnej časti pohoria v tomto období pracovali Mock (1971), Kozur a Mock (1974), Zimáň (1979), Maheľ (1984, 1986), Maheľ a Havrila (1980), Kullmanová a Gašpariková (1982), Bystrický (1985), Leško et al. (1988), Masaryk (1993), Plašienka a Marko (1993), Plašien-

ka et al. (1994), Plašienka (1995a, b), Wolska et al. (2002) a Ivanička et al. (2005). Uvedené výskumy Považského Inovca boli zhrnuté v prácach Biely et al. (1996), Lexa et al. (2000) a Bezák et al. (2004).

1.3.3. Paleogén

O výskyte paleogénnych sedimentov v Považskom Inovci v okolí obce Lúka je len pomerne málo zmienok, aj keď ich prítomnosť ja známa už oddávna. Po prvýkrát ich opisuje Štúr (1860b). Ďalšiu zmienku o ich výskyte v tejto oblasti nachádzame u Ferenciziho (1918) a Matějku (1949), ktorí tieto sedimenty začlenili do eocénu. Na mape 1 : 200 000, list Wien – Bratislava (Buday et al., 1963), boli paleogénne sedimenty začlenené do pieskovcovo-ílovcového súvrstvia a na mape Slovenska 1 : 500 000 (Biely et al., 1996a) do *hutianskeho* a *zubereckého* súvrstvia paleogénu podtatranskej skupiny.

1.3.4. Neogén

Najstaršie informácie o výskyte neogénnych sedimentov v regióne pochádzajú od Stura (1847), ktorý opisuje bohatú morskú faunu z pieskov striedajúcich sa s vápnitými ílmi (téglami) v Kráľovej pri Modre. Ďalšie informácie o náleze úlomkov lastúrnikov v jemnom sľudnatom kremitom piesku na cintoríne v Malom Tŕní (Terlink), z ktorých sa podarilo určiť druhy *Cardium vindobonense* LAM. a *Donax brocchi* DEFR, pochádzajú od Kornhübera (1856a). Z Veľkého Tŕnia (Zuckersdorf) z údolia Tŕňanského potoka (Krebsbache) uvádza Kornhüber (l. c.) výskyt morských mäkkýšov *Lucina columbella* LAM., *L. divaricata* LAM., *Arca diluvii* LAM., *Turritella bicarinata* EICHW. a *Ostrea lamellosa* BROCC. Kornhüber (1856b) odtiaľ uvádza aj výskyt veľkých schránok ustríc, v ktorých sa nachádza množstvo vŕtavých lastúrnikov. Neskôr sa Kornhüber (1857) zmieňuje o vrte na uhlie v Bernolákove (Lanschütz).

Prvé systematické geologické mapovanie Podunajskej nížiny realizovali pracovníci Ríšskeho geologického ústavu vo Viedni v rokoch 1857 až 1859. Tohto regiónu sa týka práca Stura (1860a), ktorý opisuje v blízkosti cintorína v Malom Tŕní profil v novovykopanom zárezе cesty Pezinok – Modra a spomína prítomnosť mäkkýšov. V žltkastosivom íle našiel bivalvie *Congeria subglobosa* PARTSCH a gastropódy *Melanopsis martiniana* FÉR. a v pieskoch a pieskovcoch pod ním zistil bivalvie *Mactra podolica* EICHW., *Donax lucida* EICHW. a *Cardium vindobonense* LAM.

Paul (1863) uvádza z územia medzi Trstínom (Nadas) a Smolenicami a od obce Doľany (Ottenthal) výskyt *litavských zlepencov*. Spomína aj nálezy morského tégla z okolia Modry a z Veľkého Tŕnia.

Začiatkom 20. storočia uvádza Beck (1904) výskyty morských ílov a pieskov, taktiež z údolia Tŕňanského potoka pri Veľkom Tŕní, pri Modre a Krá-

ľovej (Königsdorf), ako aj medzi obcami Dubová a Častá (Schmattmannsdorf). Uvádza aj výskyt brekcií na Kalvárii v obci Doľany.

V tomto období sa v západnej časti Podunajskej nížiny a na východnom okraji Malých Karpát uskutočnilo agrogeologické mapovanie (Horusitzky, 1907). Autor (l. c.) uvádza vo svojej práci výskyty neogénnych sedimentov, najmä sarmatských pri Vinosadoch a pontských (panónskych) pri Pezinku (Bozin).

Z medzivojnového obdobia existuje len veľmi málo informácií o neogéne tohto regiónu. Okrajovo sa ho dotýkajú len vysvetlivky ku geologickej mape, list Bratislava (4758) (Koutek a Zoubek, 1936b). Autori v nich opisujú sedimenty vystupujúce pri obci Bernolákovo (Čeklís) a Chorvátsky Grob. Začleňujú ich do kongériových vrstiev spodného pliocénu.

K poznaniu stratigrafie neogénu *blatnianskej priehlbiny* významne prispel vrtný naftový prieskum, ktorý sa tu začal v 40. rokoch minulého storočia. V roku 1943 uskutočnila firma Deutsche Erdöl A. G., konzorcium pre Slovensko, hlboký vrt pri Majcichove (Trnava 1). Vrt bol hlboký 974,2 m a v hĺbke 958 m zastihol podložie.

Prvé prehľadné geologické mapovanie neogénu Podunajskej nížiny uskutočnil v rokoch 1946 až 1948 Matějka (1949). V rokoch 1952 – 1954 bol vyhĺbený prvý oporný vrt Báhoň-1 (Homola et al., 1955). Biostratigrafickým výskumom sedimentov uvedeného vrtu sa zaoberala Slavíková (1954). Vyčlenila spodnobádenské až vrchnopanónske sedimenty.

V roku 1954 bol prehľadne spracovaný výskyt neogénnych sedimentov v tzv. *trnavskom zálive*. Na základe dovtedy získaných výsledkov, ako aj predbežných údajov získaných z vrtu Báhoň-1 bolo charakterizované litológické zloženie a stratigrafické pomery neogénnych sedimentov uvedenej oblasti (Homola a Slavíková, 1954).

Po biostratigrafickom spracovaní vrtov kategórie CF v oblasti Doľany a Báhoň vznikli pochybnosti o prítomnosti sedimentov spodnobádenského veku v západnej časti *trnavského zálivu*. Pristúpilo sa k revízii mikropaleontologického materiálu z vrtu Báhoň-1, ktorú uskutočnil Dlugi (in Dlugi a Svoboda, 1958). Autor nepotvrdil prítomnosť spodnobádenských sedimentov, ale naopak, zistil, že sedimenty, pôvodne zaradené do spodného bádenu, patria do stredného bádenu (zóny aglutinancií) a usadeniny začlenené do zóny aglutinancií patria do bolivínovo-bulimínovej zóny (vrchný báden).

V 50. rokoch minulého storočia sa uskutočnilo mapovanie neogénnych sedimentov Podunajskej nížiny pre generálnu mapu 1 : 200 000, list Bratislava (Buday, 1957a). Mikrofaunu z povrchových lokalít, ako aj kopaných sond vyhodnotil Cicha (1957).

Neogénne sedimenty nachádzajúce sa na západnom okraji Považského Inovca študoval Horusitzky (1911). Za najstaršie sedimenty považuje pieskovce pri obci Koplotovce, ktoré zaraďuje do miocénu. V íloch vystupujúcich na povrch v blízkosti Koplotoviec zistil Horusitzky (l. c.) výskyt fauny mäkkýšov, na základe ktorej uvedené sedimenty začlenil do pliocénu (panónu).

Neskôr z okolia Koplotoviec Cicha (1955) študoval faunu ostrakód a Čtyroká (1959) faunu mäkkýšov.

Sedimentárno-petrografickú problematiku *blatnianskej priehlbiny* a okrajových pohorí riešili Buday et al. (1963a, b), Salaj (in Salaj et al., 1987) a Baráth a Kováč (1989).

1.3.5. Kvartér

Prvé kartografické zobrazenie územia Trnavskej pahorkatiny a Dolnovážskej nivy predstavuje mapa Mikovinyho (1738). Možno z nej identifikovať rozsah fluviálnych nivných sedimentov vrátane vtedajšieho stavu mŕtvych ramien. Presnejšie údaje o litologickej náplni kvartérnych sedimentov tohto územia pochádzajú od Kornhübera (1859, 1860). Významnejšie práce zaoberajúce sa aj geologickými pomermi kvartéru pahorkatín Slovenska spadajú do počiatkov 20. storočia a súvisia s plánovite prebiehajúcim agrogeologickým mapovaním Horusitzkého (1904, 1907, 1908, 1909a, b, 1911, 1912, 1917) v rámci rakúsko-uhorskej monarchie. Výsledky z týchto prác najmä v oblasti rozlišovania eolických sedimentov dodnes nestratili na hodnote. Kvartérom v súvislosti s termálnymi prameňmi v Piešťanoch sa čiastočne zaoberal Hynie (1927).

Od uvedeného obdobia agrogeologického výskumu až do rokov 1945 – 1950 sa oblasť pahorkatiny a roviny z kvartérneho hľadiska študovala len okrajovo v rámci prác geografov a geomorfológov alebo v rámci širšie a všestrannejšie koncipovaných výskumov zameraných na veľké územie. Z tohto obdobia sú známe viaceré práce s informáciami o genéze reliéfu vrátane kvartéru pochádzajúce od Ferencziho (1915), Hromádku (1935, 1943, 1956), Daneša (1920, 1931) a Ambroža (1947). Istú výnimku tvorí len práca slovenského geografa Lukniša (1946) zaoberajúca sa geomorfologickými pomermi v oblasti Beckova a západnej úboče Považského Inovca.

Po roku 1950 sa geologický výskum v širšej oblasti územia všestranne zintenzívnil najmä v súvislosti s vyhľadávaním surovinových zdrojov. K problematike štúdia kvartéru sa geológovia, s výnimkou všeobecných prác o eolických sedimentoch (Janšák, 1950; Šancer, 1951; Mišík, 1952), spočiatku dostávali opäť cez práce geografov a geomorfológov alebo v rámci širšie koncipovaných prác (Mazúr a Činčura, 1964, 1975; Činčura, 1967, 1970; Demek a Kalvoda, 1992; Ištok, 1976; Kalvoda et al., 1988; Lukniš, 1951, 1955, 1961, 1964; Lukniš a Mazúr, 1959; Kvitkovič et al., 1956; Mičian, 1990; Stankoviansky, 1993a, b; Škvarček, 1979 a Zaťko, 1959, 1962).

Geologický výskum kvartéru sa nezačal systematicky, ako to bolo napríklad začiatkom 60. rokov na Nitrianskej pahorkatine, kde prebiehal v rámci prehľadného geologického výskumu a mapovania kvartéru územia Slovenska. V prvej etape tohto výskumu v súvislosti s Medzinárodným geologickým kongresom v roku 1968 a neskoršie X. kongresom KGBA sa spracovali niektoré významné

lokality aj z Trnavskej pahorkatiny, ako napríklad Vlčkovce a Žlkovce (Lukniš a Vaškovský, 1967).

Kvartérnou geológiou s čiastočným zameraním na geomorfológiu riečnych terás sa zaoberali Ložek a Tyráček (1960) a Tyráček (1963). Na prejavy interglaciálov v eolických sedimentoch sa vo svojej práci zameriava Ložek (1963). Genézu jednotlivých typov kvartérnych sedimentov objasňuje Ložek (1973) a Žebera (1958, 1963). V tejto súvislosti je významná aj práca Mořkovského (1960) zaoberajúca sa základnými geologickými pomermi, kvartér nevynímajúc. Matula (1957) študoval periglaciálne javy na južnom úpätí Malých Karpát a poukázal na mladé tektonické pohyby. Problematikou proluviálnych sedimentov úpätia Malých Karpát sa v súvislosti s neotektonikou zaoberal Urbánek (1966) a Lacika (1980).

Od začiatku 60. rokov 20. storočia sa pozornosť kvartérnych geológov obrátila najmä na výskum spraší a ich derivátov. Petrografia, litológia, genéza a stratigrafia spraší pahorkatiny a viatych pieskov nivy Váhu, ako aj fosílne pôdy a klimatické vplyvy na ich tvorbu sú ťažiskom prác Fabíniho (1957), Prošeka a Ložeka (1953), Pelíška (1952, 1972, 1976), Košťálika (1958, 1974), Košťálika a Bedrnu (1971), Smolíkovej (1960, 1972), Šajgalíka (1964a, b, c, 1967), Hraška et al. (1968), Halouzku (1968) a Vaškovskej (1965, 1970a, b, c).

Biostratigrafickým vyhodnotením a paleoekológiou spraší z vybranej časti Trnavskej pahorkatiny sa zaoberala Kernátsová v práci Kováča et al. (1991a), Kernátsová (1997, 2002), Joniak (2000) a v starších prácach vrátane paleontologických vyhodnotení už Petrbok (1923, 1935, 1953), Ložek (1951, 1955), Ambrož, Ložek a Prošek (1952), Keller a Pachinger (1962), Schmidt (1971, 1975) a Fejfar (1985).

Geotechnické údaje o spraši a sprašových hlinách, ako aj ich fyzikálno-mechanické vlastnosti (presadavosť) sú opísané v prácach Šajgalíka (1977, 1980, 1991), Šajgalíka a Mahra (1975), Šajgalíka a Modlitbu (1973, 1979, 1983), Šajgalíka a Rybárovej (1981), Rybárovej a Šajgalíka (1982) a Šajgalíka a Klukanovej (1991).

Špeciálne inžinierskogeologickými pomermi sa zaoberali Urban (1972), Matula (1977), Šajgalík (1980), Lošonská (1981), Klukanová (1993), Klukanová a Modlitba (1989), Modlitba (1989), Malgot et al. (1998) a Pivka (1998). Podzemnou vodou v kvartérnych sedimentoch sa zaoberal Porubský (1964, 1974), Fatúl (1973) a Guliš et al. (1994) a hydrogeologické pomery v štrkopieskoch Váhu na území hodnotil Jalč (1976). Územie pokrýva aj základná hydrogeologická mapa (Kullman et al., 1975).

Problematikou pliocénno-pleistocénnej hranice s platnosťou údajov aj pre tento región sa zaoberali Harčár a Schmidt (1965), Gromov a Nikiforova (1968), Jiříček (1969), Schmidt a Halouzka (1970), Planderová (1971) a Šibrava (1974).

Dôležité práce, zaoberajúce sa najmä mladou tektonikou a dynamikou vývoja morfoštruktúr, pochádzajú od autorov Adam a Dlabač (1961), Dlabač (1960), Ištok (1978), Janáček (1967, 1971), Pospíšil et al. (1978, 1992), Hrušecký et al.

(1993), Kováč et al. (1996), Kvitkovič (1993), Kvitkovič et al. (1983), Kvitkovič a Plančár (1975, 1977), Kvitkovič a Vanko (1971, 1990), Mazúr (1980), Vass et al. (1980), Vaškovský (1981, 1986), Stankoviansky (1994a, b, c), Baňacký et al. (1993), Becker (1993), Kováč et al. (1996), Halouzka et al. (1997), Maglay et al. (1993, 1999a, b) a Sliva et al. (2002). Výsledky pozorovaní mladej tektoniky vo vzťahu k jej morfologickým prejavom cez riečnu sieť a riečne terasy z prác Harčára (1975, 1981, 1983) sú platné aj pre študované územie. S vyčlenenými tektonickými systémami korešponduje *Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000* (Bezák et al., 2004).

Najdôležitejšie práce s veľkým významom pre ďalšie štúdium kvartéru nielen v úzkom okruhu Trnavskej pahorkatiny a Považského Inovca so zameraním na kvartérnogeologické problémy, stratigrafiu spraší, fosílnych pôd a rašelín pri použití celého radu podporných metód výskumu kvartéru pochádzajú od autorov: Košťálik (1965, 1966), Kukla (1961), Kukla, Ložek a Bárta (1962), Vaškovská (1964, 1965, 1970a, b, 1986), Vaškovský (1970b, 1977a, b), Vaškovský a Karolusová (1969), Vaškovský a Vaškovská (1974, 1977), Vaškovský a Žebera (1967), Vaškovský et al. (1980, 1987), Vojtaško a Šechny (1988) a Maglay (1995). Problematikou reliéfu podložia Trnavskej pahorkatiny sa zaoberal Vaškovský (1970a, 1971). Sedimentárno-petrografickým výskumom fluviálnych sedimentov na území sa zaoberal Horniš (1987, 1993).

Výsledky systematického archeologického výskumu paleolitu, ako aj riešenie stratigrafie sprašových pokryvov na základe paleolitických nálezov podáva Bárta (1957, 1963, 1965, 1966) a Ištok a Ižóf (1990).

Pôdami v tejto oblasti sa nepriamo zaoberali Hraško (1964a, b, 1966), Džatko (1969), Hraško et al. (1968, 1980), Čurlík (1977), Bedrna (1978), Matečný a Bedrna (1988), Suri (1995), Čurlík a Šefčík (1999) a ďalšími geofaktormi celý rad autorov v rámci atlasu SSR (Mazúr a Jakál – eds., 1980). Slatinné rašeliny sú predmetom prác Baláta (1951), Krippela (1956) a Babčana a Ševca (1996). V súvislosti so stavebnými hmotami sa nerastnými surovinami v kvartéri pahorkatiny zaoberali Katyk (1950), Polášek (1963) a Hrnčár (1996a, b).

Celé študované územie sa v minulosti intenzívne skúmalo aj z hľadiska geofyzikálnych charakteristík. Gravimetrické merania (Bližkovský a Adam, 1961; Odstrčil a Hronec, 1974) reinterpretovali Grand et al. (in Kubeš et al., 2001). Magnetometriu v severnej časti Podunajskej nížiny realizovali Bárta et al. (1988) a Kubeš et al. (l. c.). Gamaspektrometriu na celom území Slovenska zhodnotili Gnojek a Janák (1986) a Daniel et al. (1997). Radónový prieskum urobili Čížek et al. (1992) a Bezák et al. (1997). Geoelektrické merania uskutočnili Zavřelová et al. (1968), Májovský a Tkáčová (1969), Janík (1969), Valušiaková (1971), Džuppa (1973), Džuppa et al. (1993) a Májovský (1981). Geotermikou sa v minulosti zaoberali Pagáč et al. (1995). Zatiaľ najpodrobnejšie zhodnotenie geofyzikálnych prác a pomerov oblasti Trnavskej pahorkatiny podávajú v súbore máp geologických indícií a interpretácií (MGII) Kubeš et al. (2004).

1.3.6. Geologické mapy

Najucelenejší súhrn poznatkov základného geologického mapovania kvartéru z jz. časti územia podávajú Vaškovský et al. (1987, 1988), z južnej časti Pristaš et al. (1992a, 1992b, 1993, 1996), z jv. lemu územia Pristaš et al. (2000a, b) a z východného okraja Maglay et al. (1997, 1998). V rámci súboru máp dolnej časti povodia Váhu sa kvartérnou problematikou zaoberali Maglay a Pristaš (in Stanková et al., 1998). Súhrnnú prácu o geologickom vývoji v širšej oblasti Bratislavy podáva Halouzka (in Štefaničová – ed., 1993).

Geologická stavba územia bola v minulosti zobrazená na viacerých mapách v rôznej mierke. Ich zoznam je uvedený v úvodnej časti na obr. 3. Najstaršou vytlačenou mapou bola mapa v mierke 1 : 75 000 (list Bratislava), na ktorej je zobrazená geologická stavba jz. časti regiónu (Koutek a Zoubek, 1936a). Neskôr bolo územie Trnavskej pahorkatiny zobrazené na dvoch odkrytých mapách v mierke 1 : 200 000 (Buday et al., 1963a, c). V rovnakej mierke bol v rámci projektu DANREG vydaný súbor máp južnej časti územia [Scharek (ed.), Herrmann et al., 1998; Elečko (ed.), Pistotnik et al., 1998; Halouzka (ed.), Schäffer et al., 1998 a Matura (ed.), Wessely et al., 1998] a v rámci tohto projektu aj povrchová geologická mapa 1 : 100 000 [Császár (ed.), Pistotnik et al., 1998], ktorej predchádzala rukopisná nepublikovaná geologická mapa Podunajska v mierke 1 : 50 000 (Pristaš et al., 1992). V rámci edície regionálnych geologických máp v mierke 1 : 50 000 vrátane samostatných listov sa územia dotýkajú mapy Maheľa a Cambela (1972), Begana et al. (1984), Vaškovského et al. (1980), Pristaša et al. (1992, 2000a, b), Maglaya a Pristaša in Stanková et al. (1998), ako aj nepublikovaná rukopisná mapa Malých Karpát Plašienku et al. (1993).

Od začiatku 60. rokov 20. storočia sa rukopisne zostavovali aj základné geologické mapy po listoch v mierke 1 : 25 000. Týkali sa však najmä územia okrajových pohorí Malých Karpát a Považského Inovca (Beňo, 1960; Peržel, 1963 in Peržel, 1964a; Peržel, 1964c; Hanáček et al., 1965; Divinec, 1975; Hanáček et al., 1977; Maheľ, 1979c; Havrila a Vaškovský, 1983). V 80. rokoch 20. storočia boli z jz. časti územia tlačou vydané geologické mapy v mierke 1 : 25 000 (Vaškovský et al., 1988). Nasledovali ďalšie rukopisné mapy tejto mierky (Plašienka, 1986 – 1988 in Plašienka et al., 1989; Began et al., 1990a; Maglay et al., 1997; Maglay et al., 1998). Z Malých Karpát sú známe aj dve rukopisné mapy v mierke 1 : 10 000 (Buček, 1988a, b in Buček, 1988).

Z územia Trnavskej pahorkatiny bola koncom 90. rokov 20. storočia v rámci súboru máp geofaktorov životného prostredia zostavená účelová geologická mapa v mierke 1 : 50 000 vrátane vysvetliviek k nej (Envigeo Banská Bystrica) a správa o neotektonických pomeroch západnej úboče hrasti Považského Inovca (VÚJE Trnava).

1.3.7. Predterciérne podložie

Geologickým výskumom predterciérneho podložia *blatnianskej priehlbiny* sa zaoberali najmä Buday a Špička (1963, 1967), Fusán et al. (1971, 1972, 1979, 1987a, b), Biela (1978) a Keith et al. (1989, 1994).

2. OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY

Územie regiónu je súčasťou panónskej zaoblúkovej panvy, ktorú tvorí systém čiastkových panví líšiacich sa nielen hrúbkou miocénnej a pliocénnej sedimentárnej výplne, ale aj rozdielnym vývojom v neogénnom období. Viaceré z nich, medzi nimi i *Dunajská panva*, patria medzi termálne extenzné panvy.

Terajší tvar panvy je výsledkom zložitého vývoja v čase a priestore, a preto sa na jej území vyskytuje viacero depocentier, v ktorých bolo maximum subsidenčnej aktivity v rôznych obdobiach. Na severe sú tieto depresie vklinené medzi výbežky jadrových pohorí. Jednou z takýchto depresií je aj oblasť Trnavskej pahorkatiny, reprezentovaná podľa regionálneho geologického členenia *blatnianskou priehlbinou* (Vass et al. 1988).

V južnej časti predterciérneho podložia blatnianskej priehlbiny sa zistili kryštalické bridlice *tatrika*. V priestore Krupá – Sereď – Madunice, ako aj v oblasti blízko západných svahov Považského Inovca podložie budujú mezozoické komplexy *fatrika*. V oblasti Nižnej a Boroviec sú na mezozoických komplexoch zachované aj sedimenty centrálnokarpatského paleogénu myjavsko-hričovskej skupiny. V severnej časti územia podložie tvoria karbonátové horniny *hronika*, na povrchu so sedimentmi vnútrokarpatského paleogénu podtatranskej skupiny. Najväčšiu hĺbku má podložie (asi 4 000 m) v oblasti Suchej nad Parnou.

Sedimentárnu výplň *blatnianskej priehlbiny* tvorí komplex sedimentov neogénu, ležiaci transgresívne a diskordantne na spomínanom predterciérnom podloží.

Najstaršie paleontologicky doložené usadeniny sú morské panvové sedimenty egenburgu *(čausianske súvrstvie)* s okrajovým hruboklastickým vývojom *(podbrančské zlepence)*. Nad nimi sú uložené morské sedimenty otnangu a karpatu reprezentované *bánovským* (otnang) a *lakšárskym súvrstvím* (karpat), ktorého okrajový vývoj predstavujú *jablonické zlepence* a *prietržské vrstvy*.

Sedimenty z obdobia spodného bádenu nie sú v regióne zachované. Nový sedimentačný cyklus sa začal v strednom bádene hrubými klastikami s pelitmi *(ratkovské vrstvy)*, nad ktorými sa usadil prevažne pelitický komplex reprezentujúci *špačinské súvrstvie* s terminálnou piesčitou časťou *(madunické vrstvy)*. Okrajové hruboklastické sedimenty zasahujúce do spodnej časti vrchného bádenu predstavujú *dolianske vrstvy*.

V nadloží sú pelitické morské sedimenty *báhonského súvrstvia* vrchnobádenského veku. Sedimentácia počas sarmatu prebiehala v brakickom prostredí a reprezentuje ju *vrábeľské súvrstvie*. V jeho nadloží sú brakické až sladkovodné piesčito-ílovité usadeniny *ivanského súvrstvia* panónskeho veku s lokálne vyvinutou okrajovou fáciou hrubých klastík s pestrými ílmi *(piešťanské vrstvy)*.

Obdobie vrchného panónu až pontu reprezentujú sedimenty *beladického súvrstvia* s okrajovými sladkovodnými vápencami *hlavinských vrstiev*. Pliocénne sedimenty, uložené v kontinentálnych podmienkach tvoriacej sa riečnej siete, tvoria štrkovito-piesčité uloženiny *volkovského* a *kolárovského súvrstvia*.

Na geologickej stavbe priľahlých častí Malých Karpát a Považského Inovca sa v zmysle Andrusova et al. (1973) podieľajú tri tektonické jednotky vyššieho rádu: *tatrikum*, *fatrikum* a *hronikum*. Tvoria ich horniny predterciérneho podložia. Zastupujú ich najmä sekvencie mezozoika a kryštalinikum paleozoika.

V rámci *tatrika* Malých Karpát sú v zmysle Plašienku et al. (1989) alpínske tektonické jednotky rozdelené na dve skupiny: 1. subautochtónne, s neznámym vzťahom k hlbšiemu podložiu *(orešianska* a *borinská jednotka)*, 2. alochtónne jednotky, typické príkrovy fundamentu *(bratislavský príkrov* a *modranský príkrov)*.

Bratislavský príkrov *tatrika* je najrozsiahlejšia jednotka celých Malých Karpát. Buduje hrebeňovú časť stredného a južného úseku pohoria a tvorí podstatný podiel jeho vlastného kryštalického „jadra". Fundament príkrovu je tvorený celým bratislavským plutónom, podstatnou časťou tzv. pezinsko-perneckého kryštalinika a severnou, baďurskou časťou *„modranského granitoidného masívu"*.

Paleozoické horniny kryštalinika Malých Karpát pozostávajú najmä z granitoidných hornín (biotitické granity-granodiority *bratislavského granitoidného masívu* a biotitické granodiority-tonality *modranského granitoidného masívu*). Staropaleozoické metamorfity *bratislavského masívu* zastupujú amfibolity, biotitické pararuly a biotitické fylity. Metamorfity *modranského masívu* tvoria prevažne fylity *„harmónskej série"* pozostávajúce z chloriticko-sericitických kremitých bridlíc, metapieskovcov, biotitických fylitov, kontaktných rohovcov a kordieritických bridlíc s hojnými prienikmi granitoidov. Okrem uvedených fylitov *„harmónskej série"* sú prítomné aj nízko metamorfované amfibolity tejto série a metamorfované vápence a vápenato-silikátové rohovce. Vo viacerých doménach priľahlej časti Malých Karpát sú staropaleozoické metamorfované horniny obohatené rôznorodými produktmi bázického vulkanizmu, charakteristické bývajú čierne bridlice a zóny s pyritovo-pyrotínovou mineralizáciou s predpokladaným vulkanicko-exhalačným pôvodom. Vyššie časti harmónskej série sú obohatené o karbonátové šošovky v úzkej asociácii s bázickým pyroklastickým materiálom a čiernymi bridlicami.

Mezozoický pokryv na študovanom území v rámci bratislavského príkrovu budujú strednotriasové a jursko-strednokriedové sedimenty *solírovskej sukcesie*. Tvoria ju dolomity, čierne ílovité a slienité bridlice *marianskeho súvrstvia*, slieňovce a silicity *ruhpoldinského súvrstvia*, doskovité rohovcové vápence *oberalmského/lučivnianskeho súvrstvia*, škvrnité slieňovce, kremité vápence a slienité bridlice *párnického súvrstvia* a bridlice a pieskovce *porubského súvrstvia*.

V rámci *orešianskej subautochtónnej jednotky* mezozoický pokryv tvoria kremence *lúžňanského súvrstvia* spodného triasu a súvrstvia *orešianskej sukcesie* jursko-strednokriedového veku. Sukcesiu tvoria rohovcové vápence, slieňovce a silicity *slepianskeho súvrstvia*, doskovité rohovcové a piesčité vápence *ruhpol-*

dinského súvrstvia, tmavé slienité bridlice, kremité vápence a slieňovce *párnického súvrstvia* a ílovité bridlice a pieskovce s piesčitými a drobnozrnnými zlepencami *porubského súvrstvia*.

Do systému *fatrických* superficiálnych príkrovov (*krížňanský príkrov* s. l.) sa v Pezinských Karpatoch zaraďuje rozsiahly *vysocký príkrov*. *Vysocký príkrov* vystupuje v nadloží mezozoického obalu *tatrika* a v podloží ipoltickej skupiny *hronika* v Bielych horách Pezinských Karpát. Jeho vrstvové súbory sú, podobne ako komplexy *hronika*, intenzívne zvrásnené a zošupinovatené (Michalík, 1984) v dôsledku popríkrovových vrchnokriedovo-paleogénnych dextrálnych transpresných pohybov (Plašienka, 1990).

Vysocký príkrov je typický reprezentant spodnejších a externejších čiastkových príkrovových jednotiek *fatrika* s charakteristickou, relatívne „plytkovodnou" jursko-spodnokriedovou *vysockou sekvenciou*, pričom mimo územia regiónu tento príkrov zahŕňa aj mohutnú triasovú sekvenciu. Z triasových litostratigrafických jednotiek je s prevahou pestrých ílových bridlíc zastúpené *súvrstvie karpatského keuperu* (vrchný karn – norik) hrubé okolo 70 m, v spodnej časti s vrstvami kremenných pieskovcov a vo vrchnej časti s vrstvami doskovitých evaporitických dolomitov.

Jursko-spodnokriedová *vysocká sekvencia* je etalónom plytkovodnejších prahových sukcesií *fatrika*. V spodnej časti sa nachádza asi 100 m hrubé *kopienecké súvrstvie* tmavých piesčitých bridlíc hetanžského veku. Nadložné piesčité krinoidové vápence *trlenského súvrstvia* (starší lias) prechádzajú do krinoidových hierlatzkých vápencov liasovo-dogerského veku. Nasledujú dogerské tmavé slienité a kremité bridlice, silicity a kremité vápence *ruhpoldinského súvrstvia*. Ranokriedový (berias) sled reprezentujú lavicovité rohovcové a brekciovité vápence *súvrstvia Padlej vody* a bridličnaté slienité rohovcové vápence *hlbočského súvrstvia* veku valangin – starší barém (cf. Plašienka et al., 1991).

Hronikum Malých Karpát reprezentuje *veterlínsky príkrov* a *jablonicko-nedzovská* a *havranická kryha považského príkrovu*. Na území okraja pohoria boli horniny jednotnej karbonátovej plošiny identifikované len v rámci oboch krýh *považského príkrovu*. Pozostávajú z gutensteinských vápencov s pseudomorfózami po sadrovci a krinoidovými platničkami, zo sivých až tmavosivých dolomitov a steinalmských vápencov. Rovnako ako v prípade *veterlínskeho príkrovu*, smerom do nadložia panvové fácie *považského príkrovu* prechádzajú do plytkovodných prechodných fácií okraja karbonátovej platformy, resp. do fácií vnútornej a strednej platformy *(mojtínska* a *bebravská sekvencia)*, zastúpených súvrstvím schreyeralmských, ale najmä wettersteinských vápencov a dolomitov. Najvyššie zachované litostratigrafické jednotky charakterizujú plytkovodné fácie vnútornej a strednej platformy *(sekvencia plošiny hlavného dolomitu)*. V nadloží wettersteinských dolomitov a vápencov vystupujú oponické vápence a súvrstvie hlavného dolomitu. Triasová sekvencia sa končí dachsteinským vápencom a *norovickým súvrstvím* so zastúpením kalových, oolitických, organodetritických a lumachelových vápencov.

V popaleogénnej hrasti Považského Inovca lemujúcej Trnavskú pahorkatinu z východnej strany je zachovaná predpaleogénna príkrovová stavba. V zmysle členenia predpaleogénnych príkrovových jednotiek Západných Karpát (Andrusov et al., 1973) sú tu zastúpené tri tektonické jednotky vyššieho rádu: *tatrikum*, *fatrikum* a *hronikum*. Sú zachované v troch blokoch (severnom – seleckom, strednom – bojnianskom – a južnom – hlohoveckom), ktoré definoval Maheľ (1986).

Spodnú tektonickú jednotku – *tatrikum* – na území regiónu zastupuje len granitoidné kryštalinikum (biotitické leukogranodiority až tonality) vystupujúce v hlohoveckom bloku severne od Hlohovca a novozmapované kryštalinikum (albitizované chloriticko-muskovitické svory) v seleckom bloku sv. od Hôrky nad Váhom a relikty jeho sedimentárneho pokryvu, t. j. *tribečská* a *belická sukcesia*, ktoré vystupujú v hlohoveckom bloku. Stavba tatrika hlohoveckého bloku je skomplikovaná pogosauskou tektonickou imbrikáciou.

Fatrikum v zmysle Maheľa (1986) zastupujú dva *čiastkové príkrovy kmeňového krížňanského príkrovu.* Spodný z nich *(s beckovskou sukcesiou)* vystupuje v nadloží seleckej sukcesie tatrika v seleckom bloku, vrchný *(so zliechovskou sukcesiou)* je zachovaný v nadloží inoveckej sukcesie tatrika v bojnianskom bloku. V podstatnej časti bojnianskeho bloku je fatrikum uložené monoklinálne, v severnej časti tohto bloku (v Hrádockej doline) je jeho stavba vrásovo komplikovaná.

Hronikum v zmysle Havrilu (in Vozár et al., 2002) v bojnianskom aj v seleckom bloku (južne od Ducového a medzi Hrádkom a Kálnicou) zastupuje *tematínska kryha považského príkrovu*, budovaná sukcesiou karbonátovej platformy, najmä *bebravskou skupinou*. Je to doskovité teleso s monoklinálnou stavbou uložené v nadloží fatrika. Na rozdiel od toho, vrstvový sled zachovaný v malom zvyšku hronika pri Beckove je vztýčený. Tvorí ho prechodná sukcesia typu *veterlínskej sukcesie* pochádzajúca z rozhrania panvy a karbonátovej plošiny. Na základe jeho vrstvového sledu a regionálnej pozície telesa možno predpokladať, že spolu s veterlínskym príkrovom a príkrovom Ostrej Malenice bol súčasťou toho istého príkrovového telesa, ktoré v stavbe hronika leží pod strážovským príkrovom.

Takmer celé územie Trnavskej pahorkatiny, Dolnovážskej nivy a priľahlých okrajov pohorí pokrývajú sedimenty spodného až vrchného pleistocénu a holocénu, ktoré ležia diskordantne na podložných horninách.

Spodný pleistocén je zastúpený na báze vývojom eluviálnych sedimentov – polygenetických rubifikovaných fosílnych pôd (červenozemí), ktoré sa formovali v podmienkach mediterránnej klímy a sú charakteristické svojím červenohnedým sfarbením. Ich presnejšie stratigrafické rozpätie v rámci spodného pleistocénu je pretegelén až kromer. Zachovali sa len lokálne na miestach s hrubým nadložným súvrstvím sprašových sérií, inde sú erodované a denudované. Obdobne ako na susednej Nitrianskej pahorkatine v oblasti neotektonickej *ripnianskej priehlbiny*, aj na študovanom území v spodnom pleistocéne synchrónne s rubifikovanými

pôdami sedimentovali fluviálno-limnické limonitizované hlinité štrky *lukáčovských vrstiev*. Aj tie boli vplyvom neskorších erózno-denudačných procesov zväčša odstránené. Po fluviálno-limnickej sedimentácii sa zachovali iba náznaky v najvyšších častiach medziúvalinových chrbtov.

Obdobie spodného pleistocénu (günz) charakterizujú proluviálne štrky, piesky a úlomky hornín, deponované v podobe mohutných a plošne rozsiahlych „najvyšších“ a „vysokých“ náplavových kužeľov malokarpatských tokov a fluviálnych piesčitých štrkov Váhu, neskôr vyformovaných do podoby „vysokých“ terás. Výskyt prolúvií je v súčasnosti lokálny, zachované sú len na najvyšších častiach reliéfu Podmalokarpatskej pahorkatiny. Fluviálne sedimenty terás tohto obdobia sú zachované len v podobe rezíduí. Oba typy sedimentov sú čiastočne pokryté najmladšími sprašami, sprašovými hlinami a splachmi.

Stredný pleistocén najvýraznejšie reprezentujú fluviálne, proluviálne a eolické sedimenty, deponované v podmienkach striedania periglaciálnej a interglaciálnej klímy.

V staršom období stredného pleistocénu (mindel) v severnej a strednej časti pahorkatiny opäť dominujú proluviálne sedimenty „vrchných“ náplavových kužeľov malokarpatskej proveniencie. V južnej časti dosahujú len menšie rozmery. Rovnako fluviálne sedimenty „vrchných terás“ zakryté sprašovými pokryvmi sú súvislejšie vyvinuté najmä v strednej a severnej časti pahorkatiny. Spraše a fosílne pôdne komplexy tohto obdobia sa dnes zachovali len lokálne.

Významný plošný rozsah majú fluviálne a proluviálne sedimenty mladšieho obdobia stredného pleistocénu (riss). Zastupujú ich piesčité štrky „vyšších a nižších stredných“ terás severnej a strednej časti pahorkatiny a proluviálne piesčité až hlinité štrky (úlomky) „vyšších a nižších stredných“ náplavových kužeľov južnej časti územia. Oba genetické typy sú zväčša zakryté mohutným komplexom mladších spraší a fosílnych pôd.

Najväčší plošný rozsah na území majú vrchnopleistocénne fluviálne sedimenty dnovej akumulácie nív a nízkej terasy väčšiny tokov, zastúpené piesčitými štrkmi, pieskami a povodňovými hlinami, lokálne s charakteristickým vývojom močiarovitých spraší. Plošne najväčší rozsah majú pokryvy spraší a sprašových hlín. Tieto sedimenty okrem nív tokov, exponovaných častí reliéfu pahorkatiny a povrchu starých náplavových kužeľov pokrývajú celé ostatné územie pahorkatiny a čiastočne aj priľahlých pohorí. Najmladšie sprašové série obsahujú polohy fosílnych pôdnych komplexov.

Na piesčitých štrkoch dnovej akumulácie sú vyvinuté najmladšie – holocénne – sedimenty zastúpené povodňovými hlinami, ílmi a ílovitými pieskami. V ich nadloží je vyvinuté litofaciálne pestrejšie súvrstvie piesčitých a ílovitých hlín, fluviálnych pieskov a ílov. V juhovýchodnej časti územia sú v nivách naviate eolické piesky v podobe presypov. V zníženinách reliéfu sa v rámci povodňového krytu nív sformovali najmladšie holocénne sedimenty – slatiny (rašeliny) – a v opustených ramenách organnogéne hnilokalové sedimenty.

3. CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH JEDNOTIEK

3.1. PREDTERCIÉRNE PODLOŽIE

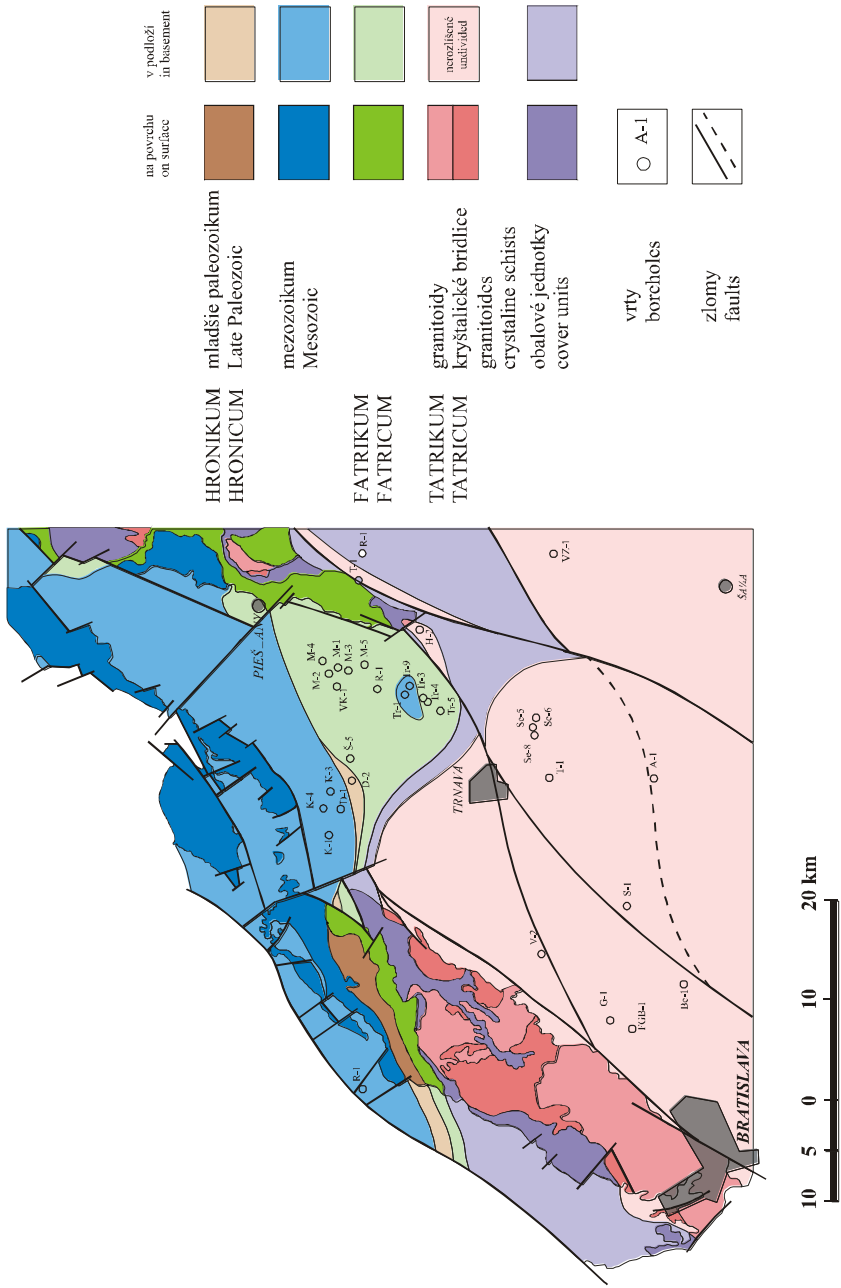
Predterciérne podložie *blatnianskej priehlbiny* bolo zastihnuté početným súborom hlbokých vrtov, ktoré dosiahli tektonické jednotky *tatrika, fatrika* a *hronika* (Biela, 1978; Fusán et al., 1987).

Horninové sekvencie tatrického kryštalinika boli zachytené vrtmi predovšetkým v južnej časti územia (obr. 7). V tejto oblasti prevažujú kryštalické bridlice nad granitoidnými horninami. Granitoidné horniny boli navŕtané najmä v západnej časti (vrty V-2, G-1, FGB-1). Kryštalické bridlice tvoria predterciérne podložie na pochovanej elevačnej štruktúre v zakrytom jz. pokračovaní hrasti Považského Inovca (vrty A-1, Be-1, H-2, S-1, Se-5, Se-6, Se-8, T-1). V okolí Hlohovca vrt H-2 zastihol len kryštalinikum *tatrika*. Podľa Bielej (1978) patria k *tatriku* aj bridličnaté vápenaté ílovce pravdepodobne jursko-kriedového veku, zachytené vrtom T-1 v hĺbkovom intervale 2 102 – 2 200 m.

Fatrikum zastihli vrty KB-1, Tr-1, M-1 a VK-1 (Biela, 1978). Podľa mapy Fusána et al. (1987) tvorí podložie južne od línie Piešťany – Dubovany – Veľké Dubové. Na JZ od Hlohovca je prekryté troskou *hronika*. Zastihnuté boli dolomity, sedimenty karpatského keuperu, tmavé pelity, vápence rétu až liasu a ílovité vápence spodnej kriedy.

Horninové súbory *hronika* sú prítomné pri sz. okraji *blatnianskej priehlbiny*. Zachytili ich vrty zo série Krupá (Kr-1, Kr-3 a Kr-4) a vrty Dubová (D-1 a D-2). Súvislejší vrstvový sled *hronika* sa zistil v hĺbkovom intervale 1 515 – 1 790 m vo vrte Tr-1. Zhora nadol boli zastihnuté: dolomity, vápence, bridličnaté ílovce s faunou kampilu, kremence spodného triasu a arkózy striedajúce sa s bridličnatými ílovcami, ktoré majú pravdepodobne permský vek (Biela, 1978). Súbory *hronika* tvoria tektonickú trosku prekrývajúcu *fatrikum*.

Hronikum, vystupujúce podľa mapy Fusána et al. (1987b) na sever od línie Piešťany – Dubovany – Veľké Dubové, bolo na základe litofaciálneho charakteru stredného triasu pôvodne zaradené do *„gemerika"* (Biela, 1978), pričom neskôr sa zistilo, že *chočský príkrov* nebol zastihnutý (vo vrte D-1). Na základe preradenia vyšších príkrovov (t. j. spomenutého *„gemerika"*) do *hronika* (Havrila, 1993; Havrila in Plašienka et al., 1997b) je možné konštatovať, že vo vrte D-1 ide o dvojnásobné opakovanie vrstvového sledu *hronika* s reiflinskými vápencami a s *lunzskými vrstvami*, t. j. sledu, ktorý sa označoval ako bielovážsky sled. V zmysle novej paleogeografie *hronika* (Havrila in Havrila a Buček, 1992; Havrila, 1993; Havrila in Polák et al., 1996; Havrila in Plašienka et al., 1997b; Havrila, 1997) je možné sukcesiu zastihnutú vrtom D-1 považovať za sukcesiu bazénu Dobrej Vody. Predterciérne podložie porušujú extenzné zlomy, ktoré sa podieľali na vytvorení depresie v neogéne. Pri západnom okraji sú to zlomy



Obr. 7. Schéma predterciérneho podložia blatnianskej priehlbiny (podľa Hóka, 2005).

lemujúce okraj Malých Karpát. Vertikálna amplitúda zlomov je značná. Vo vrte V-2 je predterciérne podložie v hĺbke viac ako 2 000 m, vo vrtoch FGB-1 a G-1 viac ako 1 000 m. Podobná situácia je aj vo vrtoch série Krupá (1 000 m). V centrálnej časti *blatnianskej priehlbiny* predterciérne podložie dosahuje hĺbku viac ako 3 500 m (vrt S-2), pričom vrt predterciérne podložie nedosiahol (cf. Kilényi a Šefara, 1989). Centrálnu depresiu z východu lemuje elevácia – pravdepodobne zakryté pokračovanie hrasti Považského Inovca, kde predterciérne podložie dosahuje hĺbku okolo 800 m (vrt T-1). Táto elevačná štruktúra, generálne orientovaná v smere SV – JZ, je však porušená priečnymi depresiami. V nich hĺbka predterciérneho podložia narastá až na úroveň asi 2 000 m (cf. Kilényi a Šefara, 1989).

Zlomy pri západnom okraji Považského Inovca zohrali v neogéne podobnú úlohu ako zlomy na východnom okraji Malých Karpát, aj keď ich výškový skok je menší (max. 1 500 až 1 700 m).

Predterciérne podložie vystupuje na povrch v Malých Karpatoch a v Považskom Inovci, ktoré z veľkej časti lemujú okraje študovaného územia.

3.1.1. Považský Inovec – priľahlá časť

TATRIKUM

KRYŠTALINIKUM

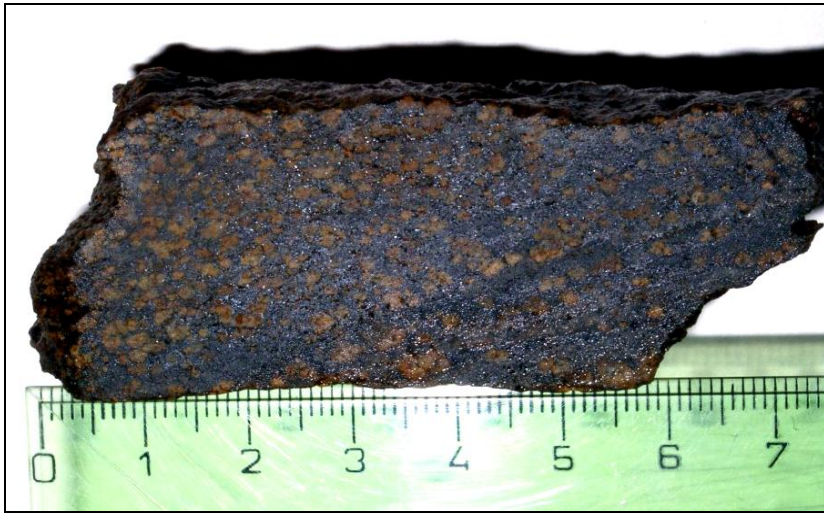
PALEOZOIKUM – PROTEROZOIKUM(?)

143 albitizované chloriticko-(biotiticko)-muskovitické svory („albitické ruly“)

V Považskom Inovci je nápadné intenzívne deformačné prepracovanie. Prejavuje sa v dominujúcom štruktúrnom pláne, ale aj rozsiahlymi premenami hornín, najmä všadeprítomnou chloritizáciou a albitizáciou. Potvrdzujú to zvyšky diaftoritizovaného kryštalinika vychádzajúce na povrch sv. od obce Hôrka nad Váhom. Ide tu o silne diaftoritizované kryštalické bridlice rozrušené početnými puklinami. Makroskopicky premeny sprevádzajú lokálne žily neskôr budinovaného kremeňa (ojedinele so sideritom) a chloritické plochy pozdĺž deformačných štruktúr.

Horniny majú zväčša sivé sfarbenie, na ktorom sa podieľa dominujúci kremeň a fylosilikáty. Pre tieto horniny sú príznačné svetlé, 1 – 2 mm (4 mm) veľké očká živca, ktoré dávajú menej druhotne postihnutým horninám masívnu hrubozrnnú textúru (obr. 8). Zriedkavo sa objavujú tmavé kremité polohy obohatené o organickú hmotu alebo úlomky tmavozelených metabázických hornín.

Tieto horniny majú zložitú polyfázovú genézu, a preto ich petrografické zatriedenie len na základe niekoľkých vzoriek je značne orientačné. Základnú



Obr. 8. Alpínsky diaftoritizovaný (granáticko)-chloriticko-muskovitický svor s porfyroblastami albitu (lok.: údolie medzi Hôrčanskou a Novianskou dolinou východne od Hôrky nad Váhom).

metamorfnú štruktúru horniny so zrnitosťou asi 0,2 mm vyjadruje kremeň v prevahe nad chloritom a muskovitom. Je veľmi pravdepodobné, že zelený chlorit, prinajmenšom jeho značná časť, je retrográdnym produktom po biotite. Ojedinele sa objavujú zvyšky pôvodne drobného (0,1 mm, výnimočne 0,5 mm) granátu. Nezriedka je prítomný aj apatit. Základná, regionálne metamorfovaná horninová štruktúra býva často prerastená výrastlicami albitu. Tým hornina získava podobu albitickej ruly. Spoločne so strižne deformovanou a chloritizovanou základnou metamorfnou štruktúrou sú aj tieto, zväčša hypidiomorfné výrastlice deformované – nadobúdajú diskovitý tvar a často sú dezintegrované na jemnozrnnú, druhotne prekremenenú hmotu.

Pri petrografickom štúdiu orientačne odobranej metabázickej variety sa zaznamenala netradičná epidoticko-albitická bridlica s amfibolom, ktorý je zvyčajne chloritizovaný. Hornina má rovnomerne zrnitú granoblastickú štruktúru s priemernou veľkosťou zŕn 0,5 mm.

142 biotitické leukogranodiority až tonality („hlohovecké granitoidné teleso“)

Intenzívne zvetrané granitoidy na južnom cípe Považského Inovca tvoria v porovnaní s granitoidmi bojnianskeho masívu špecifickú skupinu. Hlohovecké granitoidy miestami obsahujú enklávy biotiticko-amfibolických dioritov. Granodiority sa vyznačujú charakteristikou typu I, ako to vyjadruje najmä prevaha

allanitu nad monazitom (Broska a Uher, 1988). V úlomkovom materiáli sa pomerne hojne vyskytujú pegmatity s veľkými ružovými živcami. Kartografické vymedzenie a horninovú náplň tohto granitoidného telesa študovali viacerí autori (Ferenczi, 1915; Beňo, 1960; Kamenický in Buday et al., 1962; Uher, 1987). Študovaný úsek granitoidného telesa bol naposledy súčasťou reambulačných prác Határa (in Maglay et al., 1998), pričom pozornosť sa venovala aj horninovej a minerálnej geochémii. Datovanie monazitu na elektrónovej mikrosonde indikuje vek leukotonalitu z hlohoveckého granitoidného telesa na 323 (± 22) mil. rokov (Finger et al., 2003).

MEZOZOIKUM

Mezozoikum *tatrika* pod názvom *vysokotatranský vývoj* (ako samostatnú sukcesiu) odlíšil v Považskom Inovci Uhlig (1903). Vychádzal pri tom aj z prác Stura (1860b) a Stacheho (1864a, b). Zahrnul k nemu litostratigrafické jednotky, ktoré časovo zaradil do permu (kremence) a liasu (vápence balensteinského vývoja). V súčasnosti je zrejmé, že v priestore vystupovania sukcesie vysokotatranského vývoja sa v Považskom Inovci na niektorých miestach vyskytujú aj sukcesie vyšších tektonických jednotiek (fatrika a hronika) a že v priestore vystupovania vápencov balensteinského vývoja sa vyskytuje aj široká škála iných litostratigrafických jednotiek. Ferenczi (1915, 1917, 1918, 1919, 1934) zo strednej časti pohoria opísal ďalšie litostratigrafické jednotky tatrika. Opísal ich v rámci vrstvového sledu *zvrásnenej sedimentárnej zóny priliehajúcej ku kryštalinickému jadru pohoria*. Podľa súčasných znalostí túto zónu tvoria sukcesie tatrika a fatrika. Hynie (1927) v strednej časti pohoria (medzi Piešťanmi a Zlatým vrchom) za (podmienečne) autochtónnu sériu (t. j. tatrikum) považoval len *najspodnejšiu sériu* a zahrnul do nej iba kremence, ktoré zaradil do permu. Mladšie litostratigrafické jednotky tejto série buď nepoznal, alebo ich pričlenil k *sérii spodného subtatranského príkrovu,* t. j. k fatriku. Maheľ (1948) zastával názor, že manínska séria (tatridná) prechádza z južnej časti Strážovskej hornatiny na severné svahy Inovca bez podstatnejších faciálnych zmien. Maheľ (1950) k *tatriku* zahrnul sled litostratigrafických jednotiek zaraďovaných od spodného triasu po alb a nazval ho *manínsko-inoveckou sériou*. Neskôr dospel k názoru, že manínsko-inovecká séria obsahuje viac odlišných vývinov. V Považskom Inovci ju rozčlenil na severnú, *beckovskú* (Maheľ, 1961), ktorú ako kordilérový typ zaradil do skupiny západokarpatských sérií (Maheľ 1959b), a južnú, *inoveckú* (Maheľ, l. c.), ktorú ako euxinský typ zaradil k sériám západoslovenskej skupiny (Maheľ, l. c.). Maheľ (1986) následne beckovskú sériu rozdelil. Vyššiu časť sledu pod pôvodným názvom preradil k plytkovodnému vývoju krížňanského príkrovu, zvyšnú časť pod novým názvom *inovecká jednotka – severoinovecký typ(?)* – ponechal v tatriku. Súčasne v nej vyčlenil *monoklinálu Drieňového vrchu* a *sekvenciu Železníka*. Za súčasť sekvencie Železníka považoval aj sedimenty albu až stredného cenomanu a koňaku až spodného kampánu, ktoré bio-

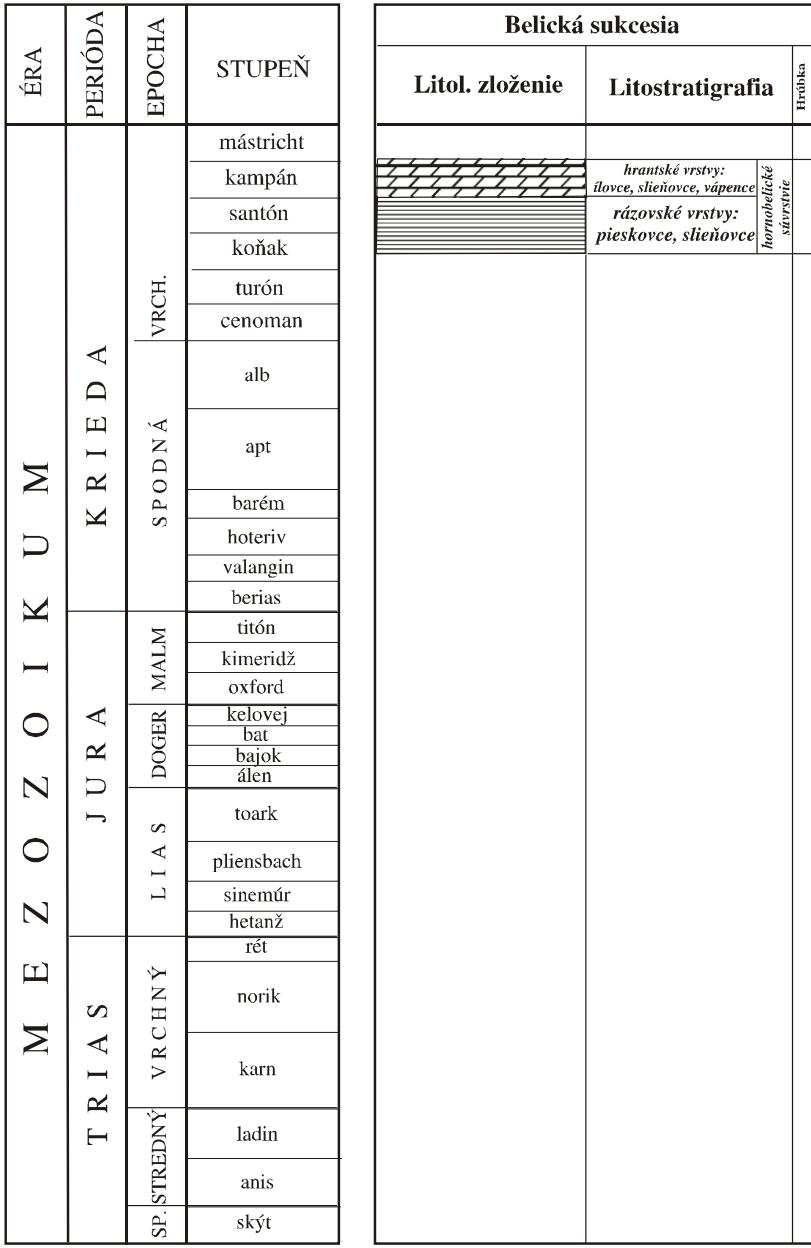
stratigraficky datovali Kullmanová a Gašpariková (1982). Tie ich pokladali za klapskú jednotku. Leško et al. (1988) sedimenty mezozoických sledov v severnom Inovci a tiež horniny paleozoika severného Inovca rozčlenili na *humiensku jednotku* (najmä sedimenty strednej a vrchnej kriedy), *seleckú jednotku* (sedimenty mezozoika) a *inoveckú jednotku* (najmä kryštalinikum a sedimenty mladšieho paleozoika). Považovali ich však za súčasť karpatského penninika. Plašienka a Marko (1993) vyčlenili v severnom Inovci *belickú sukcesiu* (sedimenty vrchnej jury – vrchnej kriedy, pravdepodobne váhickej príslušnosti) a *humiensku sukcesiu*. Humienska sukcesia podľa Plašienku (1995a, b) predstavuje mezozoický sedimentárny pokryv (spodný trias – spodná krieda) tatrického fundamentu *inoveckého príkrovu*. Plašienka a Marko (1993) pôvodne do humienskej sukcesie zahrnuli aj súbory mladšieho paleozoika. Plašienka et al. (1994) spresnili stratigrafické rozpätie (vrchná jura – vrchná krieda) belickej sukcesie a ozrejmili, že pod váhikom chápu oceánsku paleogeografickú zónu analogickú s južným penninikom Východných Álp. Rakús (in Ivanička et al., 2005) termín humienska sukcesia zúžil len na hypotetický sled *tatrika* zrekonštruovaný z olistolitov (stratigrafického rozsahu spodný trias až vrchná krieda) nachádzajúcich sa vo vrchnojursko-vrchnokriedovej belickej sukcesii. Sedimentárny pokryv tatridného kryštalinika vystupujúci najmä západne od Seleckej doliny nazval Hók (in Ivanička et al., 2005) *selecká sukcesia*. K tatriku bol zaradený aj sled mezozoika vystupujúci v južnom cípe pohoria pri Hlohovci. Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983) konštatoval jeho litostratigrafickú zhodu s *tribečskou sériou*.

Tribečská sukcesia

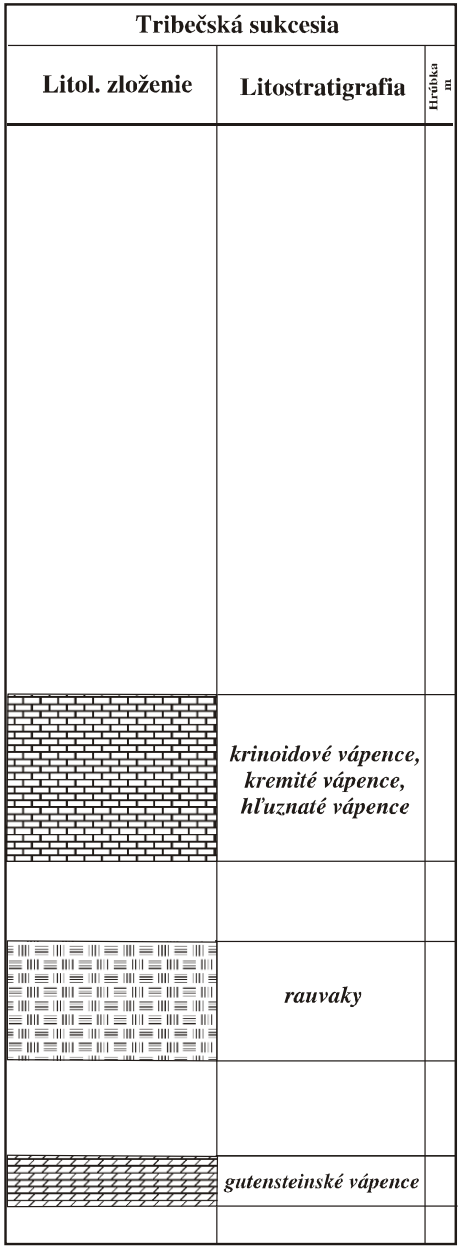
Názov *tribečská sukcesia* zavedený Zárubom a Andrusovom (1936) je použitý na označenie sedimentárneho sledu zloženého zo súboru formálnych a neformálnych litostratigrafických jednotiek s časovým rozsahom od spodného triasu po vrchnú juru (obr. 9). Súbor týchto jednotiek vystupuje v najjužnejšej časti Považského Inovca medzi Hlohovcom a Studenou dolinou. Charakteristickou črtou sukcesie je jej metamorfné postihnutie a v porovnaní s inoveckou sukcesiou jej plytkovodnejší vývoj počas jury. Nápadná je aj temer úplná absencia dolomitov stredného a vrchného triasu, v pozícii ktorých vystupujú rauvaky. Vzhľadom na nekompletnosť vrstvového sledu a na absolútny nedostatok fosílií bolo stratigrafické rozpätie členov vrstvového sledu prevzaté z prác Bieleho (1961) a Poláka (in Ivanička et al., 1997).

Tento sled mezozoika vystupujúci v najjužnejšom cípe pohoria pri Hlohovci bol pôvodne zaradený k inoveckej sérii (Maheľ in Buday et al., 1962)[3]. Maheľ

[3]Treba však poznamenať, že Maheľ (in Buday et al., 1962) k nej zahrnul len sedimenty spodného a stredného triasu, sedimenty karpatského keuperu a jurské sedimenty osobitného vývoja (obe posledne fácie sú v súčasnosti zaradené k vrchnej kriede belickej sukcesie). Krinoidové vápence jury, ktoré sú k nemu dnes zaradené, nepoznal.



Obr. 9. Litostratigrafická tabuľka mezozoika tatrika priľahlej časti Považského Inovca (Havrila, 2005).



(1967) ho pokladal za *netypický vývoj inoveckej série v južnom cípe pohoria* a nazval ho *séria hlohovecká*. Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983) konštatoval jej litostratigrafickú a metamorfnú zhodu s *tribečskou sériou*, pričom k nej s neistotou zaradil aj sedimenty vrchnej kriedy (neskôr zaradené do belickej suksesie). Maheľ (1986) ju nazval *orešiansky typ inoveckej jednotky*. Vzťah tribečskej sukcesie k inoveckej sukcesii nie je objasnený. Je zrejmé, že vystupuje v nadloží granodioritov *tatrika* identických s granodioritmi južného Tribeča, ale zároveň je dobre zreteľná aj jej pozícia v tektonickom nadloží sedimentov vrchnej kriedy (ktoré sa tu považujú za vyšší predprík-rovový sedimentárny cyklus sedimentárneho pokryvu *tatrika*) vystupujúcich v lome severne od Hlohovca, tiež ležiacich na spomenutých granodioritoch. Je teda tektonicky pokampánsky imbrikovaná.

141 gutensteinské vápence: vrstvovité zbridličnatené vápence (anis)

Vápence vystupujúce vo vinohradoch nad cestou Hlohovec – Piešťany 300 – 600 m severne od rázcestia do Jelenovej (Dolné Trhovište) a na južných svahoch Starej hory možno stotožniť s gutensteinskými vápencami. Ich pozíciu vo vrstvovom slede (nad kremencami spodného triasu a pod rauvakmi a sedimentmi jury), ako aj ich tektonickú pozíciu v nadloží *hrantských vrstiev* možno sledovať len mimo regiónu.

Mikrokryštalické, metamorfne rekryštalizované vápence sú bielosivé, svetlosivé až tmavosivé, ale aj okrovožlté a ojedinele aj ružové. Vrstvovitosť (hrúbka vrstiev 2 – 20 cm) je dobre zreteľná.

Vrstvové plochy sú úplne rovné. Ich charakteristickým znakom je foliácia metamorfného pôvodu. V priečnom reze vrstvou možno pozorovať laminy paralelné s vrstvovitosťou hrubé asi 0,1 mm, líšiace sa farebnými odtieňmi. Na vrstvových plochách je dobre viditeľná aj metamorfná lineácia a novovytvorené minerály (?sericit). Hornina je miestami prestúpená žilkami kalcitu. Chemickú analýzu týchto vápencov urobil Masár (1980).

Fosílie sa nezistili ani v nerozpustnom zvyšku. Časť súvrstvia sa vždy zaraďovala do stredného triasu (Maheľ, 1950; Beňo, 1960), časť však vzhľadom na ich vystupovanie v nadloží pestrých bridlíc hrantských vrstiev sa pôvodne považovala za karpatský keuper a zaraďovala k vrchnému triasu (Maheľ, 1966; Beňo, l. c.), prípadne k jure (Mišík, 1976).

140 rauvaky

Rauvaky ležiace v nadloží gutensteinských vápencov (čo možno sledovať len mimo mapovaného územia) a v podloží krinoidových vápencov jury, prípadne v tektonickom nadloží rázovských vrstiev, vystupujú na severných svahoch Starej hory.

Porózne horniny špongiovitého vzhľadu sú žltosivej až okrovožltej farby. Obsahujú drobné obliačiky (Ø do 1 cm) dolomitov rôznych odtieňov sivej farby a rôznych textúr. Sporadicky sa vyskytujú obliačiky kremencov. Prítomný je aj kremeň kategórie piesčitej frakcie.

Neobsahujú faunu. Vek na základe pozície vo vrstvovom slede (v prípade ich sedimentárnej genézy) môže byť v rozpätí od vrchného ladinu až karnu po lias.

139 krinoidové vápence, kremité vápence a hľuznaté vápence (lias – malm)

Krinoidové vápence vystupujú na severných svahoch Starej hory v nadloží opísaných rauvakov.

Sú prevažne sivej farby. Ich charakteristickým znakom sú hľuzy čiernych rohovcov a prímes klastického kremeňa piesčitej frakcie. Miestami sú jemnozrnné, bez krinoidového detritu. Pripomínajú trlenské súvrstvie inoveckej sukcesie.

V spodnej časti telesa krinoidových vápencov sa vyskytujú aj béžové, ružové a hnedočervené až fialové krinoidové vápence neobsahujúce rohovce. Mikrofaciálne sú to biosparity až biosparrudity, často temer bez základnej sparitickej hmoty, tvorené detritom krinoidových článkov a premenlivou prímesou zŕn klastického kremeňa.

Metamorfné postihnutie krinoidových vápencov je zreteľné mikroskopicky (foliácia, prejavy tlakového rozpúšťania s koncentráciou koloidov Fe na plochách vzniknutých tlakovým rozpúšťaním, plastická deformácia dvojčatných lamiel v článkoch ľalioviek). Vek vápencov nie je biostratigraficky preukázaný. Podobné sedimenty v pohorí Tribeč zaradil Biely (1961) do liasu až dogeru, Polák (in Ivanička et al., 1997) do liasu.

Žltosivé, sivé až hnedosivé tenkovrstvovité kremité až rádiolóriové vápence sa našli len v umelých odkryvoch západne od výskytov krinoidových vápencov. Podobné horniny v pohorí Tribeč (na lokalite Veľké Pole) zaradil Biely (1961) do dogeru, Polák (in Ivanička et al., 1997) do dogeru až spodnej časti oxfordu.

Ružové až hnedočervené hľuznaté vápence pozostávajú z hľúz ružových krinoidových vápencov a zo základnej hmoty tvorenej hnedočerveným až fialovým zbridličnateným mikrokryštalickým vápencom s detritom krinoidov. Tieto horniny sa získali len z umelých odkryvov západne od výskytov krinoidových vápencov. Podobné horniny Biely (1961) uvádza z Tribeča (napr. z Drážoviec) a zaraďuje ich do malmu. Polák (in Ivanička et al., 1997) udáva ich stratigrafické rozpätie vrchný oxford až kimeridž.

Belická sukcesia

Sedimenty vrchnej kriedy vystupujú v južnom cípe Považského Inovca severne od Hlohovca (Havrila in Havrila a Vaškovský, 1983). Litologicky sú zhodné s časťou sedimentov vystupujúcich v severnej časti Považského Inovca, ktorých vrchnokriedový vek preukázali Kullmanová a Gašpariková (1982). Sled, ktorého súčasťou sú spomenuté sedimenty vrchnej kriedy v severnej časti Považského Inovca, podrobne preskúmali, rozčlenili a pomenovali Plašienka et al. (1994) ako *belická sukcesia* a zaradili ju k *váhiku*.

Príslušnosť *belickej sukcesie* k *váhiku* nie je doteraz preukázaná. V južnej časti Považského Inovca sukcesiu zastupuje len „sivý" flyš *rázovských vrstiev* (bez zlepencov Čierneho vrchu) a „červený" flyš *hrantských vrstiev*. Tieto sedimenty severne od Hlohovca zreteľne ležia v nadloží granodioritov *tatrika* (túto ich pozíciu v roku 2007 potvrdil aj vrt). V ich tektonickom nadloží vystupujú sedimenty *tribečskej sukcesie* (severne od cesty Hlohovec – Pastuchov sú to gutensteinské vápence, v lokalite Stará hora sú to rauvaky), ktoré sú sedimentárnym pokryvom tých istých granodioritov, na ktorých leží aj vrchná krieda. Preto treba konštatovať, že príkrovová stavba vnútorných Západných Karpát sa tvorila aj pogosausky, ako je to už dlho známe v Severných Vápencových Alpách.

Výskyt sedimentov vrchnokriedového veku v priestore centrálnych Západných Karpát spôsobil problémy s ich tektonickým začlenením. Maheľ (in Buday et al., 1962; in Maheľ et al., 1967), nepoznajúc vek sedimentov pri Hlohovci (považoval ich za sedimenty karpatského keuperu a za jurské sedimenty osobitného vývoja), ich zaradil k *inoveckej sérii tatrika*. K *tatriku*, považujúc ich za sedimenty liasu a rétu, ich zaradil Maheľ (1967, 1979a, b) aj v severnom Inovci (lokalita Belice). Kullmanová a Gašpariková (1982) na základe litologického vývoja sled sedimentov vystupujúcich na lokalite Belice zaradili ku *klapskej jednotke*. Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983) sedimenty vrchnej kriedy pri Hlohovci (ich vek preukázal Salaj in Havrila a Vaškov-

ský, 1983) na základe ich domnelej pozície v nadloží sedimentov *tribečskej skupiny tatrika* ich podmienečne považoval za súčasť tejto skupiny. Za súčasť *tatridnej sekvencie Železníka* považoval vrchnokriedové (predpokladal však, že sú to sedimenty liasu a rétu) sedimenty severného Inovca Maheľ (1986). Zaradenie sedimentov vrchnej kriedy k tatriku by však znamenalo zmenu názorov na vek príkrovovej stavby centrálnych Západných Karpát. Príkrovová stavba centrálnych Západných Karpát sa však naďalej všeobecne považovala za predgosauskú. Pravdepodobne preto sa zrodili nové, netradičné pohľady na problém, nadväzujúce na názor Kullmanovej a Gašparikovej (1982). Leško et al. (1988) zaradili sedimenty vrchnej kriedy (spolu s kryštalinikom) severného Inovca ku karpatskému *penniniku*. Plašienka a Marko (1993) sedimenty vrchnej kriedy severného Inovca zaradili k *váhiku*. Celý sled, ktorého súčasťou sú sedimenty vrchnej kriedy, Plašienka et al. (1994) nazvali *belická sukcesia*. Chápu ju ako litotektonickú jednotku so sukcesiou stratigrafického rozsahu vrchná jura – vrchná krieda, vzniknutú na oceánskej (penninickej, resp. váhickej) doméne externe od tatrika. Naďalej však pretrvávali aj tradičnejšie názory vychádzajúce z pozície sedimentov vrchnej kriedy na tatriku, ktoré vzhľadom na všeobecne prijímaný vek príkrovovej stavby centrálnych Západných Karpát nútene považovali za popríkrovové útvary (Havrila in Pristaš et al., 2000b). Biely et al. (1996b) sedimenty vrchnej kriedy vystupujúce v Považskom Inovci pričlenili k *sedimentom bradlového pásma*. Bezák (in Bezák et al., 2004) ich považuje *„pravdepodobne za relikt mezoalpínskej tektonickej jednotky, pôvodne ležiacej v predpolí tatrika“*. Oba názory vychádzajú z predstavy, že sedimenty vrchnej kriedy ležali pod tatrikom a na povrch boli len vyvlečené. K tradičnejším názorom patrí názor Rakúsa (in Ivanička et al., 2005), ktorý belickú sukcesiu (ktorá má byť diskordantne – transgresívne – uložená na tatrickom – infratatrickom – podloží) navrhol zaradiť k *váhiku* (termín však nespája s južným penninikom, ale so sedimentačným priestorom ležiacim medzi bradlovým pásmom a centrálnymi Západnými Karpatmi). Zaradil k nej len sedimenty hornobelického súvrstvia a premenoval ju na *hornobelickú skupinu*.

Z uvedeného prehľadu vyplýva, že sedimenty vrchnej kriedy sa v Považskom Inovci uvádzajú v troch možných pozíciách (resp. sa považujú za súčasť troch typov jednotiek): a) ležia na tatriku (prípadne sú v ňom zavrásnené) ako súčasť tatrika, resp. ako predpríkrovová formácia, b) ležia na tatriku ako popríkrovová formácia, c) ležia pod tatrikom ako súčasť penninika, resp. bradlového pásma, resp. mezoalpínskej tektonickej jednotky, pôvodne ležiacej v predpolí tatrika.

Pozícia sedimentov vrchnej kriedy na *tatriku* (resp. z dôvodu tektonickej imbrikácie, prípadne vrásnenia na *tatriku* i pod ním) je zreteľná v severnej aj južnej časti Považského Inovca. Na základe rešpektovania tejto pozície zaradenie k spodnejším (externejším) tektonickým jednotkám (penniniku, bradlovému pásmu, klapskej jednotke, mezoalpínskej tektonickej jednotke,...) nie je

pravdepodobné. V prípade pričlenenia belickej sukcesie k popríkrovovým formáciám by mali v jej podloží vystupovať aj vyššie (internejšie) tektonické jednotky ako tatrikum. Taká situácia sa však dodnes nezistila. Možná je námietka, že vyššie tektonické jednotky odstránila erózia pred sedimentáciou belickej sukcesie. Vzhľadom na vystupovanie vyšších jednotiek v regionálnom okolí výskytu sedimentov belickej sukcesie je tento predpoklad tiež iba málo pravdepodobný. Navyše, v prípade takejto pozície je problematické vysvetliť metamorfózu sedimentov vrchnej kriedy. V prospech sedimentácie (resp. umiestnenia) belickej sukcesie na tatriku ešte pred presunom príkrovov veporika a hronika svedčí aj jej deformácia a metamorfné postihnutie. Metamorfne postihnuté sú aj sedimenty pokryvu tatrického fundamentu vystupujúce v podloží sedimentov vrchnej kriedy (napr. tribečská sukcesia pri Hlohovci; humienska sukcesia sensu Plašienka a Marko, 1993; *selecká sukcesia* sensu Leško et al., 1988). Je veľmi pravdepodobné, že boli metamorfne postihnuté súčasne (t. j. po koňaku) a spoločne. Vzhľadom na vzájomnú pozíciu tatrika a sedimentov vrchnej kriedy, na to, že obe skupiny sedimentov sú metamorfované, ako aj vzhľadom na ich tektonickú imbrikáciu je nevyhnutné príkrovovú stavbu centrálnych Západných Karpát sčasti pokladať za pogosauskú.

Hornobelické súvrstvie

V južnej časti Považského Inovca súvrstvie zastupujú len *rázovské vrstvy* (bez zlepencov Čierneho vrchu) a „červený“ flyš *hrantských vrstiev*.

138 rázovské vrstvy – „sivý“ flyš: pieskovce a slieňovce „zebra“ (koňak – santón)

Rázovské vrstvy vystupujú vo vinohradoch severne od Hlohovca, a to severne a sv. od rázcestia pri čerpacej stanici. Ich pozíciu vo vrstvovom slede (pod hrantskými vrstvami) možno stanoviť len na základe veku sedimentov. Pozíciu vo vzťahu k podložiu tvorenému granodioritom *tatrika* možno sledovať len mimo územia regiónu. V ich tektonickom nadloží vystupujú rauvaky tribečskej sukcesie.

Rázovské vrstvy pozostávajú zo sivohnedých kremenných vápnitých, na vrstvových plochách sľudnatých *pieskovcov*, ktoré sa striedajú s páskovanými (laminovanými) *slieňovcami*. Ílovce sa vzhľadom na charakter odkryvov nezistili.

Vek je stanovený len na základe analógie so severným Inovcom, kde ho preukázali Kullmanová a Gašpariková (1982) a Plašienka et al. (1994). Maheľ (in Buday et al., 1962), nepoznajúc ich vek, ich na základe litológie považoval za jurské sedimenty (inoveckej série) osobitného vývoja.

137 hrantské vrstvy – „červený“ flyš: ílovce, slieňovce a vápence (kampán)

Hrantské vrstvy vystupujú vo vinohradoch severne od Hlohovca, a to južne a východne od rázcestia pri čerpacej stanici. Pozíciu v nadloží rázovských vrstiev možno stanoviť len na základe veku sedimentov. Ich tektonickú pozíciu v podloží gutensteinských vápencov tribečskej sukcesie možno sledovať len mimo tohto regiónu.

V južnom Inovci pozostávajú hrantské vrstvy z vápnitých bridličnatých ílovcov pestrých farieb (tehlovočervenej, hnedočervenej, hnedofialovej, ružovej a béžovej), tehlovočervených slieňovcov a v malej miere aj z pestrých pelagických vápencov.

Tehlovočervené *slieňovce* obsahujú spoločenstvo foraminifer kampánu. Vek súvrstvia určil Salaj (in Havrila a Vaškovský, 1983) a Boorová (in Havrila et al., 1998), ktorá z nich určila nasledujúcu asociáciu foraminifer kampánu: *Globotruncana arca* CUSHMAN, *Globotruncana rugosa* (MARIE), *Globortuncanita* aff. *atlantica* (CARON), *Globotruncanita stuartiformis* (DALBIEZ), *Heterohelix* sp., *Heterohelix* cf. *striata* (EHRENBERG) a *Hedbergella* sp. Schránky planktonických dierkavcov sú podľa Boorovej (l. c.) silno rekryštalizované, niektoré z nich sú vplyvom tlakového postihnutia čiastočne amputované. V metamorfne postihnutých *vápnitých zbridličnatených ílovcoch* sa nezistila žiadna fauna. Z *vápencov* pestrých farieb Boorová (l. c.) určila asociáciu silno rekryštalizovaných foraminifer kampánu: *Globotruncanita elevata elevata* BROTZEN, *Globotruncanita elevata stuartiformis* DALBIEZ, *Hedbergella* sp., *Hedbergella monmouthensis* (OLSSON), *Anomalina* sp., *Dorothia* sp. a *Lenticulina* sp.

Maheľ (in Buday et al., 1962), nepoznajúc vek sedimentov, ich na základe litológie považoval za karpatský keuper inoveckej série, podobne ako Mišík (1976). Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983) časť súvrstvia vystupujúcu vo vinohradoch severne od Hlohovca zaradil k vrchnej kriede, ale časť súvrstvia vystupujúcu východnejšie (mimo mapovaného územia) na základe litológie a pozície považoval za spodný trias.

FATRIKUM

Mezozoikum *fatrika* vystupujúce v Považskom Inovci pod názvom *subtatranský vývoj* ako samostatnú sukcesiu v Považskom Inovci odlíšil Uhlig (1903). Vychádzal pri tom aj z prác Stura (1860b) a Stacheho (1864a, b). Zahrnul k nemu litostratigrafické jednotky, ktoré dnes patria k fatriku a hroniku. Časovo ich zaradil k permu, triasu, jure a k titónu až strednej kriede. Strednotriasové horniny fatrika (a celé hronikum) považoval za *„chočské dolomity“* alebo *„strednokriedové dolomity“*. Rozdiel medzi dolomitmi fatrika a hronika spoznal až Ferenczi (1915), ktorý od *„zvrásnenej sedimentárnej zóny, priliehajúcej ku kryštalinickému jadru pohoria“* (t. j. *vysokotatranského* a *subtatranského vývoja*)

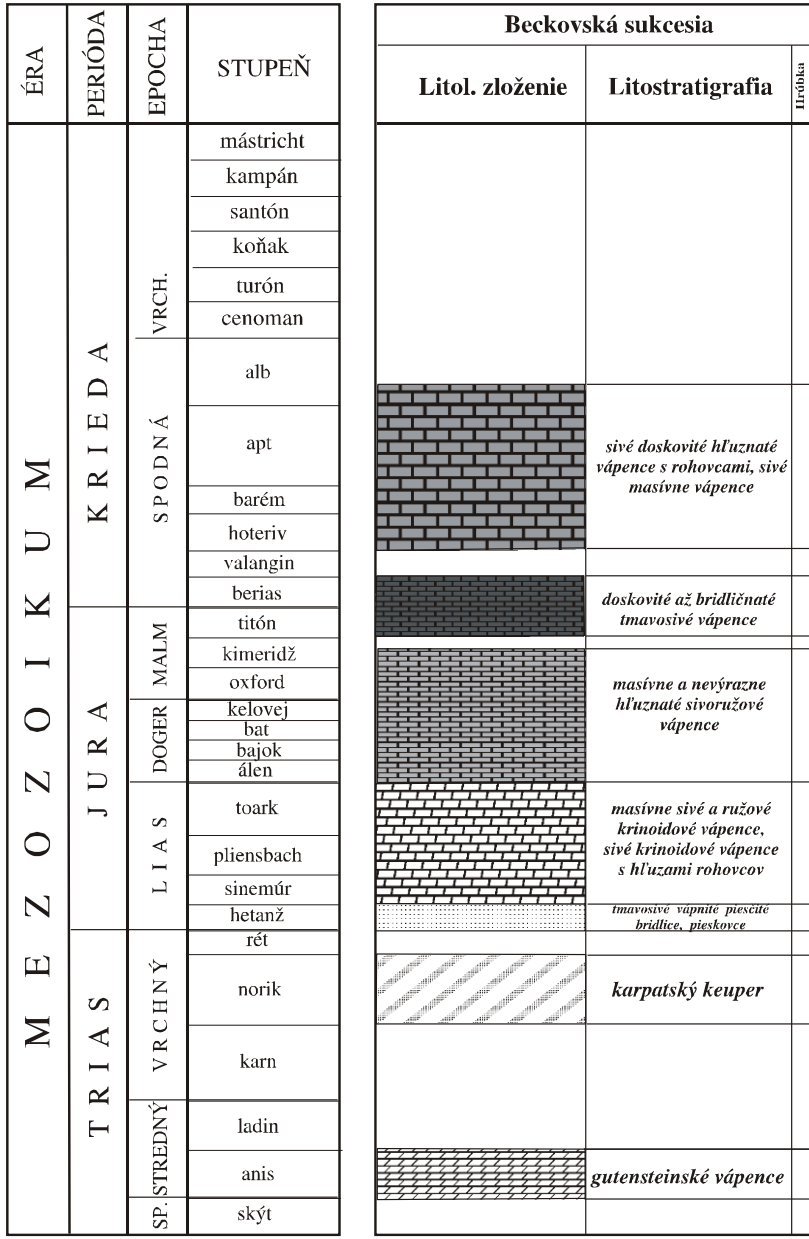
odčlenil *„príkrov veterlingského vápenca a chočského dolomitu“* (t. j. hronikum). Hynie (1927) *„zvrásnenú sedimentárnu zónu priliehajúcu ku kryštalinickému jadru pohoria“* rozčlenil na *„sériu spodného príkrovu subtatranského“* (fatrikum) a *„najspodnejšiu sériu“* (tatrikum). Maheľ (1951) použil názov *krížňanský príkrov* zavedený v Západných Karpatoch Andrusovom (1935) a zahrnul k nemu litostratigrafické jednotky veku stredný trias až alb. Neskôr pre hlbokovodný vývoj sledu vystupujúceho v krížňanskom príkrove použil Maheľ (1961, 1962, 1967) názov *zliechovská séria*. Ku krížňanskému príkrovu Maheľ (1986) neskôr zaradil aj *beckovskú sériu*. Tú neskôr redefinoval Hók (in Ivanička, 2005).

Beckovská sukcesia

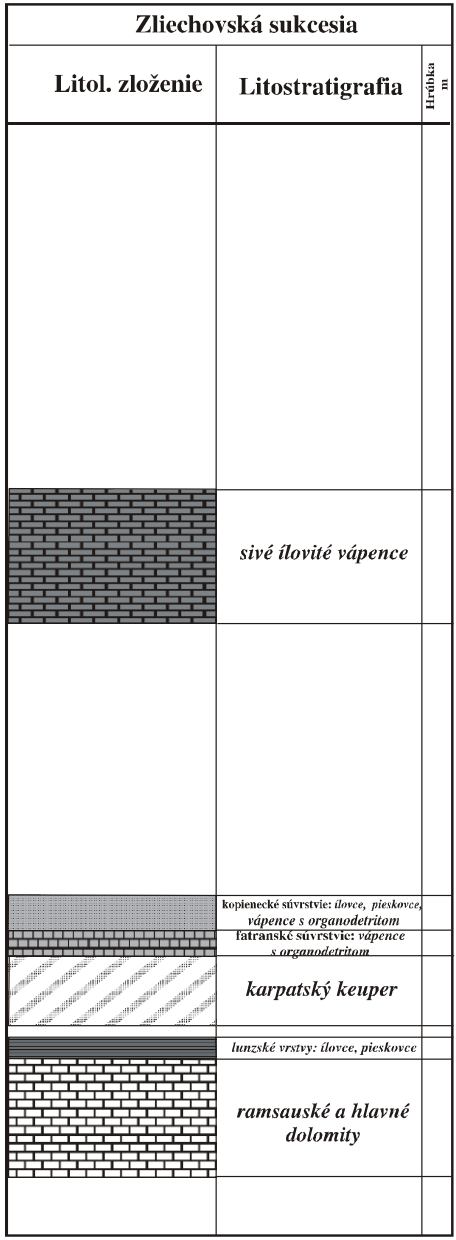
Maheľ (1950, 1959a, b, c), Maheľ in Buday et al. (1963b), Maheľ et al. (1967) a Maheľ a Buday (1968) pre vrstvový sled triasových, jurských a spodnokriedových sedimentov vyskytujúcich sa v širšom okolí Beckova zaviedli termín beckovská séria, resp. beckovská podjednotka („the Beckov subunit“, pozri Maheľ a Buday – eds., 1968) a považovali ich za súčasť tatrika, resp. prechodnej jednotky medzi tatrikom a fatrikom (Maheľ in Buday et al., 1963b). Neskôr Maheľ (1986) zaradil „beckovskú jednotku“ do krížňanského príkrovu, pričom za charakteristický znak považoval *„plytkovodné členy, najmä v liase a spodnej kriede a široké stratigrafické rozpätie najmladšieho flyšoidného súvrstvia“*. Z uvedeného textu (Maheľ, l. c.) je zrejmé, že ide predovšetkým o sedimentárne sekvencie jury a spodnej kriedy v blízkosti Beckova, ale aj sedimenty karpatského keuperu a spodnej jury južne od Krivosúdu-Bodovky. Tie sa považujú za súčasť obalovej, seleckej sukcesie (Hók in Hók a Ivanička et al., 2005).

Do beckovskej sukcesie ako ekvivalentu vysockého faciálneho vývoja fatrika je zaradený kompozitný vrstvový sled (obr. 10) pozostávajúci z litostratigrafických členov v rozsahu stredný trias (anis) až najspodnejšia vrchná krieda (spodný cenoman). Za súčasť tektonickej jednotky fatrika sa v zhode s Maheľom (1986) považujú aj plošne značne rozšírené sivé, svetlosivé, miestami tmavosivé masívne, zriedkavo vrstvovité metamorfované vápence, ktoré sa vyskytujú jv. od Beckova (oblasť Rožňavka) a jz. od Krivosúdu-Bodovky (oblasť Bukovinky – mimo mapovaného regiónu).

Vápence tektonicky prekrývajú rôzne litostratigrafické členy tatrika. Svojou pozíciou tvoria zdanlivo samostatný tektonický element, ktorý je možné považovať za bazálny člen vrstvového sledu fatrika. Nikde na skúmanom území, s výnimkou strednotriasových karbonátov, nie je možné pozorovať tektonickú superpozíciu horninového komplexu, ktorý zaraďujeme do fatrika nad horninami obalovej sekvencie tatrika. Tektonicky zaradené boli sčasti na základe štruktúrnej pozície medzi horninovými sekvenciami obalu kryštalinika a horninami nepochybne patriacimi k hroniku a sčasti na základe ich litofaciálnej podobnosti s vysockým typom fatrika.



Obr. 10. Litostratigrafická tabuľka mezozoika *fatrika* priľahlej časti Považského Inovca (Hók a Havrila, 2005).



Tektonická jednotka fatrika je odkrytá len v dvoch profiloch východne od hradu Beckov a v malých bradielkach medzi Rakoľubmi a Beckovom. Z týchto profilov je možné zostaviť kompozitný vrstvový sled fatrika (obr. 10). Vzhľadom na to, že niektoré litostratigrafické členy pre ich malú hrúbku nie je možné kartograficky vyjadriť, účelovo boli združené pod jednu z vysvetliviek s prihliadnutím na typické litologické zloženie a biostratigrafické datovanie. Prevažnú väčšinu litostratigrafických členov podrobne opísala a biostratigraficky definovala Kullmanová (1958, 1980), preto nasledujúci opis obsahuje len najvýraznejšie, charakteristické znaky.

136 gutensteinské vápence (vysocké vápence); (anis)

Sú to svetlosivé aj tmavosivé, väčšinou masívne, ale aj lavicovité jemnozrnné až celistvé vápence, na čerstvom lome sivé až svetlosivé, často s lastúrnatým lomom. Veľmi často obsahujú hojnú prímes vykryštalizovaného bieleho kalcitu.

Tieto vápence sa v súčasnosti považujú za najspodnejší člen vysockej faciálnej sekvencie *fatrika* a len na základe litologickej podobnosti ich podmienečne korelujeme s vysockými vápencami (sensu Maheľ et al., 1967). Celková hrúbka nepresahuje 100 m.

135 karpatský keuper (norik)

Horniny, ktoré zaraďujeme do karpatského keuperu, sú odkryté v plošne obmedzenom odkryve v záreze poľnej cesty východne od hradu Beckov. Tvoria ich sivé a sivožlté piesčité dolomity a fialové, menej svetlozelené ílovité a piesčité bridlice.

Ich zaradenie do vrchného triasu je konvenčné na základe litologickej podobnosti a pozície vo vrstvovom slede. Odkryté horniny dosahujú celkovú hrúbku okolo 5 m.

134 tmavosivé a tmavohnedé vápnité piesčité bridlice, pieskovce (hetanž)

Vyskytujú sa v bezprostrednom nadloží pestrých bridlíc a dolomitov karpatského keuperu. Intenzívne presutinené odkryvy (1 m^3) sa vyskytujú na východnej strane zárezu prístupovej cesty k hradu Beckov. Sú to vápnité tmavosivé a tmavohnedé bridlice s nepravidelným lomom, doskovité tmavohnedé pieskovce a tmavé až čierne piesčité bridlice. Pri židovskom cintoríne (západný zárez cesty) sa v úlomkoch našli tmavofialové, stredne zrnité krinoidové vápence.

Na základe litológie je možné opísané sedimenty zaradiť do *kopieneckého súvrstvia*. Bez biostratigrafických dôkazov opísané horniny zaraďujeme do spodnej jury až hetanžu.

133 masívne sivé, sivohnedé a ružové krinoidové vápence, sivé krinoidové vápence s hľuzami rohovcov (lias)

Vápence sa vyskytujú v profile južne od hradu Beckov a v malom bradielku východne od štátnej cesty Rakoľuby – Beckov. Sú to prevažne sivé masívne jemnozrnné vápence s premenlivým obsahom klastického kremeňa do veľkosti až 5 mm. Vo vyšších častiach sa vyskytujú nepravidelne roztrúsené tmavosivé rohovce.

Podľa Kullmanovej (1958, 1980) tieto vápence bez bližšieho stratigrafického začlenenia patria do liasu. Maximálna hrúbka opísaného súboru hornín nepresahuje 15 m.

132 masívne a nevýrazne hľuznaté svetlohnedé a sivoružové vápence (doger – malm)

Výskyt je lokalizovaný podobne ako v predchádzajúcom prípade. V profile južne od hradu Beckov vystupujú vápence v bezprostrednom nadloží opísaných liasových vápencov. Litologicky sú to jemnozrnné až celistvé biomikritické vápence. V sivoružových masívnych vápencoch sa vyskytujú aleuritické kremenné zrnká.

Kullmanová (1958) uvádza *Calpionella elliptica* CADISH, *Calpionella alpina* LORENZ, *Globochaete alpina* LOMBARD a *Triloculina foraminifera*. Súvrstvie stratigraficky zaraďuje do dogeru až malmu (c. f. Kullmanová, 1980).

131 doskovité až bridličnaté tmavosivé a hnedosivé vápence (titón – berias)

Vyskytujú sa v profile južne od hradu Beckov. Kullmanová (1958) ich opisuje aj v južnejšom mezozoickom bradielku medzi Rakoľubmi a Beckovom. Posledný výskyt sa nepodarilo overiť.

Ide o doskovité až tenkodoskovité, miestami (v spodných častiach) až bridličnaté slienité vápence. Vo vyšších častiach vrstvového sledu sú vápence doskovité, tmavosivé až hnedosivé, s lastúrnatým lomom a tmavými škvrnami. Mikrofaciálne sú to biomikrity.

Kullmanová (1980) *uvádza Crassicollaria parvulla, Crassicollaria intermedia, Crassicollaria massutiniana, Crassicollaria colomi, Saccocoma* sp., *Calpionella alpina, Tintinopsella carpathica, Calpionellites darderi, Remaniella dadayi* a *Hedbergella* sp.

130 sivé a tmavosivé doskovité hľuznaté vápence s rohovcami, sivé masívne vápence (hoteriv – starší alb)

Nachádzajú sa v severnejšom bradielku východne od cesty Rakoľuby – Beckov, ako aj v profile južne od hradu Beckov. Predstavujú litologicky pomerne výrazný člen súvrstvia. Sú to prevažne doskovité až tenkolavicovité, prevažne hľuznaté sivé, ale aj hnedastosivé jemnozrnné, miestami až slienité vápence s lastúrnatým lomom. V bradielku južne od Beckova v najvrchnejšej časti prechádzajú do hnedosivých, nepravidelne vrstvovitých vápencov.

Kullmanová (1980) uvádza fosílne organizmy – krinoidy, machovky, *Hedbergella* sp., *Cadosina heliosphaera, Anomalina* sp., *Spiroplectammina* sp., *Textularia* sp., *Tintinopsella carpathica*, *Tintinopsella longa*, *Calpionelites darderi*, *Calpionellopsis simplex* a *Lorenziella hungarica*, na základe ktorých sa súvrstvie vápencov stratigraficky datuje na hoteriv až spodný alb. Stratigraficky aj litologicky je možné najmä sivé hľuznaté vápence s rohovcami korelovať s hlbočským súvrstvím sensu Michalík et al. (1990). Celková hrúbka súvrstvia je asi 25 m.

129 sivohnedé slieňovce, tmavohnedé vápnité piesčité bridlice (alb – starší cenoman)

Vyskytujú sa iba v jednom umelom odkryve pred vstupom do hradu Beckov. Kartografické rozšírenie je konštruované len na základe úlomkov v sutine. Je to pomerne monotónny súbor hornín väčšinou bridličnatého vzhľadu s tmavosivou a sivou patinou, na čerstvom lome sú tmavosivé až sivohnedé, s pelitickou až biomikritickou štruktúrou.

Zo súvrstvia boli opísané fosílie (Kullmanová, 1980): *Thalmaninella ticinensis, Thalmaninella appeninica, Thalmaninella ticinensis subticinensis, Rotalipora* ex gr. *cushami montsalvensis* a *Praeglobotrunca* ex gr. *delrioensis*.

Kullmanová a Vozár (1980) zo súvrstvia opísali hyaloklastitové lávy alkalického olivinického bazaltu. Pri terénnych prácach sa na opísanom mieste výskytu podarilo identifikovať iba niekoľko drobných úlomkov bazaltových hornín. Hrúbka súvrstvia sa odhaduje na 15 m.

Zliechovská sukcesia

Názov *zliechovská sukcesia* (Maheľ, 1961) je použitý na označenie sedimentárneho sledu vystupujúceho južne od hrádockej línie (na území mapovaného regiónu medzi Moravanmi nad Váhom a Koplotovcami). Tento sled je zložený zo súboru formálnych a neformálnych litostratigrafických jednotiek s časovým rozsahom od stredného triasu po alb (obr. 10). Charakteristickou črtou sukcesie je neprerušenie sedimentácie a hlbokovodnejší vývoj vyššej časti jury. Vystupuje v nadloží inoveckej sukcesie a v podloží tematínskej kryhy strážovského príkrovu hronika.

128 ramsauské a hlavné dolomity: vrstvovité dolomity a vrstvovité ílovité dolomity (?stredný anis – vrchný karn)

Dolomity stredného a vrchného triasu vystupujú spod kvartérneho pokryvu na severnom okraji obce Moravany nad Váhom, v Ratnovciach, ale najmä medzi Jalšovým a Koplotovcami. Vo vrstvovom slede vystupujú v nadloží gutensteinských vápencov (čo možno pozorovať len mimo tohto regiónu) a v podloží sedimentov karpatského keuperu. Sedimenty lunzských vrstiev ich rozdeľujú na ramsauské a hlavné dolomity.

Ramsauské dolomity sú sivej, tmavosivej, zriedka až čiernosivej, prípadne hnedosivej farby (tmavé variety sú silno bituminózne). Sú vrstvovité, s premenlivou hrúbkou vrstiev 2 – 100 cm, väčšinou s rovnými vrstvovými plochami. Sú prevažne mikrokryštalické až hrubokryštalické („cukrovité“). Zriedkavejšie sa vyskytujú kryptokryštalické ílovité dolomity s typickou bielosivou, mierne žltkastou patinou. Tie sa viažu na polohy žltých, okrových až sivohnedých ílovitých bridlíc s premenlivou hrúbkou. V dolomitoch sú nezriedka zachované laminované textúry (paralelná laminácia), pseudomorfózy po síranoch a intraformačné dolomitové brekcie. Charakteristickým znakom dolomitov je ich rozpad na štrk až piesok. Mikrofaciálne sú to prevažne sparity.

Hlavné dolomity sú biele, svetlosivé aj tmavosivé, mikrokryštalické, zreteľne vrstvovité, s hrúbkou vrstiev 1 – 85 cm. Vrstvové plochy sú rovné. Sporadicky je zachovaná laminovaná textúra. Ojedinele sa v nich vyskytujú *birds-eyes*. Charakteristická je najmä fácia svetlosivých kryptokryštalických ílovitých vrstvovitých dolomitov s hrúbkou vrstiev 5 – 25 cm, pripomínajúcich keuperdolomit. Majú typickú bielu až žltkastú patinu. Vyznačujú sa ihličkovitým rozpadom kolmým na vrstvové plochy. Chemické analýzy z dolomitov urobili Michel (1956) a Masár (1980).

Fosílie sa nezistili ani v ramsauských, ani v hlavných dolomitoch. Vek dolomitov je stanovený na základe pozície vo vrstvovom slede.

127 lunzské vrstvy: ílovce a pieskovce (jul – spodný tuval)

Sedimenty *lunzských vrstiev* tvoriace tenkú polohu na rozhraní ramsauských a hlavných dolomitov vystupujú na východnom okraji obce Koplotovce.

Súvrstvie flyšového charakteru tvoria striedajúce sa pieskovce a ílovce. Piesčité sľudnaté ílovce sú čiernosivej a zelenosivej farby. Z textúrnych znakov sa v nich vyskytuje paralelná laminácia. Sľudnaté pieskovce sivohnedej až sivozelenej farby nadobúdajú zvetrávaním hrdzavú farbu. Sľuda je v nich sústredená najmä na vrstvových plochách. Pieskovce sú drobno- až strednozrnné, vrstvovité, s hrúbkou vrstiev 1 – 5 cm. Pomerne často je v nich zachovaná paralelná laminácia.

Fosílie sa nezistili. Ferenczi (1915) zaradil súvrstvie do vrchného triasu. Na základe analógie s lunzskými vrstvami hronika ležiacimi v nadloží svarínskych vrstiev (zóna s *Trachyceras aonoides*) konštatoval Bystrický (1977) ich julský vek (najmä vyššia časť podstupňa jul). Novšie práce (napr. Šabíková-Hlôšková in Havrila et al., 1995) preukazujú zasahovanie lunzských vrstiev hronika až do podstupňa tuval.

126 karpatský keuper: ílovce, kremenné pieskovce – kremence a dolomity (norik)

Sedimenty *karpatského keuperu*, vynárajúc sa spod kvartérneho pokryvu, tvoria množstvo izolovaných výstupov v okolí obce Banka. Rovnakú pozíciu majú aj južne od Ratnoviec, v Jalšovom a v Koplotovciach. Ich pozíciu vo vrstvovom slede možno pozorovať len v Koplotovciach, kde vystupujú v nadloží hlavného dolomitu.

Súvrstvie má pestrý faciálny vývoj. Tvoria ho psefiticko-psamitické horniny (kremenné pieskovce až kremence), pelitické a peliticko-psamitické horniny (ílovce a piesčité ílovce) a karbonáty (dolomity a rauvaky). Podstatnú masu tvoria ílovce pestrých farieb (prevládajú červenofialové, zriedkavejšie sú okrové a sivozelené). Typický je ich ihličkovitý rozpad spôsobený klivážou. Vrstvovité kremenné pieskovce až kremence svetlosivej a ružovej farby tvoria polohy v spodnej časti súvrstvia. Vrstvovitý ílovitý dolomit sivomodrej až zelenkavej farby s typickou bieložltou patinou (poznal ho už Stache, 1864) tvorí polohy vo vrchnej časti súvrstvia.

Fosílie sa nevyskytujú. Stur (1860b) túto fáciu považoval za červenú jalovinu (perm). Do vrchného triasu súvrstvie zaradili Stache (1864a, b), Hauer (1864, 1878), Stur (1868) a Uhlig (1902).

125 fatranské súvrstvie: vápence s organodetritom (rét)

Vápence *fatranského súvrstvia* sa zistili len severne od Sokoloviec, kde vystupujú v podloží sedimentov kopieneckého súvrstvia, a vo vinohradoch medzi Ratnovcami a Bankou, kde vystupujú spod kvartérneho pokryvu.

Súvrstvie tvoria sivé až čiernosivé vrstvovité oolitické vápence, vápence s organodetritom, organodetritické vápence, lumachelové vápence a ílovité dolomity tvoriace polohy vo vápencoch.

Súvrstvie je bohaté na fosílie. Stur (1860b) z lokality od Banky uvádza: *Terebratula gregaria* SUESS a *Plicatula intustriata* EMMR. Stache (1864) uvádza od Banky *Terebratula gregaria* SUESS, *Avicula contorta* PORTL., *Plicatula intustriata* EMMR., *Lima gigantea*, *Neoschizodus posterus* QUENST. a *Turbo* sp. Z opusteného lomu v Banke uvádza Kochanová (1965): *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK), *Chlamys* sp., *Propeamussium (Parvamussium) schafhäutli* (WINKLER), *Plicatula* cf. *archiaci* (STOP.) a *Rhaetina gregaria* (SUESS). Michalík (1975) z rovnakej lokality uvádza ešte *Atreta intustriata* WINKLER. Vek súvrstvia stanovil už Stur (1860b).

124 kopienecké súvrstvie: ílovce, pieskovce a vápence s organodetritom (hetanž – spodný sinemúr)

Sedimenty *kopieneckého súvrstvia* sa zistili len v drobných izolovaných výstupoch spod kvartérneho pokryvu napríklad na úpätí pohoria medzi Ratnovcami a Bankou, v eróznej ryhe južne od Ratnoviec a severne od Sokoloviec. Rozsiahlejšie plochy zaberajú len severne od Sokoloviec.

Súvrstvie pozostáva z kremenných a vápnitých, dobre vytriedených pieskovcov, ílovitých a ílovito-piesčitých bridlíc, vápencov s organodetritom a lumachelových vápencov. Vápence s organodetritom až organodetritické vápence (najmä krinoidové), miestami lumachelové (bivalvie, brachiopódy), sú sivej, modrosivej až čiernosivej farby. Zvetrávaním nadobúdajú hnedosivú až okrovú farbu. Sú vrstvovité, s nerovnými vrstvovými plochami, s hrúbkou vrstiev 2 – 30 cm. Častá je laminovaná textúra. Vápnité ílovce a piesčité ílovce sú sivozelenej, modrosivej, čiernosivej, hrdzavej až okrovej farby. Charakteristická je sľudnatosť. Vápnité vrstvovité pieskovce s hrúbkou vrstiev 1 – 15 cm modrosivej, po zvetraní hrdzavej farby sú často paralelne laminované.

Faunu zistila Kochanová (1965). Z lomu pri liehovare v Radošine (mimo mapovaného regiónu) uvádza: *Plagiostoma valoniensis* (DEFR.), *Plicatula (Plicatula) hettangiensis* (TERG.), *Liostrea irregularis* (MÜNST.) a *Modiolus* sp.

Vek preukázaný faunou je hetanž. Spodnoliasový vek súvrstvia stanovil už Stache (1864), ktorý súvrstvie opísal južne od Ratnoviec.

123 sivé ílovité vápence (vrchný titón – barém)

Zistili sa v podloží karbonátov *hronika* pri Hôrke nad Váhom a ich výstupy spod kvartérneho pokryvu sa zaznamenali na úpätí pohoria severne od Ratnoviec.

Kalové až mikrokryštalické vápence svetlosivej farby sú vrstvovité. Vrstvové plochy sú rovné. Majú hladký lastúrnatý lom. Vyznačujú sa veľmi svetlou patinou.

Paleontologicky preukázaný vek fácie je berias. Mikrofauna bola získaná len mimo mapovaného regiónu.

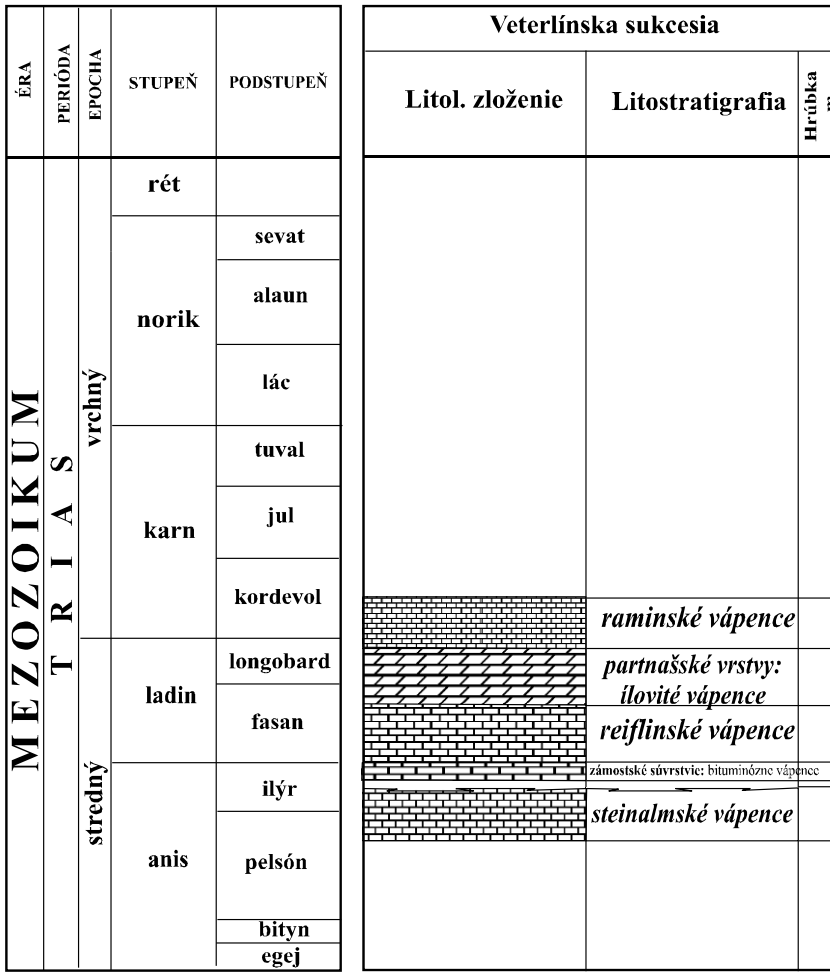
HRONIKUM

Na základe súčasných poznatkov (Havrila in Havrila a Buček, 1992; Havrila, 1993; Havrila in Polák et al., 1996; Havrila in Plašienka et al., 1997b; Havrila in Kováč a Havrila, 1998; Havrila a Boorová in Vozár et al., 2002; Havrila in Havrila et al., 2004; Havrila, 2004; Havrila in Ivanička et al., 2005) možno konštatovať, že v tomto regióne sú zastúpené pravdepodobne dve príkrovové telesá budované dvomi odlišnými vrstvovými sledmi.

Vrstvový sled hronika zachovaný na hradnej skale v Beckove a v lome južne od Beckova, tvorený prechodnou sukcesiou obsahujúcou sedimenty vzniknuté v hlbokovodnejšom aj plytkovodnejšom prostredí typu *veterlínskej sukcesie* (obr. 11), možno považovať za rovnocenný (zhodný) so sledom zachovaným v Malých Karpatoch vo veterlínskom príkrove, so sledom zachovaným v Strážovských vrchoch v príkrove Ostrej Malenice, so sledom zachovaným na hrebienku Topoľčianskeho hradu v Podhradí v Považskom Inovci a so sledom príkrovovej trosky Teplého vrchu pri Starej Lehote (mimo tohto regiónu). Je to sled pochádzajúci zo sedimentačného priestoru nachádzajúceho sa medzi sedimentačným priestorom bazénu Dobrej Vody a sedimentačným priestorom mojtínsko-harmaneckej karbonátovej platformy. Na základe typu vrstvového sledu a regionálnej pozície tektonických telies, ktoré tvorí, možno predpokladať, že príkrovová troska zachovaná v Beckove, príkrovová troska Teplého vrchu zachovaná pri Starej Lehote spolu s nepomenovaným čiastkovým príkrovom zachovaným na báze hronika pri Podhradí a s veterlínskym príkrovom a príkrovom Ostrej Malenice boli pred jeho dezintegráciou súčasťou toho istého príkrovového telesa. Toto teleso v príkrovovej stavbe hronika leží pod považským príkrovom a v budúcnosti kvôli jednoznačnej komunikácii bude potrebné ho pomenovať[4].

[4]Pre obsahovo aj pozične rovnocenné telesá ležiace v Považskom Inovci použil Havrila (in Ivanička et al., 2006) pracovný názov *príkrov Teplého vrchu, Podhradia a Beckova*; tento názov by sa mal nahradiť názvom zahŕňajúcim aj rovnocenné telesá v Malých Karpatoch a Strážovských vrchoch.

Vrstvový sled hronika vystupujúci južne od Beckova, t. j. od Kálnice až po Hubinu, budujú sedimenty *bebravskej skupiny* karbonátovej platformy (obr. 11). V zmysle Havrilu (in Vozár et al., 2002) ho možno považovať za súčasť *tematínskej kryhy považského príkrovu*.

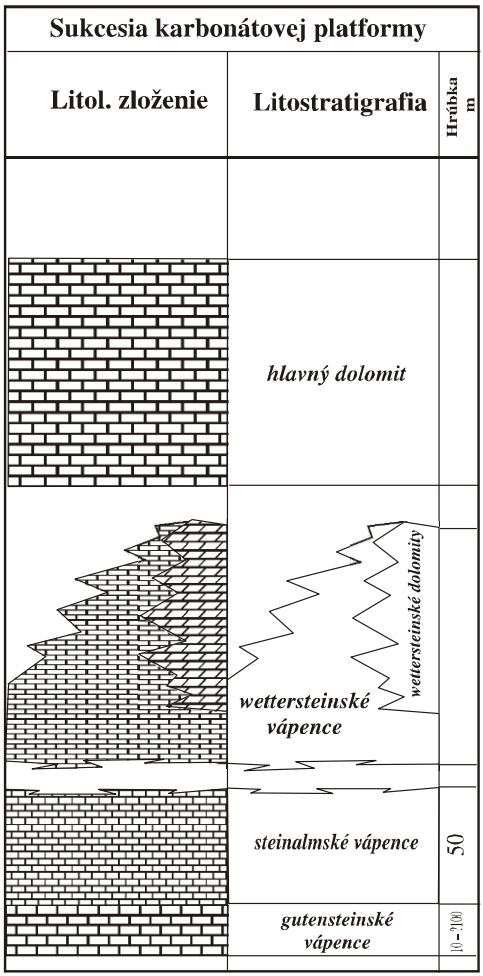


Obr. 11. Litostratigrafická tabuľka *hronika* priľahlej časti Považského Inovca.

Tematínska kryha považského príkrovu

Bebravská sukcesia

Sukcesia karbonátovej platformy *tematínskej kryhy považského príkrovu* pozostáva z nasledujúcich skupín sedimentov, zoradených od najstarších po najmladšie: a) zo sedimentov *skupiny jednotnej karbonátovej plošiny – gutensteinskej* (z nej sa zachovali najmä gutensteinské vápence a výnimočne aj svetlé vápence, podmienečne zaradené k steinalmským vápencom), b) z *bebravskej skupiny mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny* (z nej sa zachovali svetlé vápence, podmienečne zaradené k wettersteinským vápencom, a wettersteinské dolomity), c) zo *skupiny hlavného dolomitu plošiny hlavného dolomitu* (z nej sa zachovali len hlavné dolomity). Sled je teda totožný s bebravskou sériou (Maheľ, 1973).



Telesá triasových karbonátov na západnom okraji pohoria medzi Kálnicou a Novianskou dolinou ležiace nad kryštalinikom tatrika a jeho obalom tvoreným sedimentmi mladšieho paleozoika až spodného triasu boli doteraz zaradené k tatriku (Zimáň, 1979). Na základe prítomnosti svetlých vápencov v ich vrstvovom slede, podmienečne zaradených k steinalmským a wettersteinským vápencom, sú teraz podmienečne zaradené k hroniku. Podobne sú v tomto priestore podmienečne zaradené aj dolomity vystupujúce v nadloží gutensteinských vápencov.

122 gutensteinské vápence: tmavosivé hrubovrstvovité vápence (egej – spodný pelsón)

Zistili sa na západnom úpätí pohoria medzi Hôrkou nad Váhom a Kálnicou (severné svahy k. 291 m n. m., 0,5 km v. od Hôrky nad Váhom, s. od vyústenia

Novianskej doliny, na západnom úpätí k. Sochoň a k. 240 m n. m., 1 km v. od Kočoviec). Vystupujú v podloží wettersteinských dolomitov, prípadne v podloží steinalmských vápencov.

Tmavosivé až čiernosivé bituminózne mikrokryštalické, často rekryštalizované hrubovrstvovité vápence s hrúbkou vrstiev 15 – 100 cm, prestúpené sieťou žiliek kalcitu, neobsahujú organické zvyšky. Zvetrávaním získavajú sivú patinu. Vystupujú v nich vrstvy sivého mikrokryštalického dolomitu.

121 steinalmské vápence: svetlosivobiele vápence (vrchný pelsón – spodný ilýr)

Zistili sa len na k. 240 m n. m. 1 km východne od Kočoviec. Vystupujú v nadloží gutensteinských vápencov a v podloží wettersteinských dolomitov.

Sú to svetlosivé až bielosivé vrstvovité rekryštalizované a silno skrasovatené čisté vápence.

120 wettersteinské dolomity: svetlosivé vrstvovité dolomity lagunárnej fácie (vrchný ilýr – karn)

Známe sú zo západných úpätí pohoria južne od Ducového a z rovnakého priestoru ako gutensteinské vápence, t. j. z úpätia pohoria medzi Hôrkou nad Váhom a Kálnicou.

Sú to svetlosivé až bielosivé, silne rekryštalizované, tektonicky silne porušené (brekciovité, rozpadávajúce sa na piesok až štrk) vrstvovité dolomity lagunárneho vývoja. Najmä pri Ducovom sú v nich zachované stromatolity.

119 wettersteinské vápence: svetlosivobiele vrstvovité vápence (ladin – karn)

Zistili sa len na južnom úpätí k. 291 m n. m. v Hôrke nad Váhom pri vstupe do záhradkárskej kolónie.

Sú to svetlosivé až bielosivé vrstvovité vápence, silne rekryštalizované. Zatiaľ sa v nich nezistili žiadne organické zvyšky.

118 hlavné dolomity: hnedosivé hrubovrstvovité dolomity (vrchný karn – norik)

K hlavným dolomitom boli zaradené dolomity vystupujúce na západnom úpätí pohoria v úseku medzi Hôrčanskou a Hrádockou dolinou. Sú to svetlohnedosivé mikrokryštalické, pomerne hrubovrstvovité dolomity s hrúbkou vrstiev 10 až 50 cm, bez organických zvyškov.

Príkrovová troska beckovskej hradnej skaly

Veterlínska sukcesia

Sukcesia veterlínskeho typu príkrovovej trosky beckovskej hradnej skaly pozostáva z nasledujúcich skupín sedimentov, zoradených od najstarších po najmladšie: a) zo *skupiny sedimentov jednotnej karbonátovej plošiny – gutensteinskej* (z nej sa zachovali len steinalmské vápence), b) zo *skupiny Dobrej Vody* (z nej sa zachovali sedimenty *zámostského súvrstvia*, reiflinské vápence a sedimenty *partnašských vrstiev*), c) z *bebravskej skupiny mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny* (z nej sa zachovali len raminské vápence).

117 steinalmské vápence: vápence s dasykladálnymi riasami (vrchný pelsón – spodný ilýr)

Sú to sivé jemnozrnné vápence s karbonátovým (?organo)detritom jemne piesčitej frakcie. Pre silné tektonické porušenie (brekciácia, vznik siete kalcitových žiliek) nemožno zistiť, či sú vápence vrstvovité alebo masívne. Rovnako nemožno konštatovať, že sú svetlé – biele, ako ich charakterizoval Bystrický (1985). Za steinalmské vápence ich možno pokladať len na základe ich pozície vo vrstvovom slede a na základe nálezu fosílií (Bystrický, l. c.).

Mikrofaciálne ich možno charakterizovať ako mikrosparity, pelmikosparity a mikrity-mikrosparity. Hornina je prestúpená klencami dolomitov a kalcitovými žilkami. Rekryštalizácia v nich zotrela pôvodnú mikrofáciu, ktorá je väčšinou zachovaná len fantómovo.

Z organických zvyškov sú zachované prierezy misiek bivalvií alebo brachiopódov, juvenilné brachiopódy, tenkostenné bivalvie, ojedinele foraminifery, prierezy stielok rekryštalizovaných dasykladálnych rias a detrit krinoídeí. Bystrický (l. c.) v tejto litostratigrafickej jednotke zistil skromné výskyty aniských druhov dasykladálnych rias, najmä druhu *Physoporella dissita* (GÜMB.) PIA. Boorová (2005) v nich zistila zriedkavý až vzácny výskyt foraminifer, z ktorých identifikovala *Meandrospira* cf. *dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIĆ.

116 zámostské súvrstvie: tmavohnedosivé vrstvovité vápence s organodetritom (vyšší ilýr)

Zastupujú ho tmavohnedosivé jemnozrnné bituminózne vápence s pomerne jemnozrnnou organodetritickou prímesou. Na navetraných plochách možno rozlíšiť detrit článkov ľalioviek, úlomky schránok bivalvií alebo brachiopódov, zriedkavo aj juvenilné brachiopódy. Vo vyššej časti súvrstvia možno rozoznať vrstvovitosť.

Mikrofaciálne možno vápence zámostského súvrstvia charakterizovať ako biomikrity s natlačenou vláknovou mikrofáciou (z organických zvyškov sú zastúpené úlomky článkov ľalioviek, ?machovky a foraminifery), natlačené pelbiomikrity-pelbiomikrosparity (z organických zvyškov sú zastúpené ihlice hubiek,

tenko- aj hrubostenné schránky bivalvií a rádiolárie, ojedinele články ľalioviek, foraminifery, gastropódy, ?ostrakódy) či intrabiosparity s riasovými hľuzkami, ktoré sporadicky obrastajú mikritové klasty (z organických zvyškov sú zastúpené články ľalioviek, ostne ježoviek, foraminifery a gastropódy).

Z vápencov zámostského súvrstvia pochádzajú brachiopódy anisu: *Spiriferina fragilis* SCHLOTHEIM, *Retzia trigonela* SCHLOTHEIM a *Spiriferina Mentzelii* DUNKER, ktoré našiel a určil Stache (1864a, b); brachiopódy anisu, ktoré na hradnej skale v Beckove v roku 1964 našiel Maheľ a určil Pevný: *Mentzelia mentzeli* (DUNKER), *Tetractinella trigonella* (SCHLOTHEIM) a *Koeveskallina koeveskalyensis* (STUR); brachiopódy anisu, ktoré v lome pri Beckove v roku 1964 našiel Maheľ a určil Pevný: *Mentzelia mentzeli* (DUNKER), *Tetractinella trigonella* (SCHLOTHEIM), *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTHEIM) a *Koeveskallina koeveskalyensis* (STUR). Pravdepodobne z nich pochádza aj časť mikrofauny publikovaná Mockom (1971). Z nich pochádza aj mikrofauna ilýru, ktorú zistili Kozur a Mock (1974): *Acanthotheelia anisica* MOSTLER, *A. spinoza* FRIZZELL – EXLINE, *Achistrum issleri* (CRONEIS), *Eocaudina subhexagona* GUTSCHICK, CANIS – BRILL, *Kuehnites spiniperforatus* (ZAWIDZKA), *Priscopetatus acanthicus* MOSTLER, *P. bartensteini* (DEFLANDRE – RIGAUD), *P. heisseli* MOSTLER, *P. mostleri* STEFANOV, *P. multiperforatus* MOSTLER, *P. pauciperforatus* MOSTLER, *P. slovakensis* KOZUR – MOCK, *P. staurocumitoides* MOSTLER, *P. triangularis* KOZUR – MOCK, *P.* cf. *triassicus* MOSTLER, *P. tyrolensis* MOSTLER, *Tetravirga* cf. *imperforata* FRIZZELL – EXLINE, *Thelia. perforata* MOSTLER, *T. immisorbicula* MOSTLER, *T. patinaformis* MOSTLER, *T. planorbicula* MOSTLER, *T. pseudoplanata* KOZUR – MOCK, *T. zapfei* KOZUR – MOSTLER, *T. undata* MOSTLER, *Fissobractites* sp. a početné gondolely bez *Gladigondolelly tethydis* (HUCKRIEDE). Ďalšiu mikrofaunu z nich získal Pevný (os. informácia): *Gondolella mombergensis* TATGE, *G. excelsa* (MOSHER), *Theelia immisorbicula* MOSTLER, *Priscopedatus tyrolensis* MOSTLER, *P. multiperforatus* MOSTLER, *P. triassicus* MOSTLER a *P. bartensteini* (DEFLANDRE – RIGAUD). Boorová (2005) z týchto vápencov určila: *Arenovidalina chialingchiangensis* HO, *Frondicularia woodwardi* HOWCHIN, *Ammodiscus multivolutus* REITLINGER, *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIĆ, *Diplotremina subangulata* KRISTAN-TOLLMANN, *Tolypammina gregaria* WENDT, *Planiinvoluta* sp., *Dentalina* sp., *Lenticulina* sp., *Meandrospira* sp., *Nodosaria* sp. a *Dentalina* sp.

115 reiflinské vápence: vrstvovité a hľuznaté vápence s hľuzami rohovcov (fasan)

Ide o horniny, ktoré sa dajú bez problémov identifikovať a odlíšiť. Sú to zreteľne vrstvovité tmavohnedosivé mikrokryštalické vápence s nápadnými hľuzami rohovcov. Ich vrstvové plochy sú nerovné, poprehýbané, uzlovité. Lupou možno zistiť, že sú preplnené tenkostennými schránkami bivalvií.

Pravdepodobne z nich pochádza aj časť mikrofauny publikovaná Mockom (1971). Pochádza z nich aj mikrofauna, ktorú zistili Kozur a Mock (1974). Boorová (2005) z nich určila foraminifery *Arenovidalina chialingchiangensis* HO, *Diplotremmina subangulata* KRISTAN-TOLLMANN, *Pseudonodosaria* sp. a ďalšie nodosaridné formy.

Mikrofaciálne možno reiflinské vápence charakterizovať ako biomikrity až pelbiomikrity s natlačenou vláknovou mikrofáciou, s rádiolériami a ostrakódmi.

114 partnašské vrstvy: ílovité vrstvovité vápence, ílovce (longobard)

Mikrokryštalické vápence vystupujúce v nadloží reiflinských vápencov majú nápadne svetlejšie farby (rôzne prechody sivej, hnedosivej a žltosivej farby) a majú nápadne vysoký obsah ílovitej prímesi. Striedajú sa úseky vrstvovitých sivých rovnoplochejších, menej ílovitých vápencov s úsekmi vrstvovitých mixtitov, v ktorých je premiešaná hmota čistejšieho (sivého) a ílovitejšieho (žltosivého) vápenca. Plochy mixtitov sú často nerovné. Nerovnosti sú spôsobené drobnými hľuzami (haluškovitého tvaru) čistejšieho vápenca pokrývajúcimi celú plochu vrstvy, vzniknutými premiešaním litologicky odlišných zložiek pravdepodobne pri sklze sedimentu. V nerovnostiach vrstvových plôch sú zachované zvyšky ílovitých bridlíc. Vo vyššej časti súvrstvia (v delovej bašte hradu Beckov) smerom do nadložia narastá hrúbka vrstiev a vyskytujú sa v nej aj 3 asi 15 cm hrubé polohy žltosivých partnašských ílovcov (bridlíc). Tieto polohy Wolska et al. (2002) považujú za pyroklastiká. Vápence, v ktorých sú uložené, charakterizovali ako kalcilutity a hrubovrstvovité bioklastické vápence. Organodetrit (úlomky článkov ľalioviek a detrit tenkostenných schránok bivalvií) je zreteľne zriedkavejší a viaže sa na čistejšie neílovité vrstvy.

Fosílie z tejto časti vrstvového sledu sa doteraz nezistili. Boorová (2005) v nich zistila veľmi vzácne sa vyskytujúce foraminifery *Arenovidalina chialingchiangensis* HO.

Mikrofaciálne sú to pelbiomikrity-pelbiomikrosparity s vláknovou mikrofáciou. Obsahujú juvenilné brachiopódy, rádiolárie, ostrakódy a ojedinele aj foraminifery.

113 ?raminské vápence: svetlosivé hrubovrstvovité vápence s organodetritom (vrchný longobard – kordevol)

Najvyšší člen vrstvového sledu hronika na hradnej skale v Beckove tvoria svetlosivé rovnorodé čisté (neílovité) drobnokryštalické rekryštalizované vápence. Vrstvovitosť je v nich len nezreteľná. Lepšie je pozorovateľná najmä v spodnej časti telesa týchto vápencov, pôsobiacich dojmom masívnych nevrstvovitých vápencov. Pri detailnom pohľade je však vrstvovitosť v celej hrúbke telesa zreteľná a charakteristický je výskyt stylolitov paralelných s vrstvovitos-

ťou. Mikrofaciálne sú to pelmikrosparity. Obsahujú autigénny kremeň, ojedinele aj ostrakódy a foraminifery. V najvyššej časti vápencov sa zvyšuje frekvencia výskytu organodetritu aj foraminifer.

Starší autori súvrstvie zahrnuli pod muschelkalk (Stache, 1864a, b), resp. pod virglorský vápenec (Uhlig, 1903). Mladší autori toto súvrstvie označujú ako svetlé vápence (Maheľ, 1967), masívne sivé vápence (Maheľ, 1967), masívne svetlé vápence, miestami až wettersteinského typu (Mock, 1971), masívne svetlé vápence, čiastočne podobné „wettersteinským vápencom" (Kozur a Mock, 1974), svetlosivé až sivé vápence, resp. sivé až biele vápence, silne rekryštalizované, ktoré na základe údajného nálezu riasy *Physoporella pauciforata* Bystrickým pokladal Maheľ (1979b) za steinalmské vápence, fasanské svetlé vápence wettersteinského typu (Salaj in Salaj et al., 1993), masívne biele vápence – wettersteinské vápence (Maheľ, 1984, 1986) či vápence raminského a wettersteinského súvrstvia (Masaryk, 1993).

Fosílie zo súvrstvia zatiaľ takmer nie sú známe. Len Salaj (in Salaj et al., 1983) v nich zistil *Lamelliconus* aff. *ventroplanus* (OBERH.). Na základe osobného oznámenia Salaja (vychádzajúceho z jeho revíznych prác) tento druh má rozpätie najvrchnejší ladin (longobard) – spodný karn. Boorová (2005) určila *Valvulina azzouzi* SALAJ, *Frondicularia woodwardi* HOWCHIN, *Turriglomina mesotriasica* (KOEHN-ZANINETTI), *Pseudonodosaria* sp., *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Planiinvoluta* sp. a cf. *Meandrospira* sp. a stanovila vek v rozpätí stredný anis – spodný karn.

3.1.2. Malé Karpaty – priľahlá časť

TATRIKUM

KRYŠTALINIKUM

PALEOZOIKUM

Kartografické zobrazenie *kryštalinika* priľahlej časti Malých Karpát nadväzuje najmä na publikovanú geologickú mapu (Maheľ a Cambel, 1972). V súčasnom zobrazení sa rešpektuje konvenčné rozdelenie malokarpatských kryštalických bridlíc na *pezinsko-pernecké kryštalinikum* a *harmónsku sériu* (Cambel, 1954a), hoci účelnejšie sa javí areálne členenie predvrchnopaleozoických metamorfovaných hornín na metamorfovaný plášť *bratislavského (granitoidného) masívu* a metamorfovaný plášť *modranského (granitoidného) masívu*. Na úzkom leme pohoria je obťažné definovať zásadné rozlišujúce kritériá a zodpovedajúce geologické hranice medzi fylitickými (prípadne amfibolitickými) horninami *pezinsko-perneckého kryštalinika* a *harmónskej série*.

Horninové domény sv. od Častej, znázornené ako pararuly a fylity kryštalinika (Cambel in Maheľ a Cambel, 1972), sú priradené k *harmónskej sérii*. Do istej

miery blízke tejto pracovnej predstave je vyjadrenie na geologickej mape 1 : 200 000 (Cambel in Buday et al., 1962), kde je *harmónska séria* ponímaná „sensu stricto“ a jej rozšírenie je obmedzené len na oblasť výskytu karbonátov, prípadne metabázických hornín (ostatné metamorfované horniny boli začlenené do spoločnej skupiny metamorfovaného *kryštalinika*). Takéto vyjadrenie sa javí ako najobjektívnejšie. Pretože však nie je dobre známa situácia v centrálnych častiach malokarpatského masívu, bolo nutné od neho upustiť a prikloniť sa k naznačenému „kompromisnému“ riešeniu.

Amfibolické horniny v minulosti detailne opísal a priestorovo rozlíšil Cambel (1952; in Maheľ a Cambel, 1972), pričom amfibolity *harmónskej série* sú totožné s dominujúcou skupinou amfibolitov *pezinsko-perneckého kryštalinika*. Uvedené členenie amfibolitov je v tejto práci (na rozdiel od skutočnosti) mierne zjednodušené. Potvrdzujú to najmä fakty, že mapovacím výskumom v teréne ani petrograficky nie je možné dostatočne vyjadriť detaily pestrej litologickej škály týchto hornín. V amfibolických horninách sa tak isto nedarí preukázať metamorfnú zonalitu, aká bola schematizovaná v metapelitoch (Korikovskij et al., 1984, 1985) – považuje sa za pravdepodobné, že metamorfný stupeň bázických hornín je v rozhodujúcej miere zapríčinený primárnym litologickým zložením. V skúmanom území sú amfibolické a fylitické horniny podmienečne rozčlenené na oblasť výskytu v rámci *harmónskej série* a *pezinsko-perneckého kryštalinika*.

Oblasť modranského masívu

112 fylity *„harmónskej série“*: chloriticko-sericitické kremité bridlice, metapieskovce, biotitické fylity, miestami kontaktné rohovce

Fylitické horniny *harmónskej série* budujú predovšetkým metapsamitické horniny a jemne laminované bridličnaté fylity s hojnou prítomnosťou organickej hmoty, ktorá dáva horninám sivé odtiene. V porovnaní s fylitmi *pezinsko-perneckého kryštalinika* sa tieto horniny vyznačujú väčšou variabilitou v primárnom litologickom zložení s výraznejším zastúpením pelitických lamín, čiernych bridlíc a pod. Tie v určitých doménach asociujú s opísanými karbonatickými a metabázickými horninami. Zvyčajne je dobre rozpoznateľná primárna textúra aj štruktúra hornín. Generálne, ale nie výlučne, o niečo nižší stupeň metamorfného prepracovania harmónskych fylitov oproti fylitom pezinsko-perneckého pruhu naznačuje heterogénna zrnitosť primárneho pieskovca, ako aj hojná prítomnosť asi 0,5 mm veľkých klastov kremeňa, zakaleného plagioklasu, ojedinele K živca i plagioklasovo-kremenných litoklastov v jemnozrnnej základnej hmote (asi 0,05 až 0,1 mm). Tieto horniny podliehajú nízkotlakovej kontaktnej metamorfóze pri vzniku škvrnitých až plodových bridlíc.

Litotypy biotitových kremitých fylitov s variabilným obsahom plagioklasu majú prakticky zhodné litologicko-metamorfné črty v bratislavskej aj modranskej doméne vrátane občasného granátu. Okrem biotitických fylitov, miestami až

kontaktných rohovcov, boli v skúmanom úseku *harmónskej série* identifikované rozličné typy fylitov pelitického pôvodu. Striedajú sa kremité a jemnozrnné (Ø do 0,05 mm) sericitické laminy, niekedy spolu s chloritom a kremeňom. Takéto chloriticko-sericitické fylity, nepatrne ovplyvnené tepelným účinkom granitoidov, sú výraznejšie zastúpené napr. v oblasti medzi obcami Píla a Častá, aj keď sa nízko metamorfované litologické typy objavujú prakticky vo všetkých doménach *modranského masívu*. V laminovaných fylitoch *harmónskej série* je miestami možné pozorovať metamorfnú bridličnatosť s_1 (niekedy sprevádzanú lineáciou či mikrovrásnením), prebiehajúcu diskordantne vo vzťahu k sedimentárnej bridličnatosti s_0. S mierou deformačného pretvorenia vzrastá aj stupeň metamorfného pretvorenia, ako to dokumentuje vývoj orientovaného biotitu.

V kontaktnej aureole modranského granodioritu sa vyvíjajú agregáty všesmerného jemnozrnného biotitu – škvrnité bridlice prechádzajúce až do plodových bridlíc s kordieritom a andaluzitom. Vo viac pelitickom protolite kryštalizujú pri kontakte s granodioritom až 1 cm veľké lupene muskovitu, granát do veľkosti 1 mm a predpokladaný kordierit vo forme sericitických agregátov. V súčasnosti v rámci litologických typov fylitov *harmónskej série* možno pozorovať nápadnejšie litologické variácie, ktoré sú lokalizované pomocou značiek (a, b, c), naložené na základnom litologickom type.

112a kordieritické bridlice s hojnými prienikmi granitoidov

Do fylitických hornín miestami (najčastejšie pozdĺž foliačných plôch) prenikajú žily modranského granitoidu hrubé niekoľko decimetrov až metrov a zapríčiňujú vývoj nápadných tmavých, 0,5 – 1 cm veľkých blastov kontaktného kordieritu, sporadicky aj andaluzitu. Tieto výrastlice prerastajú cez jemnozrnnú, metamorfne usmernenú základnú hmotu zloženú z kremeňa, plagioklasu, sericitu a drobného biotitu (bt I), ale zvyčajne vystupujú ako sericitické pseudomorfózy. Vo forme priečnych lupeňov sa vytvoril biotit (bt II), muskovit alebo drobné žilky biotitu, a to nezriedka v mladšej pozícii oproti pinitizovanému kordieritu. Spolu s novovytvoreným turmalínom to poukazuje na alochemické účinky modranského granodioritu počas kontaktne metamorfných dejov. Plodové bridlice, ktoré predstavujú najvyššie teplotné postihnutie metamorfného plášťa *modranského masívu*, možno najlepšie pozorovať severne od obce Kráľová pri Modre. Vplyv tepelných účinkov granitoidov dokumentujú v tejto oblasti aj pestré minerálne asociácie v niektorých karbonátových telesách (kolónka 110).

112b prevaha čiernych bridlíc nad fylitmi

Pre horniny *harmónskej série* je všeobecne charakteristická prímes uhlíkatej substancie, ktorá sa nachádza vo fylitoch v rozptýlenej forme, a to buď ako jemné laminy, výrazne obohatené o uhlík, alebo v podobe samostatných preplástkov čiernych bridlíc. Polohy tvorené veľmi jemnozrnnými čiernymi bridlicami obsa-

hujú až ¾ modálneho objemu uhlíka a niektoré laminy buduje výlučne organický uhlík. Laminované, často až masívne jemnozrnné čierne bridlice vystupujú v asociácii s karbonátmi, niekedy jemnozrnnými sericitickými pelitmi alebo bázickými tufmi a súvisia s anoxickými podmienkami vývoja niektorých domén harmónskej série. Takéto litologické typy prevažujú napr. na sv. úpätí obce Dubová. Čiernymi bridlicami v malokarpatskom regióne sa podrobne zaoberajú najmä geochemicky orientované práce (Khun, 1985; Cambel a Khun, 1985).

112c masívne metapieskovce

V úseku medzi Častou a Hornými Orešanmi boli v podloží *harmónskej série* znázornené biotitové fylity a ruly, aké sa vyskytujú v tzv. *pezinsko-perneckom kryštaliniku* (Cambel, 1958; Cambel in Maheľ a Cambel, 1972). V staršom poňatí však tieto litologické typy neboli vyčlenené z *harmónskej série* (Cambel in Buday et al., 1962). Horniny majú masívny ráz, sú bez výraznejšej bridličnatosti. Zväčša ide o metapieskovce, ale objavujú sa aj homogénne jemnozrnné typy pelitickej povahy. Napriek naloženej biotitizácii sú v nich príznačné relikty sedimentárnej stavby, objavujú sa aj drobné klasty živca a kremeňa. Horniny sú intenzívne biotitizované, len lokálne prevažuje čiastočná biotitizácia – v metasedimentárnej základnej hmote priečne kryštalizuje 0,3 – 0,7 mm veľký biotit, ktorý nezriedka syngeneticky prerastá s chloritom. Metamorfné postihnutie v biotitovej fácii sa zhoduje s charakterom kontaktnej metamorfózy okolo modranského granitoidu. Vzácne na to upozorňujú aj tenké žilky biotitického granodioritu.

111 nízko metamorfované amfibolity „harmónskej série“

V malokarpatskom kryštaliniku tvoria amfibolické horniny charakteristickú, ale značne variabilnú, miestami až neprehľadnú skupinu hornín. Predbežný petrografický výskum nepreukázal podstatné litologické odlišnosti medzi metabázickými horninami *pezinsko-perneckého kryštalinika* a *harmónskej série*.

Nízko metamorfované amfibolické horniny sú najrozšírenejšie v oblasti vystupovania *harmónskej série* (s. s.). Medzi obcami Kráľová pri Modre a Dubová vystupujú spoločne s metakarbonátmi a výraznými polohami čiernych bridlíc. Okrem danej horninovej asociácie tieto amfibolity miestami charakterizujú znaky primárnych magmatogénnych textúr – vyskytujú sa tu rozličné voštinové, mandľovcové či porfýrické metabázické horniny. Hojnejšie sú však rozličné typy nízko metamorfovaných bázických pyroklastických hornín, pričom čierne, veľmi jemnozrnné tufy obsahujúce organickú hmotu sa makroskopicky prakticky nedajú identifikovať. Ich základnú hmotu so zrnitosťou menej ako 0,05 mm buduje najmä kremeň a/alebo plagioklas, amfibol a chlorit, v menšej miere organická hmota, ruda (často ilmenit) a apatit.

Počiatočné metamorfné štádium indikujú primárne, 1 – 1,5 mm veľké výrastlice plagioklasu, ktoré sú pri súbežnej dezintegrácii na drobnozrnný kremeň, prípadne albit, prerastené ihličkovým aktinolitom. Zložky z magmatických mafických minerálov sa premieňali na aktinolit-tremolit, v mnohých prípadoch aj rudné zrná. Tento číry až slabohnedastý amfibol vystupujúci vo viacerých generáciách (regionálne metamorfovaný, prikontaktný aj retrográdny) bol na základe orientačných mikrosondových analýz vo väčšine prípadov identifikovaný ako tremolit. Prejavy vyššej metamorfózy súvisiace s tepelnými účinkami modranského granodioritu vedú k vývoju až 3 mm veľkých blastov tremolitu (aktinolitu), ojedinele aj zeleného amfibolu. Nezriedka sa objavuje naložený biotit. Ide o obdobu všesmernej blastézy biotitu vo fylitoch *harmónskej série*. To zároveň svedčí o prínose K_2O a SiO_2 v priebehu kontaktnej metamorfózy.

110 metamorfované vápence a vápenato-silikátové rohovce (silúr? – devón)

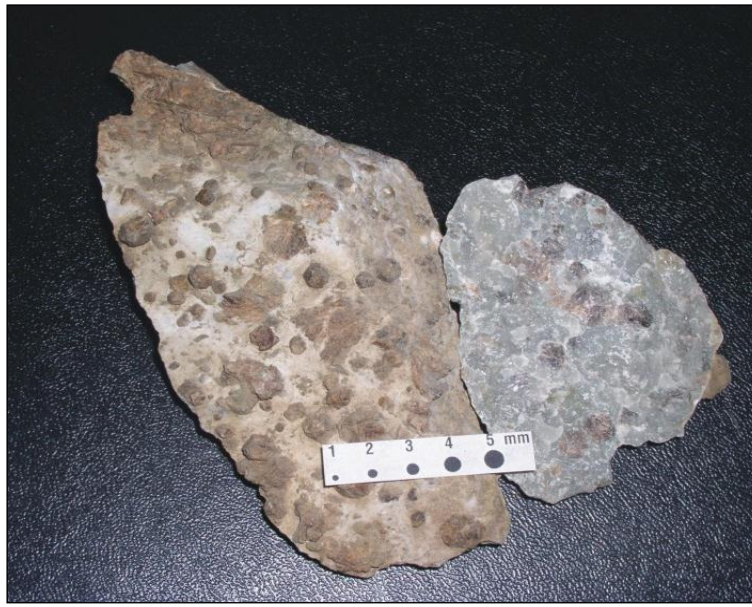
Rozličné typy nízko metamorfovaných vápencov až vápenato-silikátových rohovcov (resp. erlanov) tvoria stratiformné polohy uprostred fylitov až kontaktných rohovcov *harmónskej série*. Majú dobre zachovanú primárnu vrstvovitosť a v porovnaní s ostatnými paleozoickými horninami najlepšie odolávajú krehkej deformácii. Typické je striedanie tmavosivých vrstiev s rôznym podielom uhlíkatej substancie, so svetlými vápencami bielych, hnedastých a ružovkastých odtieňov. Výraznejšia sedimentárna bridličnatosť je charakteristická skôr pre sivé slienité polohy.

Podľa zriedkavých nálezov článkov krinoidov a zvyškov tentakulitov bol vek vápencov stanovený na spodný až stredný devón (Chlupáč in Buday et al., 1962).

Priestorové rozšírenie vápencových šošoviek dosahujúcich hrúbku až do niekoľko desiatok m je obmedzené na územie medzi obcami Kráľová pri Modre, Harmónia a Píla. Pre túto oblasť je zároveň charakteristický výskyt amfibolických hornín a zvýšené množstvo polôh obohatených o organickú hmotu – najmä vo forme homogénnych čiernych bridlíc v okolí karbonátových polôh. Dajú sa pozorovať prechodné vzťahy medzi jemnozrnnými čiernymi bridlicami a tmavosivými vápencami, ako aj preplástky bázických tufov vo vápencových horizontoch. Tieto skutočnosti svedčia o plytkovodnom prostredí vývoja vápencov aj čiernych bridlíc, ktoré asociujú s viac-menej synchrónnym bázickým vulkanizmom.

Na priamom kontakte s granitoidnými horninami *modranského masívu*, ktoré občas prenikajú aj pozdĺž vrstvovitej odlučnosti vápenca, je vyvinutá aureola pestrofarebných masívnych erlanov. Kontaktné minerálne asociácie pozostávajú z granátu, vezuviánu, wollastonitu, diopsidu, amfibolu, epidotu, titanitu, kremeňa, živca a apatitu (Cambel, 1954a; Cambel et al., 1989). S intenzitou tepelného účinku granitoidov v čistých doménach vápenca vzrastá aj veľkosť kalcitových zŕn od zhruba 0,05 mm až po niekoľko mm veľké kryštály. Kontaktným premenám podliehajú najmä svetlé typy vápencov (obr. 12),

predovšetkým ich slienité polohy. Vápencové vrstvy s uhlíkatou prímesou nebývajú výraznejšie rekryštalizované.



Obr. 12. Vápenato-silikátový rohovec s kryštálmi granátu a vezuviánu veľkými 1 – 2 cm (lok. Dolinkovský vrch, Modra-Harmónia).

109 biotitický granodiorit-tonalit („modranský granitoidný masív“)

Ide o monotónne strednozrnné a miestami jemnozrnné granitoidy svetlého sivozelenkavého sfarbenia s kontrastujúcimi lupeňmi čierneho biotitu. Modranský granitoidný masív tvorí dve časti oddelené spodnotriasovými kvarcitmi, pričom v skúmanom jv. bloku dominujú granodiority s charakteristikami typu I (Petrík et al., 2001). Granodiority obsahujú v priemere okolo 49 obj. % silne sericitizovaných idiomorfných plagioklasov, 31 % kremeňa, 12 % biotitu a do 8 % prevažne intersticiálneho K živca (Cambel a Vilinovič, 1987). Premena plagioklasu býva najintenzívnejšia v bázickejších jadrách, biotit býva postihnutý chloritizáciou a saussuritizáciou pri vzniku opakových minerálov (najmä ilmenitu) a titanitu. Z akcesorických minerálov je typický apatit, magnetit, granát a zirkón, niekedy sa vyskytuje aj amfibol. Vek modranských granitoidov je na základe dostupných Rb/Sr údajov určený na 327 (± 18) mil. rokov, resp. 348 (± 4) mil. rokov, U/Pb metódou na zirkóne na 320 mil. rokov (Cambel et al., 1990) alebo chemickým datovaním monazitu na elektrónovej mikrosonde na 345 (± 22) mil. rokov (Finger et al. 2003).

Zriedkavé hrubozrnné pegmatity zložené z kremeňa, albitu, K živca a občas s muskovitom veľkým až 1 cm majú často štruktúru písmenkovitého prerastania. Vo viacerých doménach granitoidy podľahli deformácii pravdepodobne alpínskeho veku, ktorá sa prejavuje vývojom sekundárnej bridličnatosti. Deformácia sa prejavuje predovšetkým mechanicky – nastáva výrazné druhotné usmernenie minerálov, lokálne sa vytvárajú tzv. kremenné pásy, ako aj minerálna lineácia. Na niekoľkých miestach je možné pozorovať prieniky relatívne mladších hrubozrnnejších biotitických granitoidov do mierne usmernených typov. Poukazuje to na polyfázový magmatický vývoj *modranského masívu*.

Oblasť bratislavského masívu

108 biotitické fylity

Fylitické horniny tzv. *pezinsko-perneckého kryštalinika* sa v neveľkom množstve vyskytujú spoločne s amfibolitmi a drobnými intrúziami granitoidov *bratislavského masívu* v oblasti na juh od Cajly pri Pezinku. Pôvodne predstavovali piesčité sedimenty inklinujúce k drobovému zloženiu a miestami obsahovali organickú prímes. Dominujúce biotitické kremité fylity majú homogénnu štruktúru, priemerná veľkosť zrna je zhruba 0,1 mm. Pomerne zreteľne vyvinutú metamorfnú bridličnatosť s_1 vyjadruje najmä prednostne orientovaný biotit, ktorý však málokedy vytvára súvislé prúžky. Sľudy, najmä biotit, dosahujú niekedy veľkosť až 0,3 – 0,5 mm. V týchto prípadoch ide zvyčajne o druhú, postkinematickú generáciu metamorfovaných minerálov. Ku kategórii minerálov, ktorých blastéza sa najskôr viaže na periplutonické účinky granitoidov *bratislavského masívu*, sa niekedy pridružuje granát s veľkosťou maximálne 0,5 mm a ojedinele aj staurolit. Tieto petrografické, a najmä geologické vzťahy potvrdzujú pozorovania pozvoľných prechodov medzi fylitickými a rulovými členmi. Niekedy je možné pozorovať sedimentárne laminované textúry, kde sa striedajú prevažujúce kremité polohy s neskoršou tvorbou biotitu (± muskovit) a plagioklasové vrstvičky, ktoré možno pokladať za pyroklastický materiál pochádzajúci z intermediárneho či bázického vulkanizmu. Sú charakteristické obohatením biotitu a retrográdnymi premenami – sericitizáciou živcov a chloritizáciou biotitov.

Podobne ako v prípade pararúl, aj v oblasti výskytu fylitických hornín sa miestami objavujú granitové pne, ktoré nemajú bezprostredný súvis s ich periplutonickou metamorfózou. Pri definovaní týchto fylitov v porovnaní s fylitmi *harmónskej série* existuje viacero komplikácií. Preto sa k otázke ich kartografického vymedzenia v oblasti Hrubej doliny pristupovalo konvenčne. Biotit vo fylitoch pri Pezinku býva vo väčšine prípadov usmernený a má sýtohnedý pleochroizmus, na rozdiel od všesmerne orientovaného biotitu medovej farby prevažujúceho vo fylitoch *harmónskej série*. Zaujímavý je vývoj priečneho muskovitu oproti predchádzajúcej metamorfnej minerálnej asociácii – toto je

spoločný znak fylitov *bratislavského* aj *modranského masívu*. Treba však pripustiť, že aj v areáli fylitov pri Pezinku sa občas vyskytnú nízko metamorfované litotypy, charakterizované heterogénnou zrnitosťou, prítomnosťou drobných klastických zŕn, sericitickými pseudomorfózami a dvomi typmi biotitu, ktoré sú veľmi blízke fylitom *harmónskej série*.

107 biotitické pararuly (granáticko-biotitické ruly)

Biotitické pararuly vystupujú ako metamorfný plášť granitoidov *bratislavského masívu* sz. od Pezinka a lokálne sú uzatvorené v granitoidoch vo forme izolovaných ostrovov. Horniny majú obdobný zdrojový materiál ako fylitické členy, ale metamorfná blastéza dosahuje väčšiu zrnitosť. Lepšie je v nich vyvinutá metamorfná bridličnatosť, pričom sedimentárne štruktúrne znaky sú prakticky zotreté. Pararuly sa vyznačujú lepidogranoblastickou štruktúrou, z minerálov prevláda kremeň, plagioklas, biotit a muskovit, v menšej miere je zastúpený granát (almandín) s veľkosťou do 1 mm, staurolit, chlorit a fibrolitický sillimanit.

Na základe prítomnosti indexových minerálov boli stanovené tieto metamorfné zóny hercýnskej periplutonickej metamorfózy: biotitová (náležiaca k fylitom), granátová, staurolitovo-chloritová a staurolitovo-sillimanitová (Korikovskij et al., 1984). Retrográdne premeny nie sú okrem diskrétnych zón veľmi typické, k charakteristickému produktu zatláčania granátu a biotitu patrí chlorit. Na úkor staurolitu, sillimanitu a plagioklasu zasa vzniká sericit. Naznačená metamorfná zónografia je však pri praktickom mapovacom vymedzovaní fylitov a pararúl veľmi neistá.

V obmedzenej oblasti výskytu týchto rúl možno potvrdiť prítomnosť všetkých uvedených minerálnych asociácií. Vyjadruje to na jednej strane úzky rozsah prikontaktných zón, ale na druhej strane dôležitú úlohu zohráva aj primárna látková predispozícia jednotlivých litologických typov. To v prostredí granáticko-biotitických rúl na úpätí Suchého vrchu (382 m n. m.) dokumentujú napr. šošovky bezbiotitovej horniny, kde foliačné plochy buduje fibrolitický a prizmatický sillimanit. V zónach intenzívnejšieho periplutonického ovplyvnenia sa objavujú granitoidné až pegmatitoidné nástreky, orientované paralelne alebo diskordantne vo vzťahu k metamorfnej foliácii. Základné deformačné štruktúry ako metamorfná bridličnatosť, lineácie a mezovrásové štruktúry sú synkinematické s metamorfnou kryštalizáciou, ktorá nemá priamy priestorový vzťah k drobným pňom a žilám granitov. V oblasti pezinsko-perneckého strmého pásma orientovaného v smere SZ – JV má periplutonická metamorfóza vyhranenejší izochemický charakter a ruly nie sú (okrem charakteristického priečneho muskovitu) prepracované granitoidným materiálom. Naopak, v xenolitoch rúl v oblasti Pezinka-Myslenic (predtým Grinavy) nastáva výraznejšia segregácia sľudnatých a plagioklasovo-kremenných pásikov a v dôsledku neskorosynkinematických granitoidných injekcií horniny miestami nadobúdajú migmatické textúry.

106 amfibolity (lokálne aktinolitické bridlice)

V malokarpatskom *kryštaliniku* tvoria amfibolické horniny typickú, hoci veľmi variabilnú a miestami až neprehľadnú skupinu hornín. V hrebeňových vyvýšeninách v oblasti Pezinka budujú odolné skalné východy, synformné s okolitými metamorfitmi. Z predbežných petrografických pozorovaní sa okrem nepatrne vyššieho metamorfného stupňa a bezkarbonátovej horninovej asociácie neukázali vyhranené odlišnosti medzi metabázickými horninami *pezinsko-perneckého kryštalinika* a *harmónskej série*. Horniny bývajú homogénne, ale nezriedka majú aj páskované textúry. Sú tmavé, sivozelené až čierne, stredno- a jemnozrnné.

Amfibolity (s. s.) sú zložené z Ca-amfibolu (tab. 1, an. 1), ktorý výrazne prevažuje nad plagioklasom so strednou bazicitou. V študovanom úseku dosahujú amfiboly veľkosť do 1 mm. Často vystupujú v jemnozrnnej základnej hmote (zrnitosť asi 0,1 mm) vo forme porfyroblastov. Majú olivovozelený, zelený, občas hnedastý pleochroizmus. Okrem uvedených amfibolitov sa vyskytujú aj rovnomerne zrnité drobnozrnné amfibolity s často laminovanou stavbou, so silnou prevahou plagioklasu alebo kremeňa nad amfibolom. Miestami je možné pozorovať vrstvičky zložené z Mg-chloritu.

Osobitné postavenie v spektre amfibolických litologických typov zaujímajú pomerne rozšírené aktinolitické bridlice, v ktorých sa popri organickej hmote často koncentruje aj pyritovo-pyrotínová mineralizácia. Základnú hmotu týchto hornín buduje jemnozrnný kremeň, ale vyskytujú sa aj plagioklasové typy alebo prakticky monominerálne aktinolitické, v menšej miere aj tremolitické horniny.

Amfibolity vystupujú v metabázických horninách vo viacerých generáciách. V nízko metamorfovaných typoch možno len zriedkavo predpokladať relikty amfibolu z magmatického štádia. Rozšírený drobný amfibol v základnej hmote predstavuje produkt regionálnometamorfného štádia, ktorý podľa analýzy orientačnej vzorky klasifikačne spadá do hraničnej oblasti poľa edenitu a pargasitu (tab. 1, an. 1; Leake et al., 1997). Výrastlice amfibolu s aktinolitickým zložením (tab. 1, an. 2) najskôr súvisia s periplutonickým účinkom granitoidu. Táto najvyššia metamorfóza zrejme zapríčinila aj veľmi ojedinelú tvorbu pyroxénu – diopsidu (tab. 1, an. 3), ktorý pravdepodobne vznikol ako reakčný produkt neskoromagmatických kalcitových fáz (kalcitové mandle?) uzavretých v bázickom protolite. Z druhotných nízkotermálnych premien sa v amfibolických horninách formuje Mg-chlorit, pumpellyit (tab. 1, an. 4), kremeň, sericit, epidot a pravdepodobne aj časť aktinolitu.

105 dvojsľudový granit-granodiorit („bratislavský granitoidný masív“)

Ide o svetlé strednozrnné horniny, miestami s prevahou muskovitu nad biotitom, ktoré lokálne (medzi Svätým Jurom a Pezinkom-Myslenicami) injektujú uzavreniny rulového substrátu. Pre granodiority udávajú Cambel a Vilinovič

(1987) nasledujúce priemerné modálne zloženie: kremeň 32 obj. %, K živec 14 %, plagioklas 42 %, biotit 9 % a muskovit 2,5 %. Akcesorické minerály zastupuje granát, zirkón a monazit a príznačná je prevaha ilmenitu nad magnetitom. Granitoidy majú v dôsledku prítomnosti magmatického muskovitu peraluminóznu povahu a istú afinitu k magme typu S (Cambel a Vilinovič, 1987). Doterajšie vekové údaje z granitoidov *bratislavského masívu* nie sú zďaleka definitívne – celohorninové izochrónové datovanie Rb/Sr udáva vek 347 mil. rokov (Bagdasarjan et al., 1982). Vek 355 (± 18) mil. rokov sa získal analýzami monazitu na elektrónovej mikrosonde (Finger et al., 2003).

Tab. 1. Chemické zloženie amfibolitu (lok. Pezinok, 500 m na SV od umelej vodnej nádrže). An. 1 – amfibol základnej hmoty, an. 2 – výrastlica aktinolitu a novoopísané fázy, an. 3 – klinopyroxén, premenený na pumpellyit (an. 4).

Vz. M.K.-84	An. 1 Ca-amp	An. 2 act	An. 3 cpx	An. 4 pmp
SiO_2	43,83	52,94	53,24	37,94
TiO_2	1,22	0,16	0,05	0,01
Al_2O_3	11,95	3,90	0,62	27,20
Cr_2O_3	0,06	0,10	0,02	0,00
FeO tot	15,34	12,02	9,17	2,32
MgO	11,04	15,92	12,92	2,37
MnO	0,16	0,18	0,28	0,16
CaO	12,10	12,93	24,19	23,31
Na_2O	1,96	0,57	0,23	0,05
K_2O	0,21	0,06	0,01	0,00
Spolu	97,86	98,79	100,73	93,37
Počet O	23	23	6	12
Si IV.	6,488	7,538	1,984	2,943
Al IV.	1,512	0,462	0,016	0,057
Al VI.	0,573	0,192	0,011	2,433
Ti	0,135	0,017	0,002	0,006
Cr	0,008	0,011	0,001	0,000
Mg	2,436	3,380	0,718	0,274
Fe^{2+}	1,900	1,432	0,286	0,151
Mn	0,020	0,022	0,009	0,011
Ca	1,918	1,973	0,966	1,937
Na	0,565	0,158	0,017	0,008
K	0,039	0,011		
M/MF	0,562	0,702	0,715	0,645

Pegmatity *bratislavského masívu* pozdĺž puklinovej odlučnosti prenikajú do už vychladnutých granitoidov. V úlomkoch východne od obce Limbach sa vzácne nachádzajú jemnozrnné kremeňovo-živcové aplity s drobným muskovitom

a granátom. Miestami nápadné, 1 – 2 m hrubé kremenné žily, ktoré sa vyskytujú v granitoidoch aj metamorfitoch, tak isto pravdepodobne súvisia s fluidami uvoľňovanými pri chladnutí granitoidných hornín. V skúmanej zóne bratislavské granitoidy porušuje viacero smerov výraznej alpínskej/neoalpínskej mylonitickej bridličnatosti.

MEZOZOIKUM

Orešianska jednotka

Orešianska jednotka tatrika buduje sv. výbežok Pezinských Karpát v okolí Horných Orešian. Je v subautochtónnej pozícii vo vzťahu k *bratislavskému príkrovu*. Tvoria ju komplexy opísaného predalpínskeho kryštalinického fundamentu a jeho mezozoického sedimentárneho pokryvu postihnutého anchizonálnou premenou.

Orešianska sukcesia

Na rozdiel od *borinskej skupiny/sukcesie* (mimo mapovaného regiónu) majú všetky ostatné potriasové mezozoické sledy *tatrika* Malých Karpát väčšinou dobre definovateľný vzťah k podložiu aj lepšie charakterizovateľné vrstvové sledy. Umožňuje to ich strmší sklon, menšia hrúbka, lepšie možnosti viesť profilové línie cez celý vrstvový sled a jednoduchší, plošne stálejší litologický vývoj v porovnaní s *borinskou sukcesiou* (Plašienka et al., 1989).

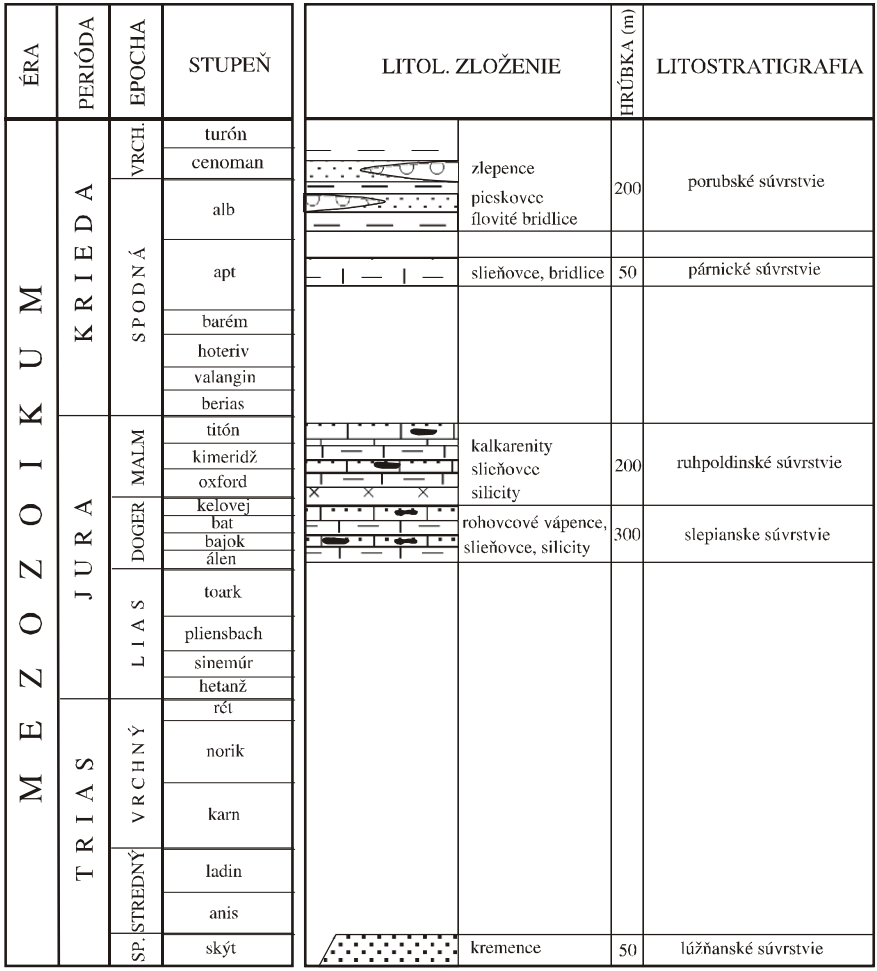
Jursko-kriedové komplexy *orešianskej sukcesie* (obr. 13) vystupujú v sv. časti Pezinských Karpát od obce Píla až po Horné Orešany v pruhu širokom 1 až 2 km. Ich podložie tvoria väčšinou spodnotriasové kremence *lúžňanského súvrstvia* a nadložie je tektonické. Od Zabitého po hrebeň Soviny ho tvorí spätne prešmyknutá *solírovská sukcesia*, v okolí Majdanského *vysocký príkrov* a južne od Lošonca opäť spätne prešmyknutá šupina – ekvivalent *solírovskej sukcesie* (Plašienka et al., l. c.; Plašienka in Kováč et al., 1991c).

Vrstvový sled *orešianskej sukcesie* má najmä v jurských sekvenciách svoje výrazné špecifiká, ktoré ju odlišujú od ostatných skupín. Napríklad možnosti biostratigrafických určení sú horšie ako inde a podobne ako v *borinskej sukcesii*, ani tu nepostačujú litostratigrafické kritériá. V celých Západných Karpatoch sa nenachádza vrstvový sled korelovateľný s *orešianskou sukcesiou* (Plašienka et al., l. c.).

104 lúžňanské súvrstvie: kremence (skýt)

Spodnotriasové kremence tvoria bázu mezozoického sedimentárneho obalu a litologicky aj pozične ich možno stotožniť s *lúžňanským súvrstvím* (Fejdiová, 1980). Súvrstvia sedimentovali v príbrežných podmienkach (Cambel, 1954b).

Ide najskôr o kontinentálne sedimenty znášané prívalovými tokmi, pričom krížové zvrstvenie naznačuje smer transportu od S až SZ (Mišík a Jablonský, 1978). Na druhej strane, Michalík (1994) ako zdrojovú oblasť týchto kremitých pieskov predpokladá Český alebo Armorický masív. Charakter zdrojového materiálu kremencov, najmä neprítomnosť granitoidných litoklastov, indikuje aridné podmienky zvetrávania (Mišík a Jablonský, 2000).



Obr. 13. Litostratigrafická tabuľka *orešianskej sukcesie tatrika* priľahlej časti Malých Karpát (Plašienka in Plašienka et al., 1989).

V okrajovom pásme sú kremence najviac rozšírené medzi obcami Dubová a Častá, kde dosahujú hrúbku 100 – 150 m, alebo západne od Dolných Orešian. Silno rozpukané, ale pomerne homogénne biele až ružové kremence tu budujú najmä skalné výstupy. V podružnej miere sa objavujú hrubozrnnejšie, dočervena zvetrávajúce arkózové typy, ktoré sa skôr viažu na bazálne časti súvrstvia. Kremence sa niekedy objavujú aj ako viac alebo menej opracované bloky obsiahnuté v prostredí neogénnych, kvartérnych, ale aj paleozoických hornín. V kremencoch málokedy môžeme badať zrnitostnú diferenciáciu alebo primárne bridličnaté textúry. Vyskytujú sa tu však horizonty s kremennými klastami s veľkosťou až niekoľko cm. Ováľané alebo ostrohranné klasty kremeňa majú bielu alebo červenkastú farbu. Kremence sú nezriedka popretkávané nepravidelnými žilami mliečneho sekrečného kremeňa, pravdepodobne postdeformačnej alpínskej genézy. Málo zreteľné plochy sedimentárnej vrstvovitosti naznačujú plytké až subhorizontálne úklony prevažne na sever.

Ojedinelé nálezy čiernych turmalinických hornín vo forme obliakov alebo veľmi vzácnych tenkých nesúvislých preplástkov spestrujú monotónne, aj keď hojne tektonizované kremencové litologické zloženie. Turmalinickým obliakom sa venovala pozornosť už dávnejšie a boli vyslovené rôzne názory na ich pôvod (Mišík a Jablonský, 1978; Uher, 1999). Petrografia kremenno-turmalinického obliaka poukazuje na všesmerný radiálny vývoj turmalínu. Ihličkové formy najmladších fáz turmalínu prenikajú do syngenetického kremeňa s idiomorfným obmedzením, na rozdiel od nepravidelných kremenných zŕn sedimentárneho matrixu. Turmalinické horniny je možné interpretovať aj ako intraformačný materiál formujúci sa v príbrežnom prostredí v (semi)aridných klimatických podmienkach. Pravdepodobná je aj genetická spätosť s postvulkanickými hydrotermálnymi procesmi viazanými na vrchnopermský kyslý vulkanizmus. Jeho litoklasty sú tak isto príznačné pre malokarpatské kremence.

103 slepianske súvrstvie: a) sivé klastické rohovcové vápence; b) slieňovce a silicity (doger)

Súvrstvie je nazvané podľa vrchu Slepý (544 m n. m.) medzi Dolnými a Hornými Orešanmi nad Majdanským, kde je typicky vyvinuté. Hrúbka súvrstvia je 300 m, podľa Michalíka et al. (1994) dosahuje len 25 m, resp. 40 – 60 m.

Súvrstvie tvoria kalkarenity, kalcisiltity a často silicifikované slieňovce zostavené do dvoch až troch megacyklov so znakmi hrubnutia smerom nahor.

Kalkarenity sú klastické vápence obyčajne svetlosivej a sivej farby, doskovité alebo lavicovité, hrubé 8 až 10 cm, beztextúrne a len ojedinele nevýrazne laminované. Väčšinou majú podpornú štruktúru subangulárnych, z hľadiska veľkosti dobre vytriedených klastov. Klastické zrná sú tvorené monokryštálmi kalcitu neznámeho pôvodu, len v hrubozrnnejších varietach možno identifikovať aj krinoidové články. Základnú hmotu tvorí mikritický slienitý, často silicifikovaný

materiál. Kalkarenity často obsahujú šošovky svetlých rohovcov a hľuzy. Rohovce (silicifikované kalkarenity) tvoria niekedy aj podstatnú časť horniny. V najvyšších častiach kalkarenitových sekvencií sa objavujú aj ich najhrubozrnnejšie typy, v ktorých sú lokálne prítomné ostrohranné klasty dolomitov veľké až 10 cm. Najčastejšie sú však zrná veľké len niekoľko mm (Plašienka et al., 1989, 1991a).

Kalcisiltity predstavujú jemnozrnnejšie typy kalkarenitov s klastickým kalcitovým materiálom aleuritovej veľkosti. Sú obyčajne bohatšie na slienitý kremitý matrix, pričom priestorovo oddelené rohovce sú zriedkavejšie. Kalcisiltity tvoria často laminy v slieňovcoch.

Hemipelagické slieňovce budujú bázu megacyklov, väčšinou sú silicifikované. Z organických zvyškov obsahujú najmä početné ihlice hubiek, ktoré sú niekedy až horninotvorné (spikulity).

Megacykly sa vyčlenili na základe striedania opísaných horninových typov v profile. Spodné dva (miestami len jeden, inde až tri) megacykly majú podobnú náplň – v spodnej časti silicifikované slieňovce, často nasadajúce priamo na spodnotriasové kremence, hrubé okolo 10 – 20 m a najčastejšie majú vzhľad silicitických laminitov. Smerom nahor v nich pribúda lamín a dosiek kalcisiltitov a kalkarenitov. Vyššie časti megacyklov už majú charakter doskovitých a lavicovitých rohovcových kalkarenitov s hrúbkou okolo 100 m so znakmi hrubnutia lavíc aj klastického materiálu smerom nahor.

Druhý (prípadne aj tretí) megacyklus sa začína opäť slieňovcami a silicitmi, ktoré ostro nasadajú na kalkarenity spodného cyklu, a tento sled sa opakuje. Druhý megacyklus je obyčajne hrubší ako prvý a dosahuje zhruba 200 m. Lokálny tretí megacyklus je zasa tenší – má 50 m (Plašienka et al., 1989).

102 ruhpoldinské súvrstvie: a) telesá doskovitých rohovcových, biodetritických a piesčitých vápencov; b) tmavosivé bridlice a slieňovce, silicity (doger – malm)

Ide o nadložné súvrstvie opísaného *slepianskeho súvrstvia* (kolónka 103). Vyznačuje sa už odlišným vývojom. Prevahu v ňom majú tmavé slieňovce, ktoré sa objavujú najmä na severe mimo mapovaného územia. Tmavosivé až čierne klastické vápence v nich tvoria doskovité, občas gradačne zvrstvené polohy – kalciturbidity. Obsahujú už prevažne bioklastický materiál (krinoidy), ale aj klastický kremeň. Bežné sú v nich aj rohovce. Neobsahujú stratigraficky hodnotnú mikrofaunu (Plašienka et al., 1989, 1991a, b). V niektorých profiloch sa končia turbiditnou sekvenciou gradačne zvrstvených čiernych krinoidovo-piesčitých vápencov striedajúcich sa so slieňovcami (Plašienka et al., 1989a, b). Hrúbka súvrstvia je 50 – 300 m (podľa Plašienku 200 m; obr. 13) a reprezentuje prevažnú časť strednej jury (Michalík et al., 1994), prípadne časť mladšej jury.

101 párnické súvrstvie: tmavé slienité bridlice, kremité vápence a slieňovce s piesčitými vápencami (apt)

V nadloží barémskych piesčitých vápencov (mimo mapovaného územia) vystupuje nevýrazné, do 25 (50) m hrubé súvrstvie tmavých slienitých bridlíc, kremitých vápencov a často laminovaných a silicifikovaných slieňovcov s ojedinelými doskami čiernych piesčitých vápencov (Plašienka et al., 1989; Michalík et al., 1994 sensu Hauer, 1878). Toto súvrstvie zastupuje pravdepodobne apt (Plašienka et al., l. c. a ústne oznámenie). Pri Horných Orešanoch sa v svahových sedimentoch kvartéru spolu s úlomkami hornín tohto súvrstvia našli aj ojedinelé úlomky tmavozelených vulkanických hornín charakteru hyaloklastických láv (Hovorka a Spišiak, 1988).

100 porubské súvrstvie: sivé ílovité bridlice a pieskovce s piesčitými a drobnozrnnými zlepencami (alb – cenoman)

Flyšové *porubské súvrstvie* (Plašienka et al., 1989 sensu Jablonský, 1978; Michalík et al., 1994) sa z podložného súvrstvia (kolónka 101) vyvíja postupne. Začína sa tenkými doskami detritických vápencov prechádzajúcich do svetlých drobových pieskovcov so slienitým matrixom, ktoré sa smerom do nadložia stávajú stále početnejšími. Medzipolohy slienitých a ílovitých bridlíc sú tiež svetlejšie. Vo vrchných polohách prevládajú stredno- až hrubozrnné doskovité pieskovce, v ktorých sa objavujú lavice polymiktných zlepencov. Zloženie zlepencov pri Majdanskom podrobne študovali Mišík et al. (1981). Podobné zloženie majú aj zlepence vystupujúce v doline južne od poľovníckeho zámočka Solírov. Ide o hrubozrnné zlepence (Ø 1 – 20 cm) s piesčitou až slienitou základnou hmotou. Dokonale zaoblené klasty sú tvorené najmä karbonátmi, a to rôznymi, najmä tmavými mikritickými vápencami, dolomitmi, ale aj „exotickými" horninami.

Porubské súvrstvie je pravdepodobne (na základe jediného odkryvu) silne zvrásnené. Jeho hrúbka sa odhaduje na 50 – 100 (200) m s uvedeným vekovým zaradením (Plašienka et al., 1989, 1991a, b; Michalík et al., 1994).

Bratislavský príkrov

Bratislavský príkrov je frontálna, výrazne alochtónna časť vrchnokôrovej superjednotky *tatrika* s. s. Zaberá plošne najväčšiu časť Malých Karpát a je zložený z veľmi pestrých komplexov tak predalpínskeho fundamentu, ako aj jeho mezozoického sedimentárneho pokryvu (Plašienka in Fordinál et al., 2005).

V nadloží jz. časti opísanej *orešianskej jednotky* medzi Pílou a Dolianskou dolinou leží kryštalinický fundament *bratislavského príkrovu* a ďalej na SV jeho „odlepená" obalová *solírovská sukcesia*.

Solírovská sukcesia[5]

Na základe zistenia, že v orešianskom úseku mezozoického pokryvu vystupujú nad sebou dva mezozoické sledy, Plašienka et al. (1989, 1991c) novo vyčlenili *solírovskú sukcesiu* (obr. 14). Prvý mezozoický sled je vlastný orešiansky, teda subautochtónny, ktorý leží na predalpínskom fundamente. Druhý sled (solírovský) je už alochtónny, odlepený na báze jursko-strednokriedovej sekvencie a presunutý cez podložný, orešiansky sled, najskôr príkrovovo od JV a neskôr spätne, na šikmých prešmykoch od západu.

Horninová náplň *solírovskej sukcesie* je veľmi blízka *kuchynskej sukcesii* (mimo zmapovaného územia). Medzi oboma sukcesiami však leží a zrejme aj v pôvodnom sedimentačnom priestore ako reprezentant subakvatickej vyvýšeniny ležala *kadlubská sukcesia* (mimo zmapovaného územia). V *solírovskej sukcesii* nie sú prítomné bazálne vápencové členy, pretože *solírovská jednotka* bola na horizonte dogerských tmavých bridlíc odlepená a sčasti spätne juhovergentne v zázemí prešmyknutá na *orešiansku jednotku* (Plašienka in Fordinál et al., 2005).

Solírovská sukcesia vystupuje v nadloží orešianskej sukcesie a v podloží mezozoických komplexov *vysockého príkrovu fatrika* od oblasti Sklenej huty (mimo zmapovaného územia) až po hrebeň Sovina v pruhu širokom asi 1 km a dlhom 7 km.

99 ramsauské (?gutensteinské) dolomity (anis – ladin)

Najskôr do podložia *solírovskej sukcesie* sa zaraďuje zatiaľ problematický, priestorovo oddelený výskyt (príkrovová šupina) dolomitov vystupujúcich na hrebienku Všivavec pri Horných Orešanoch. Predpokladá sa, že súvrstvie monotónnych doskovitých dolomitov je tu pomerne hrubé (asi 100 m), hoci je silne zvrásnené (Plašienka in Fordinál et al., 2005). Ich zaradenie k litostratigrafickej jednotke ramsauských dolomitov vyplýva z porovnania litologickej charakteristiky s výskytmi v iných pohoriach Západných Karpát, ale bez presnejšieho vekového zaradenia.

[5]Podľa Plašienku et al. (1989) okrem *borinskej* a *orešianskej skupiny/sukcesie* majú ostatné sukcesie – devínska, kuchynská, kadlubská a solírovská – mnoho spoločných znakov. Sú spojené vzájomnými prechodmi a v Západných Karpatoch ich možno porovnávať aj s inými sledmi *tatrika* fatranského typu. Keďže definovanie sukcesií je tu problematické, z regionálneho hľadiska by bolo vhodné tieto sukcesie zahrnúť len do jednej skupiny (*malokarpatská* alebo *bratislavská skupina*; cf. tab. 5; cf. Polák a Plašienka in Kováč et al., 1991c, obr. 9). Neskôr Plašienka et al. (1991a) začali používať názov sukcesia pre všetky nimi vyčlenené sukcesie *tatrika*, okrem zavedenia názvu *borinská skupina* (Borinka Group).

98 marianske súvrstvie: čierne ílové a slienité bridlice s doskami čiernych detritických vápencov (mladší lias – starší doger)

Vrstvový sled *marianskeho súvrstvia* (Plašienka et al., 1991c; Michalík et al., 1994 sensu Hauer, 1878) sa začína tmavými piesčitými a sľudnatými bridlicami, laminovanými, často silicifikovanými aleuriticko-pelitickými bridlicami, čiernymi ílovými, slabo slienitými bridlicami a miestami aj tmavými piesčito-krinoidovými vápencami. Hrúbka súvrstvia je 10 – 20 (30) m a jeho vek pravdepodobne toark až starší doger. Keďže toto súvrstvie leží na báze skupiny a prekrýva vyššie členy *orešianskej sukcesie* s podobným pelitickým charakterom, hranica medzi oboma sukcesiami pri nedostatku odkryvov je niekedy nejasná (Plašienka et al., 1989).

97 ruhpoldinské súvrstvie: slieňovce a silicity (doger – oxford)

Súvrstvie silicitov budujú doskovité žltobéžové silicity – rádiolarity, len lokálne s polohami alodapických doskovitých sivých krinoidových a hrubodetritických až lumachelových vápencov. V spodnejších častiach súvrstvia sa miestami vyskytujú slienité a vo vyšších častiach kremité vápence. Celková hrúbka súvrstvia je 10 – 40 (50) m s vekovým zaradením doger – oxford (Plašienka et al., 1989).

96 oberalmské/lučivnianske súvrstvie: doskovité rohovcové vápence (mladší titón – hoteriv)

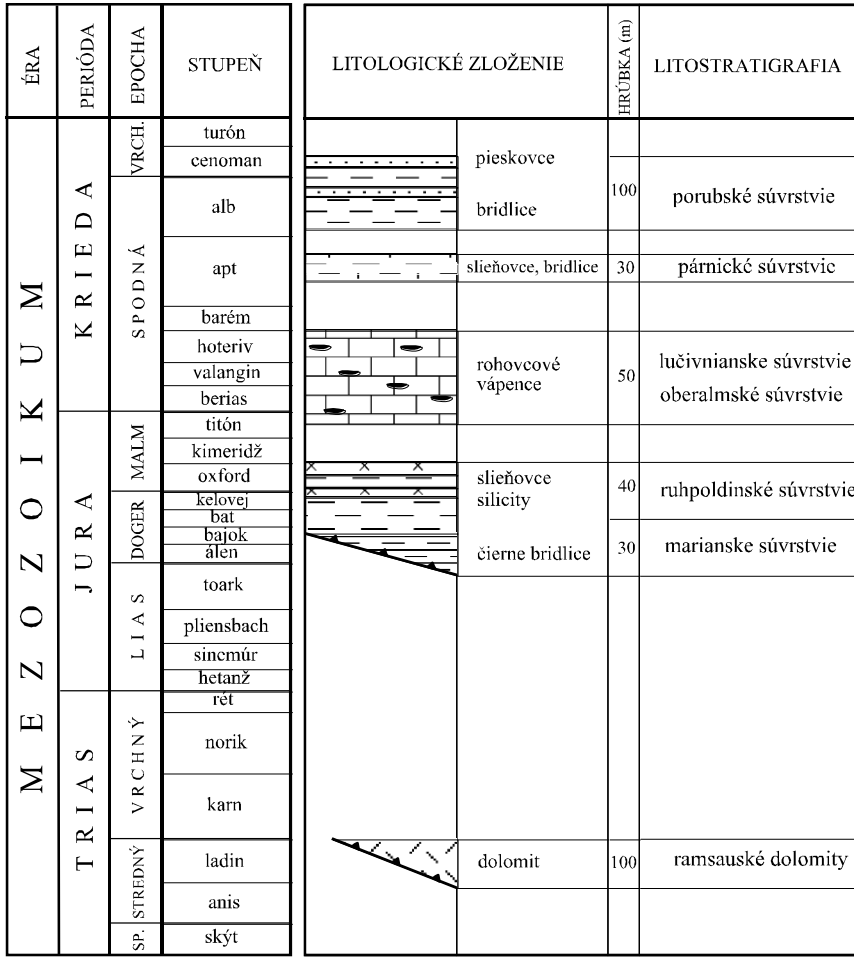
Súvrstvie doskovitých celistvých, slabo slienitých vápencov s bielou patinou zastupuje typickú fáciu „biancone“ (Plašienka et al., 1989; Michalík et al., 1994 sensu Polák a Bujnovský, 1979). Vápence sú doskovité, sivé, s početnými hľuzami a šošovkami čiernych rohovcov veku mladší titón – hoteriv. Hrúbka súvrstvia pravdepodobne miestami presahuje 50 m. Jeho vyššie polohy získavajú masívnejší biodetritický charakter (Plašienka et al., l. c.).

95 párnické súvrstvie: škvrnité slieňovce, kremité vápence a slienité bridlice (apt)

Súvrstvie sivozelenkastých škvrnitých slieňovcov, silicifikovaných laminovaných slienitých bridlíc a kremitých vápencov nie je vyvinuté všade, má hrúbku do 20 (30) m. V okolí Sklenej Huty (mimo zmapovaného územia) sa v kvartérnej sutine pochádzajúcej z tohto súvrstvia našli aj úlomky sivozelených felzitických vulkanitov. Pravdepodobný vek súvrstvia je apt (Plašienka et al., 1989).

94 porubské súvrstvie: bridlice a pieskovce (alb – cenoman)

Flyšové súvrstvie tvoria sivé, slabo slienité ílovité bridlice s doskami drobnozrnných vápnitých pieskovcov, ktorých smerom do nadložia pribúda. Hrúbka súvrstvie je okolo 50 – 100 m a vekové zaradenie alb až cenoman (Plašienka et al., 1989).



Obr. 14. Litostratigrafická tabuľka *solírovskej sukcesie tatrika* priľahlej časti Malých Karpát (Plašienka in Plašienka et al., 1989).

FATRIKUM

V tektonike Západných Karpát predstavuje *fatrikum* (Andrusov, 1936) sústavu superficiálnych príkrovov ležiacich v nadloží *tatrika*. Vo *fatrickom* príkrovovom slede boli definované súvrstvia hlbokovodných sedimentov stredno- až vrchnojurského veku a čiastočne aj spodnokriedové. Maheľ (1964) ich označil ako zliechovská faciálna oblasť *krížňanského príkrovu*.

V Malých Karpatoch vyčlenil Maheľ (1959) *vysockú sériu* (dnes skupinu), definovanú ako formáciu kordilérového typu kvôli prítomnosti plytkovodných sedimentov najmä strednojurského veku a čiastočne s unikátnym vývojom sedimentácie obdobia spodnej kriedy.

Andrusov (1965) neskôr v Malých Karpatoch definoval *vysockú „sériu"* ako samostatný čiastkový *vysocký príkrov* v tektonickom podloží *krížňanského (zliechovského) príkrovu*. Na mape zobrazenej oblasti krížňanského príkrovového systému Malých Karpát sa vyskytujú horninové sledy výlučne *vysockého príkrovu*.

Vysocký príkrov

Vysocký príkrov zasahuje na študované územie len nepatrnou, sv. časťou. Jeho odkrytie umožnila neogénna (neoalpínska) stavba západnej časti Západných Karpát, t. j. hrasťová štruktúra Malých Karpát vzniknutá od obdobia bádenu.

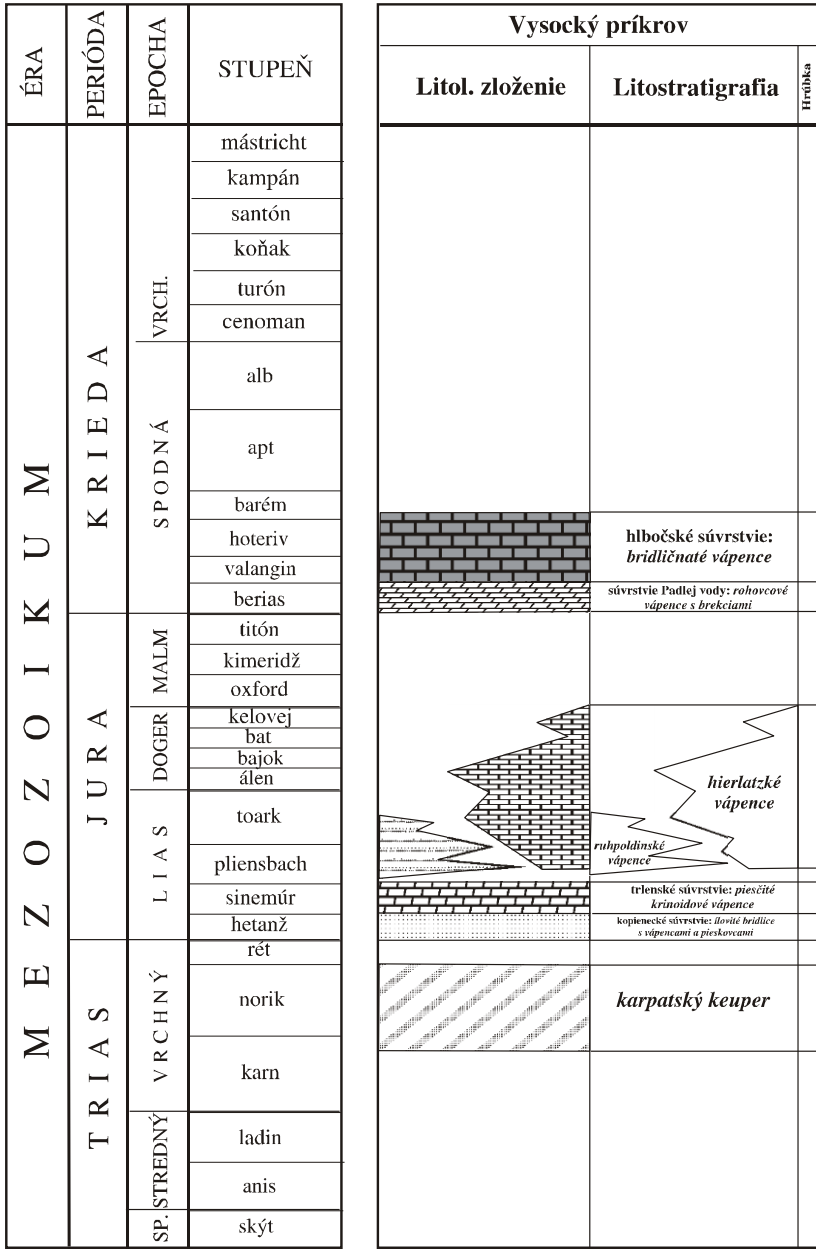
Napriek malej ploche príkrovu zobrazenej na mape je litostratigrafický rozsah jeho hornín pomerne široký. Siaha od vrchnotriasového *súvrstvia karpatského keuperu* cez jurské *kopienecké súvrstvie*, *trlenské súvrstvie*, hierlatzké a ruhpoldinské vápence až po spodnokriedové *súvrstvie Padlej vody* a *hlbočské súvrstvie*. Ich podrobnejší opis je v nasledujúcej časti.

93 súvrstvie karpatského keuperu; mladší (vrchný karn – norik)

Je to typické súvrstvie krížňanského príkrovu. Tvoria ho pestré – červené, fialové, zelenožlté a sivé – ílové bridlice, červené drobnozrnné pieskovce a kremence, polohy celistvých evaporitických dolomitov a miestami aj sadrovcov. Celková hrúbka súvrstvia v študovanom území je okolo 70 m (obr. 15).

92 kopienecké súvrstvie (hetanž)

Predstavujú ho bridličnaté slienité sľudnaté vápence a pieskovce s medzivrstvami tmavých bridlíc. Ide o plytkomorské usadeniny s ojedinelou faunou lastúrnikov rodov *Chlamys*, *Cardinia*, *Gryphaea* a iných. Ojedinele sú v nich prítomné aj amonity.



Obr. 15. Litostratigrafická tabuľka mezozoika *fatrika* priľahlej časti Malých Karpát (Baráth, 2005).

91 trlenské súvrstvie (spodná jura)

Lavicovité až doskovité vápence tmavosivého sfarbenia sú biosparitické, zložené z nahromadených článkov krinoidov, obsahujúce premenlivú piesčitú prímes. Predstavujú usadeniny rozsiahlych prílivových plošín s vysokou dynamikou paleoprostredia. Piesčitá prímes sa vyznačuje dominanciou klastického kremeňa, prítomné sú aj klasty živcov a sľúd. Charakteristická je pre ne prítomnosť foraminiferového spoločenstva s *Involutina liassica*.

90 hierlatzké vápence (lias – spodný malm)

Hierlatzké vápence sú charakterizované ako ružovkasté a biele, niekedy aj tmavosivé vápence s početnými skameneninami liasu. Vo vysockom príkrove majú hrúbku maximálne niekoľko desiatok metrov. Sú to krinoidové a brachiopódové vápence, svojím vývinom podobné na fácie vnútorných zón bradlového pásma. Amonitová fauna obsahuje napr. *Partschiceras tenuistriatum* MENEGHINI či *Juraphyllites* cf. *Diopsis* (GEMMELLARO) (Andrusov et al., 1983).

89 ruhpoldinské súvrstvie (stredná jura)

V študovanom území ho reprezentuje žltosivý, litologicky pestrý sled vrstovitých doskovitých vápencov, silicitov a argilitov. Sedimenty predstavujú prevažne produkty gravitačných tokov s ťažko definovateľnou autochtónnou mikrofaunou. Vápence sú slienité aj mikrodetritické, často zbridličnatené. Silicity sú produktmi prekremenenia redeponovaných vápencov. Argility majú žltý zvetraný habitus a piesčitú zrnitosť.

88 súvrstvie Padlej vody (berias)

Sedimenty pozostávajú prevažne z masívnych tmavých mikrodetritických vápencov s globochétovými a kalpionelovými mikrofáciami obsahujúcimi veľké hľuzy rohovcov. Predstavujú spodnoberiaskú zónu *Calpionella*. Časté sú v nich medzivrstvy vápencových mikrobrekcií s klastami titónskych a spodnoberiaských vápencov. Chudobnú makrofaunu reprezentujú aptychy a fragmenty belemnitov a odliatkov amonitov.

87 hlbočské súvrstvie (valangin – spodný barém)

Sedimenty *hlbočského súvrstvia* charakterizujú bridličnaté slienité biomikritické vápence s medzivrstvami kremitých mikrodetritických vápencov s častými šošovkami tmavých rohovcov a vložkami sivých slieňovcov. V spodnej časti obsahujú mikrofosílie zón *Calpionellopsis* a *Calpionellites*, no vo vrchnej časti sú fosílie väčšinou zachované slabo. Občasné medzivrstvy brekcií obsahujú intraklasty kimeridžského, titónskeho a beriaského veku.

HRONIKUM

Litostratigrafické jednotky „vyšších subtatranských príkrovov“ zaraďuje Maheľ (1986) do *chočského príkrovu* a vyšších príkrovov *(veternícky, havranický* a *jablonický príkrov)*. Buček (1988) a Buček et al. (1991) zaradili litostratigrafické jednotky do *veterlínskej* a *hravranickej jednotky*, ktoré možno najlepšie porovnať so *strážovským príkrovom*, resp. s *bebravskou „sériou“ (skupinou)*. Michalík et al. (in Kováč et al., 1991c) zaradili súvrstvia do *chočského príkrovu* a vyšších austroalpínskych príkrovov, resp. do *chočského príkrovu, lunzského príkrovu* a „vyšších príkrovov“ (Plašienka et al., 1991a).

Neskôr sa potvrdilo, že vyššie subtatranské príkrovy sú súčasťou *hronika* (Havrila, 1993, 2004; Havrila in Plašienka et al., 1997b; Havrila in Mello et al., 2004, v tlači), no ich sedimentačné priestory zaberajú celkom iný paleogeografický priestor, než si predstavoval Maheľ (1979a, b). V dôsledku toho musí byť iná aj sukcesia príkrovových telies.

Teória dvoch základných príkrovov v stavbe *hronika* sa v praxi neosvedčila, rovnako ako termíny *chočský* a *šturecký príkrov* v regionálnom rozsahu (sensu Andrusov et al., 1973). Na základe nových poznatkov bola preto vypracovaná predstava (Havrila, 1993; Kováč a Havrila, 1998), že základná tektonická jednotka *hronikum* je sústavou litologicky príbuzných tektonických doskovitých telies, paleogeograficky odrážajúcich sedimentačný priestor striedajúcich sa bazénov a karbonátových plošín. Telesá sú usporiadané v zmysle modelu Elisona a Speeda (1989) a v duchu tradičnej predstavy o tektonickej stavbe (smere sunutia telies) Západných Karpát.

V zmysle uvedenej predstavy pozostáva *hronikum* z dvoch skupín. Prvou je skupina čiastkových príkrovov, budovaných v severnej (externej) časti panvovými sukcesiami bazénu Dobrej Vody, ktoré smerom na juh prechádzajú cez svahové fácie do prechodného typu sukcesie. Pravdepodobne ide o jeden väčší príkrov s lokálnymi násunmi najmä na rozhraní s druhou skupinou príkrovov. Prvá skupina príkrovov vystupuje aj v Bielych horách Malých Karpát ako *veterlínsky príkrov*.

K tejto skupine čiastkových príkrovov patrí *príkrov Dobrej Vody* a *príkrov Homôľky* (Rohatej skaly), ktoré pochádzajú z bazénu Dobrej Vody. Ich samostatnosť nie je preukázaná. Nemožno však vylúčiť, že *veterlínsky príkrov* a *príkrov Ostrej Malenice*, ktoré pochádzajú z rozhrania bazénu Dobrej Vody a *mojtínsko-harmaneckej karbonátovej platformy*, sú súčasťou toho istého príkrovového telesa.

Druhou skupinou je skupina čiastkových príkrovov budovaných sekvenciou karbonátovej platformy. Sem patria: a) *havranický „príkrov“*, b) *jablonický „príkrov“*, c) *nedzovský „príkrov“*, d) *strážovský „príkrov“*, e) *tematínsky „príkrov“* (kryha Tematína a Úhradu). Uvedené tektonické telesá, ktoré dnes čiastočne ležia v tektonickej superpozícii nad prvou skupinou príkrovov, tvorili pôvodne jeden súvislý príkrov. Dezintegrovali sa a rozčlenili až druhotne, ná-

sledkom jeho segmentovania v extenznej etape tvorby jadrových pohorí. K tejto skupine čiastkových príkrovov patrí *považský príkrov*, t. j. príkrov tvorený tzv. vyššími príkrovmi – *havranickým*, *jablonickým*, *nedzovským*, *strážovským* a *tematínskym* (Havrila, 2004).

Hronikum vystupujúce v rámci zmapovaného regiónu na okraji Malých Karpát je v zmysle Havrilu (1993, 2004; in Plašienka et al., 1997b; in Kováč a Havrila, 1998; in Mello et al., 2004, v tlači) zastúpené pozične smerom odspodu nahor *veterlínskym príkrovom (príkrov Ostrej Malenice)*, *havranickou kryhou* a *jablonicko-nedzovskou kryhou považského príkrovu* so stratigrafickým rozpätím stredný trias (anis) – mladší trias (norik – rét) – spodný lias. Z toho vyplýva, že *považský príkrov* v zmysle citovaných prác sa chápe ako súčasť *hronika*.

Veterlínsky príkrov

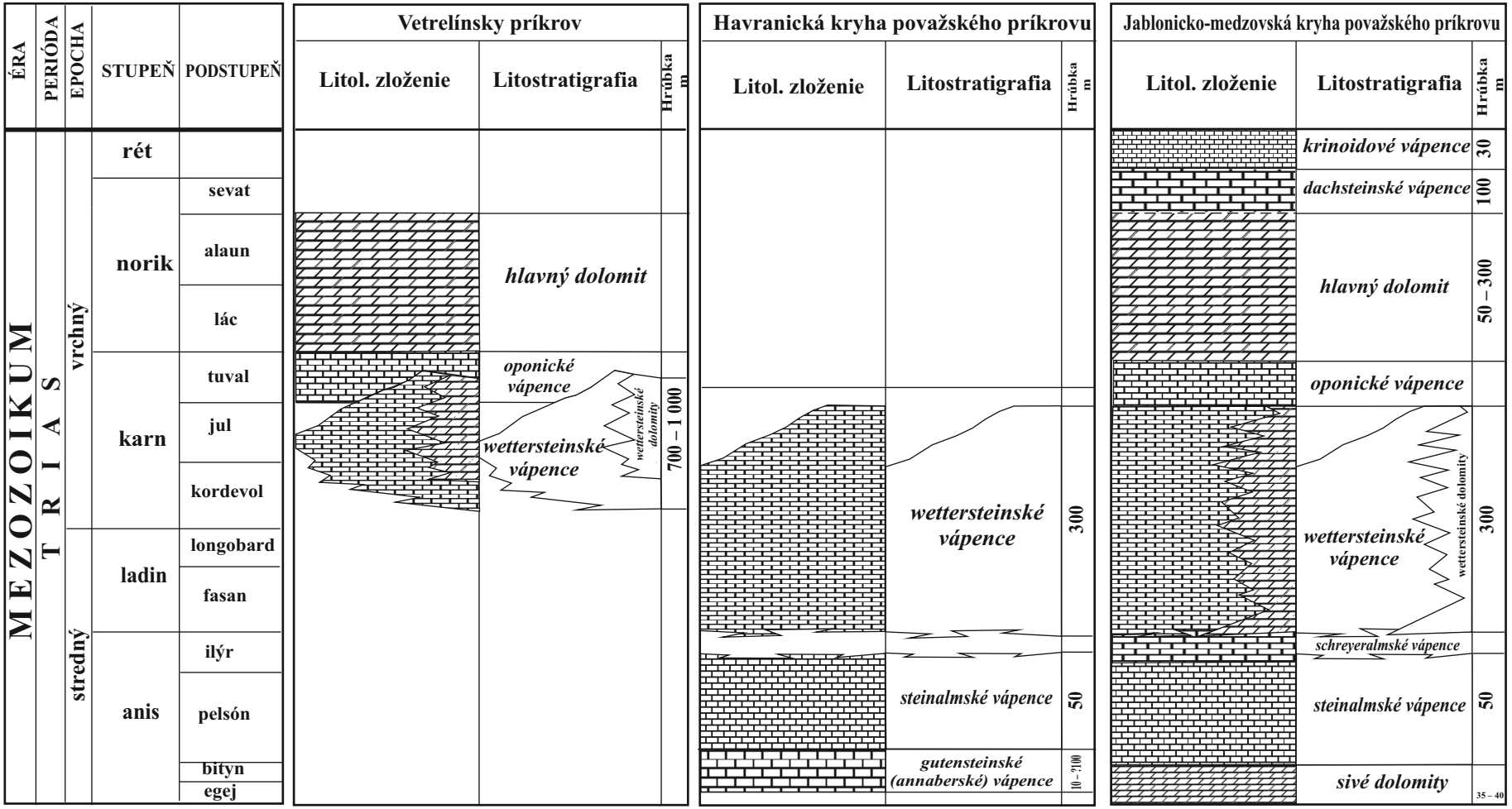
Veterlínsky príkrov ako spodné príkrovové teleso *hronika* v Pezinských Karpatoch (Köhler a Buček, 1991) zastupujú plytkovodné karbonáty karbonátovej plošiny, wettersteinské vápence a wettersteinské dolomity *bebravskej skupiny* veku kordevol až jul, oponické vápence (tuval) a hlavný dolomit (?karn – norik) *skupiny plošiny hlavného dolomitu*. Uvedené litostratigrafické jednotky (obr. 16) vystupujú na zmapovanom území sz. od obce Smolenice.

Bebravská skupina

86 wettersteinské vápence: brekciovité vápence (svetlosivé a krémové organogénne, organodetritické a organoklastické vápence), masívne bielosivé a krémové biolitické vápence, dolomitické vápence a dolomity (kordevol – jul)

Vo *veterlínskom príkrove* v nadloží svahových sedimentov (reiflinské a raminské vápence) vystupuje komplex predrifových, rifových a zarifových fácií – wettersteinské vápence a wettersteinské dolomity (Michalík, 1984; Masaryk, 1988, 1990; Buček, 1988, 1989; Buček et al., 1991; Mello in Lobitzer et al., 1990; Michalík et al., 1993).

Predrifové brekcie a megabrekcie sú najrozšírenejší typ fácie vo vrchnej, relatívne stupňovitej časti svahu platformy (typová lokalita Kršlenica pri Plaveckom Mikuláši; Michalík et al., 1993; cf. Henrich, 1983; mimo mapovaného regiónu). Základným materiálom brekcie sú hrubodetritické až brekciovité sparitické vápence (rudstones) s priemernou veľkosťou klastov 0,5 – 3 cm, derivovaných z vápencov okraja platformy. Jednotlivé bloky z rifovej a pririfovej zóny dosahujú veľkosť až do 20 m. Zloženie klastov je relatívne monotónne, tvoria ich prevažne svetlosivé a krémové organodetritické a organoklastické vápence. Veľkosť klastov sa zvyšuje smerom nahor, t. j. v smere k okraju platformy. Pomer základného materiálu ku klastom je 4 : 1. Detriticko-brekciovité wetter-



Obr. 16. Litostratigrafická kolónka mezozoika hronika priľahlej časti Malých Karpát (Buček, 2005).

steinské vápence obsahujú veľké izolované bloky (Ø 0,1 – 10 m) svetlých organogénnych a biodetritických vápencov s rifotvornými organizmami. Tvoria ich biosparitické a intrasparitické vápence (grainstone-rudstone a floatstone). Okrem bioklastov rifotvorných organizmov a intraklastov sa v detrite vyskytujú aj mikrofosílie a pelety (Michalík et al., l. c.).

V strednej časti veterlínskeho rifového komplexu (Michalík et al., 1993) prechádzajú predrifové hruboklastické fácie do telesa vlastného rifu. V hlavnej časti rifu prevládajú masívne bielosivé a krémové biolitické vápence (*bindstones* a *bafflestones*) s organogénnymi textúrami. Biolity sú tvorené šesťlúčovitými koralmi (*framestones*), ktoré sa našli iba v klastoch predrifových brekcií. Nad týmito vápencami sú masívne koralovo-riasové vápence (Kolosváry, 1958a, b, 1963, 1966, 1967), ktoré sa postupne menia na bioklasticko-sparitické vápence. Biodetritické sparity (*grainstones, rudstones*) sú tvorené peletoidmi a kostrovými zrnami. Organické zvyšky zastupujú vápnité hubky, mikroproblematiká, kolóniové koraly, tubifyty, solenopóry, hydrozoá a porostromátne riasy, menej zastúpené sú ulitníky, ramenonožce, krinoidy a iné skupiny fosílií (Michalík et al., l. c.). Foraminifery sú zriedkavými mikrofosíliami – *Ophthalmidium tori* ZANIN. et BROEN., *Paraophthalmidium* sp., *Paleolituonella meridionalis* LUPP., *Galeanella* sp., *Agathammina austroalpina* KRIST.-TOLLM. et TOLLM., *Endothyra kuepperi* OBERH., *Duostomina turboidea* KRIST.-TOLLM., *D.* sp. a *Turriglomina* sp. – spoločenstvo je charakteristické pre karnské spoločenstvá mimo rifového telesa. Typické rifové prvky sú zriedkavé (Jendrejáková in Buček, 1988; Jendrejáková in Michalík et al., l. c.; Jendrejáková in Jendrejáková a Papšová, 1989; Jendrejáková in Buček et al., 1991). Z tejto časti rifového komplexu boli opísané nové rody a druhy karnských koralov (Roniewicz a Michalík, 2002). Všetky opísané druhy koralov (s výnimkou *Carpathiphyllia regularis* sp. nov.) silne pripomínajú faunu koralov z cipitského vápenca z pohoria Dolomity v Južných Alpách. Okrem koralov boli opísané aj lastúrniky, ramenonožce (Kochanová, 1964a, b, 1965; Kochanová a Pevný, 1966; Pevný, 1966, 1975) a vápnité hubky (Jablonský, 1973). Pozoruhodný je výskyt nautiloidných amonoidných (neurčiteľných) hlavonožcov v predrifových brekciách (Bystrický, 1973; Buček et al., 1991). Z dasykladálnych rias sa na lokalite Kršlenica (mimo zmapovaného regiónu) vyskytuje indexový druh karnu (kordevolu, sensu Bystrický, 1986) *Poikiloporella duplicata* (PIA) PIA a *Griphoporella* sp. (Buček et al., 1991). Spoločenstvá makro- a mikrofosílií indikujú stratigrafické rozpätie wettersteinských vápencov veku kordevol – jul.

Predrifové brekcie wettersteinských vápencov vystupujú v tomto regióne sz. od obce Smolenice na jv. svahoch Havranice (717 m n. m.).

Zarifové fácie reprezentujú svetlosivé až biele masívne a laminované vápence, dolomitické vápence a dolomity. Biosparitické, intrasparitické a pelsparitické vápence (*grainstone, rudstone a floatstone*) obsahujú mikritizované bio- a litoklasty. Časť sekvencie bola diageneticky dolomitizovaná a tvoria ju prevažne

planárne polymodálne dolosparity. Celková hrúbka vrstiev je 700 až 1 000 m (Michalík et al., 1993). Mikrofosílie a rifotvorné organizmy sú obdobné ako v rifových fáciách (Michalík et al., l. c.).

87 wettersteinské dolomity: sivé a svetlosivé vrstvovité dolomity; a) dolomitové brekcie (kordevol – jul)

Tieto dolomity označil Peržel (1964a, 1966a, 1966b) ako „sivé a svetlosivé dolomity" ladinského veku vystupujúce v nadloží „veterníckych a veterlínskych vápencov" a v podloží lunzských vrstiev. Bystrický (1973; Bystrický in Biely et al., 1980) ich stratigraficky zaradil do kordevolu až bázy julu.

Najrozšírenejší litotyp sú sivé, prevažne celistvé i brekciovité, v najvyššej časti miestami aj vrstvovité wettersteinské dolomity (východne od kóty Veterlín). Druhý, plošne značne rozšírený litotyp sú brekciovité wettersteinské dolomity patriace k opísaným (kolónka 86) predrifovým a zarifovým fáciám. Vo východnej časti Bielych hôr (sz. od Smolenického zámku) je časť wettersteinských dolomitov nahradená svetlosivými zrnitými dolomitmi „cukrovitého" vzhľadu, ktoré možno označiť ako diagenetické dolomity (Friedmann a Sanders, 1967). Ich hrúbka je asi 50 – 100 m. Vo wettersteinských dolomitoch sa doteraz nezistili žiadne fosílie. Na základe ich pozície vo vrstvovom slede sa predpokladá, že patria do kordevolu až bázy julu.

Skupina plošiny hlavného dolomitu

84 oponické vápence: sivohnedé vrstvovité kalové vápence a slienité bridlice (tuval)

V nadloží wettersteinských dolomitov *veterlínskeho príkrovu* sa nachádza doteraz jediný známy výskyt oponického vápenca z lokality Kamenné vráta nachádzajúcej sa východne od Havranice (717 m n. m.). Peržel (1964a, 1966a, b) tieto vápence opísal ako „*masívne a doskovité sivonahnedlé vápence*", resp. ako „*sivé doskovité a masívne slienité karditové vápence*". Biely et al. (1980) ich označili ako oponické vápence, pretože neobsahujú druhy rodu *Cardita*. Kullmanová a Kochanová (1975) opisujú z tohto územia dva profily z „*fácie karditových vrstiev*" karnského veku.

V prvom prípade ide o profil 7 (lokalita Smolenice, sz. svah kóty 406,4). Na tejto lokalite v nadloží svetlosivých wettersteinských dolomitov, resp. medzi vrstvovitými sivými dolomitmi a miestami aj doskovitými dolomitickými vápencami s ojedinelými svetlohnedými rohovcami vystupujú doskovité až lavicovité, 10 – 20 (25) cm hrubé sivé a sivohnedé celistvé až kalové vápence s výraznou slienitou prímesou až slienité bridlice. Vápence sú mikritické (mudstone), s ojedinelými foraminiferami a ostrakódmi. Maximálna hrúbka oponických vápencov

je 5 – 20 m. Foraminifery zastupuje nasledujúce spoločenstvo (Jendrejáková in Buček, 1988; Jendrejáková in Buček et al., 1991; Boorová in Maglay et al., 2005): *Aeolisaccus amplimuralis* PANTIĆ, *A. gracilis* PANTIĆ, *A.* sp., *Agathammina* cf. *austroalpina* KRIST.-TOLLM. et TOLLM., *A.* sp., *Endothyranella* cf. *wirzi* (KOEHN-ZANIN.), *Frondicularia woodwardi* HOWCH., *Gsolbergella spiloculiformis* (ORAVECZNÉ-SCHEF.), *Ophtalmidium* sp. a *Nodobacularia vujisici* UROŠ. Toto spoločenstvo indikuje karnský vek. Fragmentárne zachované spoločenstvo je odlišné od dosiaľ zistených asociácií oponických vápencov *havranickej kryhy považského príkrovu* na lokalite Buková-cintorín (Kullmanová a Kochanová, 1975; Buček, 1988; Buček et al., 1991; Masaryk, 1990).

V druhom prípade ide o profil 8 (resp. profil SM/85) sz. od Smoleníc (lokalita Kamenné vráta; Masaryk, l. c.), už mimo zmapovaného regiónu. Z organických zvyškov sa zistili *Frondicularia woorwardi* HOWCH., *Globochaete alpina* LOMB., rádiolárie a úlomky krinoidov. Majerská a Pevný (in Kullmanová a Kochanová, 1975) uvádzajú z tohto profilu holotúrie: *Theelia latimarginata* MOST. (jul), *Th. pseudoplanata* KOZUR et MOCK (mladší ilýr – mladší norik) a *Th. koeveskalensis* KOZ. et MOST. (kordevol).

Keďže chýbajú presnejšie biostratigrafické údaje, predpokladá sa, že uvedené vápence sú faciálne blízke s oponickým vápencom z lokality Buková-cintorín a stratigraficky zodpovedajú mladšiemu karnu – tuvalu.

83 hlavné dolomity: sivé a sivohnedé vrstvovité dolomity (?karn – norik)

Najvyššie zastúpená litostratigrafická jednotka *veterlínskeho príkrovu* vystupujúca v nadloží wettersteinských dolomitov, resp. oponických vápencov sú hlavné dolomity. Dolomity sú sivé, sivohnedé, vrstvovité a dosahujú celkovú hrúbku okolo 5 – 10 m. V hlavných dolomitoch sa doteraz nezistili žiadne fosílie. Podľa pozície vo vrstvovom slede svojou podstatnou časťou patria do norika, ale ich zasahovanie do karnu nemožno vylúčiť. Stromatolitické a laminované štruktúry a chýbanie fosílií poukazujú na supratidálne prostredie (Buček, 1988).

Havranická kryha Považského príkrovu

Stredné príkrovové teleso *hronika – havranická kryha považského príkrovu* – charakterizujú zachované plytkovodné fácie anisu, gutensteinské a steinalmské vápence *(skupina jednotnej karbonátovej plošiny)*, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do plytkovodnej fácie karbonátovej platformy, t. j. do lagunárnych wettersteinských vápencov *bebravskej skupiny* ladinsko-kordevolského veku (obr. 16). *Havranická kryha považského príkrovu* vystupuje na zmapovanom území severne od obce Smolenice.

82 gutensteinské vápence: čierne a tmavosivé vrstvovité vápence a dolomitické vápence s vložkami dolomitov, vápencové brekcie (?egej – bityn – pelsón)

Peržel (1964, 1966a, 1966b) ako prvý rozčlenil „havranický vápenec" v ponímaní starších autorov na základe mikrofauny dasykladálnych rias (Bystrický in Biely a Bystrický, 1964; in Peržel, 1964, 1966b) a makrofauny lastúrnikov (Kochanová, 1962), ramenonožcov (Pevný, 1963) a hlavonožcov (Rosenberg, 1959) na dve neformálne litostratigrafické jednotky. Spodnejšiu z nich tvoria „čierne až tmavosivé masívne aj lavicovité vápence" (pelsón) a vrchnejšiu zastupujú „svetlosivé a mliečnobiele masívne vápence" (mladší anis – starší ladin). Spodnejšie súvrstvie sa neskôr označovalo ako gutensteinský a annaberský vápenec (Bystrický, 1965; Bystrický a Biely, 1966; Bystrický, 1972; Kollárová-Andrusovová, 1974, Bystrický in Biely et al., 1980), vrchnejšie súvrstvie ako steinalmský vápenec aniského veku a wettersteinský vápenec ladinského veku (Bystrický, 1965; Bystrický a Biely, 1966; Bystrický, 1973; Bystrický in Biely et al., 1980).

Gutensteinské súvrstvie zahŕňa viaceré faciálne príbuzné typy vápencov a dolomitov aniského veku [gutensteinský dolomit a gutensteinský (annaberský) vápenec]. Gutensteinské dolomity vystupujúce mimo zmapovaného regiónu prechádzajú do gutensteinských vápencov. Vápence tvoria 50 – 100 m hrubý komplex, najmä v spodnejších častiach v pomerne monotónnom vývoji. Spodná časť zachovaného komplexu pozostáva z čiernych a tmavosivých doskovitých až lavicovitých (hrubých 5 – 10 – 40 cm), ale aj hrubolavicovitých (hrubých 100 – 150 cm), prevažne mikritických vápencov a dolomitických vápencov s ojedinelými polohami dolomitov. Vápence sú preniknuté hustou sieťou bielych kalcitových žiliek. Vzácne sa nájdu hľuzy tmavých rohovcov. Iba vo vrchnej časti sivých gutensteinských vápencov sa miestami dajú pozorovať slabo detritické vápence. Prevládajú bezfosílne monotónne mikrity (*mudstone-wackestone*) so zriedkavými organodetritickými polohami (foraminiferovo-dasykladaceový *grainstone-packestone*). Z ojedinelých úlomkov organizmov, ktoré sa nachádzajú v biodetritických polohách uprostred slabo rekryštalizovaných mikritických vápencov, sú zastúpené ostrakódy, platničky krinoidov, globochéty, zriedkavo malé ulitníky, foraminifery a dasykladálne riasy. Častá je stylolitizácia, nepravidelná dolomitizácia a polohy brekcií (Buček, 1988; Buček et al., 1991). V nadloží gutensteinských vápencov vystupujú steinalmské vápence.

Spodnú časť „havranických vápencov", resp. „tmavé vápence s dasykladaceami" (Bystrický a Maheľ, 1970) koreloval Bystrický (1972, 1973) s annaberskými vápencami Východných Álp (sensu Tollmann, 1966), ktoré sú podľa Tollmanna (1985) faciálnou varietou gutensteinského vápenca.

Gutensteinské vápence sú dobre odkryté severne od Smoleníc v opustenom kameňolome. Vystupujú tu hrubolavicovité tmavosivé aj sivé vápence a dolomitické vápence s mikritickou štruktúrou s nepravidelnými polohami sivých a sivohnedých dolomitov. Vápence sú hojne preniknuté kalcitovými žilkami hrubými 1 až 5 mm. Celá oblasť je silne tektonicky porušená poruchami sv.-jz. smeru. Časté sú brekciovité vápence, veľmi podobné kržlianskej brekcii (Michalík, 1984). Brekcie sú tvorené blokmi vápencov, ktoré dosahujú niekoľko m^3. Na vápencoch je možné pozorovať fenomény skrasovatenia. Pukliny sú vyplnené terra-rossou. Prítomné sú aj rauvaky.

Z gutensteinských vápencov určila Jendrejáková foraminifery (in Buček, 1988; in Jendrejáková a Papšová, 1989; in Buček et al., 1991) *Tolypammina* sp. a *Calcitornella* sp., niekedy spolu s indexovým druhom *Meandrospira deformata* SALAJ spodného anisu (Salaj et al., 1983), ktorý je charakteristický pre hypersalinické prostredie. Spodná hranica súvrstvia zodpovedá pravdepodobne anisu (?egej – bityn) s možnosťou zasahovania do pelsónu na základe spoločného výskytu *Meandrospira deformata* a *M. dinarica* KOCH.-DEVIDÉ et PANTIĆ v sprievode s *Earlandinita grandis* SALAJ a *Endothyra badouxi* ZANIN. et BROEN (tab. 2). V polohách organodetritických vápencov sa zistilo spoločenstvo dasykladálnych rias (Buček, 1988, 1989; Buček in Buček et al., l. c.; tab. 3), prináležiace k zóne spoločenstva *Physoporella pauciforata-Oligoporella pilosa* (Bystrický, 1986) veku starší anis (bityn, resp. egej sensu Balogh a Kovács, 1981) – pelsón.

Sedimenty pochádzajú z veľmi plochého, nediferencovaného šelfu (karbonátová plošina) s nízkou dynamikou prostredia. Výskyt mikrofosílií v izolovaných horizontoch oddelených bezfosílnymi intervalmi svedčí o epizodickom trvaní období priaznivých na rozvoj foraminifer a dasykladálnych rias.

Tab. 2. Biostratigrafické vyhodnotenie dasykladálnych rias z gutensteinských vápencov *havranickej kryhy považského príkrovu* (Pezinské Karpaty – Biele hory; Buček a Bystrický sensu Granier a Grgasović, 2000).

Lokalita	308	309	312	313a	341a	343a	369	26	27	28
Dasycladales										
Teutloporella peniculiformis OTT		+				+	+			
Oligoporella pilosa PIA v. indet.		+								
Physoporella pauciforata (GÜMBEL) STEINM. v. *pauciforata* PIA ex BYSTR.		+								+
Physoporella pauciforata (GÜMBEL) STEINM. v. *undulata* PIA								+		

Physoporella praealpina PIA	cf.	+			cf.					cf.
Physoporella dissita (GÜMBEL) PIA		+							+	+
Physoporella sp.	+	+	+	+	+	+	+			

Lokality: (Buček, 1988)	
308	35-31-22; 610 m jv. od k. 717 Havranica, vo svahu (545 m n. m.) nad lesným chodníkom na hrebienku, sutina; organodetritický annaberský vápenec; výbr. č. 509
309	35-31-22; 490 m v. od k. 717 Havranica, vo svahu (600 m n. m.); sivý hrubolavicovitý organodetritický annaberský vápenec s riasami; výbr. č. 493a, b, c, 543, 544
312	35-31-22; 310 m v. od k. 717 Havranica, na hrebeni (685 m n. m.); sivý organodetritický annaberský vápenec s riasami; výbr. č. 495
313a	35-31-22; 610 m sz. od k. 407 Kamenné vráta (550 m n. m.); sivý organodetritický annaberský vápenec; výbr. č. 600, 601
341a	35-31-22; sz. od Smolenického zámku, 440 m s. od k. 417, vo svahu (490 m n. m.) lesný chodník, sutina; tmavosivý organodetritický annaberský vápenec s riasami; výbr. č. 523a, b
343a	34-44-05; Plavecký Mikuláš, 260 m sz. od k. 505 Dubový vŕšok, vo svahu (435 m n. m.); tmavosivý organodetritický annaberský vápenec; výbr. č. 390
369	35-31-21; 360 m jz. od k. 767 Záruby, nad lesným chodníkom (625 m n. m.); sivohnedý hrubolavicovitý organodetritický annaberský vápenec; výbr. č. 508, 687, 688
26	M-33-131-B-c Plavecký Mikuláš; legit: M. Peržel; horáreň Veterlín pri k. 375,6, výška 400 m n. m; dok. bod 166; výbr. č. 3668
27	detto; horáreň Veterlín z. od k. 375,6, výška 425 m n. m.; dok. bod 164
28	M-33-131-B-d Smolenice; legit: J. Bystrický; Havranica, hrebeň v. od vrcholu; tmavé lavicovité „havranické vápence“; dok. bod 2/71; výbr. č. 5 024 – 5 025, 6 606 – 6 607

Tab. 3. Biostratigrafické vyhodnotenie foraminifer z gutensteinských vápencov *havranickej kryhy považského príkrovu* (Pezinské Karpaty – Biele hory; Jendrejáková).

Lokalita	282	309	354	369	371
Foraminifera					
Clcitornella sp.		+			+
Earlandinita grandis SALAJ	cf.				
Endothyra badouxi ZANINETTI et BROENNIMANN	+				
Endothyranella sp.	+				
Glomospira sp.	+	+			
Meandrospira deformata SALAJ	+	+			
Meandrospira dinarica KOCH.-DEVIDÉ ET PANTIĆ	+				
Nubecularia sp.				+	
Planiinvoluta sp.					+
Tolypammina sp.		+	+	+	
Trochammina sp.				+	

Lokality: (Buček, 1988)	
282	35-31-22; 690 m jz. od k. 717 Havranica, vo svahu (550 m n. m.); lavicovitý organodetritický annaberský vápenec s riasami; výbr. č. 326, 349, 430, 655
309	35-31-22; 490 m v. od k. 717 Havranica, vo svahu (600 m n. m.); sivý hrubolavicovitý organodetritický annaberský vápenec s riasami; výbr. č. 493a, b, c, 543, 544
354	35-33-01; dolina Bukoviny, pravý svah, 70 m sv. od k. 443, pri lesnom chodníku; tmavosivý až sivý annaberský vápenec; výbr. č. 550
369	35-31-21; 360 m jz. od k. 767 Záruby, nad lesným chodníkom (625 m n. m.); sivohnedý hrubolavicovitý organodetritický annaberský vápenec; výbr. č. 508, 687, 688
371	35-31-21; 470 m z. od k. 767 Záruby, na hrebeni (710 m n. m.), hrubolavicovitý tmavosivý organodetritický annaberský vápenec; výbr. č. 535.

Tab. 4. Biostratigrafické vyhodnotenie foraminifer zo steinalmských vápencov *havranickej kryhy považského príkrovu* (Pezinské Karpaty – Biele hory; Jendrejáková).

Lokalita	304	304a	361	375	432	463b
Foraminifera						
Clcitornella sp.	+					
Diplotremmina astrofimbriata KRISTAN-TOLLMANN			+	+		
Diplotremmina persublima KRISTAN-TOLLMANN			cf.			
Diplotremmina sp.	+	+		+		
Earlandinita elongata SALAJ	+					
Earlandinita grandis SALAJ	+		aff.	+		
Earlandinita oberhauseri SALAJ	+					
Earlandinita soussii SALAJ				+		
Endothyra badouxi ZANINETTI et BROENNIMANN				+		
Endothyra salaji GAŹDZICKI				cf.		
Endothyranella alpina ZANINETTI et BROENNIMANN				cf.		
Endothyranella wirzi (KOEHN-ZANINETTI)	cf.			+	cf.	
Glomospira sp.				+		
Meandrospira dinarica KOCH.-DEVIDÉ et PANTIĆ	+		+	+	+	+
Meandrospira insolita (HO)	cf.					
Meandrospira sp.				+		
Meandrospiranella samueli SALAJ			+	+		
Tolypammina sp.		+				
Trochammina almtalensis KOEHN-ZANINETTI			+	+		+
Trochammina sp.				+		
Valvulina azzouzi SALAJ	+		+			

Lokality: (Buček, 1988)	
304	35-31-21; 200 m jv. od k. 767 Záruby, vo svahu (720 m n. m.); sivý a svetlosivý organodetritický steinalmský vápenec s riasami; výbr. č. 481, 482, 492, 1 032
304a	35-31-21; 160 m v. od k. 767 Záruby, na hrebeni (745 m n. m.); svetlosivý organodetritický steinalmský vápenec; výbr. č. 466, 501, 548, 1 020, 1 022 – 1 024
361	35-31-21; zsz. od k. Zelená Studňa, skalná kulisa (440 m n. m.), 470 m v. od Zelenej studne; masívny až lavicovitý svetlosivý organodetritický steinalmský vápenec; výbr. č. 524, 524a, b
375	35-31-21; v. od zrúcaniny Ostrý kameň, 660 m sv. od k. 398, na hrebeni (590 m n. m.); svetlosivý organodetritický steinalmský vápenec s riasami; výbr. č. 520 až 520a, 525-526, 1 016 – 1 019
432	35-31-22; sv. od kameňolomu v Smoleniciach – Lipiny, 610 m vjv. od k. 376, na hrebeni (370 m n. m.); tmavosivý aj sivý organodetritický steinalmský vápenec s riasami; výbr. č. 640 – 641
463b	35-31-22; 320 m ssv. od k. 717 Havranica, vo svahu (560 m n. m.); svetlosivý organodetritický steinalmský vápenec; výbr. č. 602 – 603.

81 steinalmské vápence: svetlosivé a sivohnedé masívne a hrubolavicovité organodetritické vápence s dasykladálnymi riasami (pelsón – ilýr)

Vrchnú časť karbonátového komplexu aniského veku tvoria steinalmské vápence (Buček, 1988, 1989; Buček et al., 1991). Reprezentuje ich organodetritický (dasykladaceovo-foraminiferový *grainstone, packestone*; prítomné sú riasové hrudky a obalené zrná s. s.) komplex masívnych až hrubolavicovitých svetlosivých až sivohnedých vápencov. Vo vrchnej časti sú steinalmské vápence svetlosivé, miestami sú zastúpené aj bielosivé dolomitické vápence. Steinalmské vápence vystupujú v úzkom pruhu ssv. od obce Smolenice jv. od Šaštín, v najvýchodnejšom podcelku Pezinských Karpát, v Bielych horách. Hrúbka súvrstvia je zhruba 50 m. Rozlíšenie masy svetlosivých vápencov na vápence anisu a ladinu je v dôsledku slabého zachovania dasykladálnych rias často problematické, preto aj znázornená hranica medzi nimi na geologickej mape je len predpokladaná.

Foraminifery sú zastúpené hojne a sú vysoko diverzifikované. V superpozícii vystupujú asociácie indexového druhu *Meandrospira dinarica* KOCH.-DEV. et PANTIĆ (zóna *M. dinarica* sensu Salaj et al., 1983b) spolu s početnými sprievodnými formami endotýr, endotyranel, earlandinít a ďalších druhov (Jendrejáková in Buček, 1988; in Jendrejáková a Papšová, 1989; in Buček et al., 1991; tab. 4). Spektrum dasykladaceí je bohatšie ako v gutensteinských vápencoch (Peržel, 1966a, b; Bystrický in Bystrický a Maheľ, 1970; Bystrický, 1973; Bystrický in Biely et al., 1980). Zistená mikroflóra dasykladálnych rias (Buček, 1988, 1989; Buček in Buček et al., l. c.; tab. 5) charakterizuje zónu spoločenstva *Physoporella pauciforata – Oligoporella pilosa* (Bystrický, 1986), t. j. vek pelsón – starší ilýr. Na základe zistených spoločenstiev mikrofosílií sa steinalmské vápence zaraďujú do pelsónu až staršieho ilýru, keďže v ich nadloží vystupujú ?schreyer-

almské vápence (severný svah kóty Záruby, mimo zmapovaného regiónu), ktoré sa zaraďujú do mladšieho ilýru, resp. steinalmské vápence pozvoľna prechádzajú do wettersteinských vápencov veku mladší anis až ladin.

Prostredie sedimentácie charakterizujú šelfové lagúny a prílivovo-odlivové plošiny s mimoriadne priaznivými ekologickými podmienkami na rast dasykladálnych rias a spoločenstvo foraminifer (vrchná časť subtidálnej zóny, a najmä intertidálna zóna).

Bebravská skupina

80 wettersteinské vápence: svetlé, bielosivé a sivohnedé vápence lagunárnej fácie s dasykladálnymi riasami (ladin – ?kordevol)

Wettersteinské vápence vystupujú v najvýchodnejšom okraji Bielych hôr ssv. od obce Smolenice a východne od Šaštín. Masívne vápence sú svetlé a bielosivé. Vyskytujú sa v nich aj vápence tmavších variet, tvoria však len nepravidelné šošovky alebo polohy sledovateľné na kratšiu vzdialenosť (mimo zmapovaného územia napr. západný svah zrúcaniny Plaveckého hradu pri Plaveckom Podhradí). Riasová lagunárna biofácia zastúpená biodetritickými vápencami (*grainstone*) obsahuje dasykladálne riasy a foraminifery, resp. porostromátne riasy a *Tubiphytes obscurus* OTT. V kameňolome Buková sa zistil druh *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA (Bystrický in Biely a Bystrický, 1964 sub *T. aequalis*?; in Peržel, 1966a, b; Buček, 1988, 1989; in Buček et al., 1991), ktorý je charakteristický pre lagunárnu časť bližšie k rifu a v zmysle definície zóny hojného výskytu zodpovedá ladinu (Bystrický, 1986).

Po prvý raz v Západných Karpatoch sa zistil druh *Teutloporella echinata* OTT spolu s veľkými ulitníkmi (Buček et al., 1991). Druh bol pôvodne opísaný z esinského vápenca ladinského veku zo severného Talianska (Granier a Grgasović, 2000). Foraminifery (Jendrejáková in Jendrejáková a Papšová, 1989; in Buček et al., l. c.; tab. 6) majú širšie stratigrafické rozpätie a neumožňujú rozčleniť tieto vápence na starší a mladší ladin. Zistený druh *Glomospira gemerica* (SALAJ) je indexová fosília ladinu s. l., fasanu s. s. (Salaj et al., 1983b). Okrem veľkých ulitníkov sa vo wettersteinských vápencoch vyskytujú „hniezda" obsahujúce početné jedince lastúrnikov, ramenonožcov a ulitníkov ladinského veku s možným zasahovaním do anisu (Kochanová a Pevný, 1982). Na kordevolský vek wettersteinských vápencov sa usudzuje na základe výskytu lunzských vrstiev julského veku (Planderová in Buček, 1988; Planderová in Buček et al., 1991) v nadloží wettersteinských dolomitov, hoci sa v nich zatiaľ nezistil indexový druh karnu, *Poikiloporella duplicata* (PIA) PIA, ktorý je ale známy z wettersteinských vápencov z lokality Kršlenica pri Plaveckom Mikuláši (mimo zmapovaného územia; Buček et al., 1991).

Wettersteinské vápence tvoria komplex hrubý asi 300 m.

Jablonicko-nedzovská kryha považského príkrovu

Ide o vrchné príkrovové teleso *hronika* (obr. 16), ktoré charakterizujú zachované plytkovodné fácie anisu, sivé dolomity a steinalmské vápence *(skupina jednotnej karbonátovej plošiny)*. Tie smerom do nadložia prechádzajú do plytkovodnej fácie karbonátovej platformy, t. j. do lagunárnych wettersteinských vápencov a wettersteinských dolomitov *bebravskej skupiny* ladinsko-kordevolského veku, resp. so zachovanými schreyeralmskými vápencami (ilýr – ladin) do *mojtínskej skupiny*. Vrchný trias zastupujú litostratigrafické jednotky *skupiny plošiny hlavného dolomitu*, t. j. oponické vápence (tuval – ?norik), hlavný dolomit (?karn – norik), dachsteinské vápence a *norovické súvrstvie* (mojtínsky vápenec) s vekovým zaradením norik (alaun – sevat) až rét. Stredný lias zastupujú krinoidové vápence.

Prevažne triasové sedimenty *jablonicko-nedzovskej kryhy považského príkrovu* vystupujú v tomto regióne v južnej časti Brezovských Karpát a v Čachtických Karpatoch. Na rozdiel od Bystrického (1973), ktorý územie tektonicky interpretoval ako *jablonický* a *nedzovský príkrov silicika*, Salaj a Began (1983, 1986) vyjadrili presvedčenie, že karbonátové masy oboch jednotiek sedimentovali na severnom okraji centrálnych Západných Kar pát a počas albsko-cenomanskej „obdukcie" sa včlenili do „klapského" sedimentačného priestoru (Michalík, 1992). V práci Salaja (1982) sa dokonca stotožňujú s ultrapenninskou kordilérou.

Tab. 5. Biostratigrafické vyhodnotenie dasykladálnych rias zo steinalmských vápencov *havranickej kryhy považského príkrovu* (Pezinské Karpaty – Biele hory; Buček a Bystrický sensu Granier a Grgasović, 2000).

Lokalita	304	304a	304b	361	374a	375	385	432	463	463b	464
Dasycladales											
Macroporella alpina Pia											
Teutloporella tabulata Pia											
Teutloporella peniculiformis OTT	+	+		+		+	+	+	+	+	+
Oligoporella pilosa PIA v. *pilosa* PIA ex BYSTRICKÝ											cf.
Oligoporella pilosa PIA v. *intusannulata* PIA											
Oligoporella pilosa PIA v. *varicans* PIA											
Physoporella pauciforata (GÜMBEL) STEINM. v. *pauciforata* PIA ex BYSTR.						+				+	

Physoporella pauciforata (GÜMBEL) STEINM. v. *undulata* PIA											
Physoporella pauciforata (GÜMBEL) STEINM. v. *sulcata* BYSTRICKÝ						cf.					
Physoporella pauciforata (GÜMBEL) STEINM. v. *gemerica* BYSTRICKÝ						+				cf.	
Physoporella praealpina PIA		+				cf.	cf.			cf.	
Physoporella dissita (GÜMBEL) PIA	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Physoporella varicans PIA											
Physoporella sp.		+		+		+					+
Poncetella hexaster (PIA) GÜVENÇ		+									
Poncetella helvetica (PIA) GÜVENÇ		cf.									
Kantia monregalensis BARETTI		+									
Kantia sp.											

Lokality: (Buček, 1988)	
304	35-31-21; 200 m jv. od k. 767 Záruby, vo svahu (720 m n. m.); sivý a svetlosivý organodetritický steinalmský vápenec s riasami; výbr. č. 481, 482, 492, 1 032
304a	35-31-21; 160 m v. od k. 767 Záruby, na hrebeni (745 m n. m.); svetlosivý organodetritický steinalmský vápenec; výbr. č. 466, 501, 548, 1 020, 1 022 – 1 024
304b	35-31-21; 150 m v. od k. 767 Záruby, na hrebeni (745 m n. m.); svetlosivý detritický steinalmský vápenec; výbr. č. 585
361	35-31-21; zsz. od Zelenej studne, skalná kulisa (440 m n. m.), 470 m v. od Zelenej studne; masívny až lavicovitý svetlosivý organodetritický steinalmský vápenec; výbr. č. 524, 524a, b
374a	35-31-21; 900 m sv. od k. 398, z. od k. Záruby, na hrebeni (645 m n. m.); svetlosivý organodetritický steinalmský vápenec s riasami; výbr. č. 536
375	35-31-21; v. od zrúcaniny Ostrý Kameň, 660 m sv. od k. 398, na hrebeni (590 m n. m.); svetlosivý organodetritický steinalmský vápenec s riasami; výbr. č. 520, 520a, 525 – 526, 1 016 – 1 019
385	35-31-22; pri lúke Šaštiny, 270 m sz. od k. 376, pri lesnom chodníku j. od Hrnčekovej (490 m n. m.); svetlosivý organodetritický steinalmský vápenec s riasami; výbr. č. 539 – 540, 1 034
432	35-31-22; sv. od kameňolomu v Smoleniciach – Lipiny, 610 m vjv. od k. 376, na hrebeni (370 m n. m.); tmavosivý aj sivý organodetritický steinalmský vápenec s riasami; výbr. č. 640 – 641
463	35-31-22; 220 m s. od k. 717 Havranica, vo svahu (640 m n. m.), na lesnej ceste; svetlosivý aj sivý organodetritický steinalmský vápenec; výbr. č. 682 – 684

463b	35-31-22; 320 m ssv. od k. 717 Havranica, vo svahu (560 m n. m.); svetlosivý organodetritický steinalmský vápenec; výbr. č. 602 – 603
464	35-31-22; 470 m sv. od k. 717 Havranica, vo svahu (530 m n. m.), na lesnej ceste; svetlosivý organodetritický steinalmský vápenec s riasami; výbr. č. 595 – 596, 613

Pokračovanie tab. 5. Biostratigrafické vyhodnotenie dasykladálnych rias zo steinalmských vápencov *havranickej kryhy považského príkrovu* (Pezinské Karpaty – Biele hory; Buček a Bystrický sensu Granier a Grgasović, 2000).

Lokalita	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
Dasycladales											
Macroporella alpina Pia				+							
Teutloporella tabulata Pia				+							
Teutloporella peniculiformis Ott	+						+				
Oligoporella pilosa Pia v. *pilosa* Pia ex Bystrický				+							
Oligoporella pilosa Pia v. *intusannulata* Pia				+							
Oligoporella pilosa Pia v. *varicans* Pia				+							
Physoporella pauciforata (Gümbel) Steinm. v. *pauciforata* Pia ex Bystr.								+	+		
Physoporella pauciforata (Gümbel) Steinm. v. *undulata* Pia									+		
Physoporella pauciforata (Gümbel) Steinm. v. *sulcata* Bystrický											
Physoporella pauciforata (Gümbel) Steinm. v. *gemerica* Bystrický											
Physoporella praealpina Pia	cf.										
Physoporella dissita (Gümbel) Pia	+	+	+	+	+	+	cf.			+	+
Physoporella varicans Pia								+	+		
Physoporella sp.						+	+			+	
Poncetella hexaster (Pia) Güvenç				+						+	
Poncetella helvetica (Pia) Güvenç				+							
Kantia monregalensis Baretti				+							
Kantia sp.	+				?	+					

Lokality: (Buček, 1988)	
29	M-33-131-B-d Smolenice; legit: M. Peržel; sz. od vrchola Havranice, zárez lesnej cesty; „svetlé havranické vápence“; výbr. č. 2 550
30	detto; legit: M. Maheľ; severný svah Havranice; dolomity blízko styku s bielymi vápencami z. od Bukovej; výbr. č. 4 750 až 4 751
31	detto; legit: J. Bystrický; dok. bod 3/71 – severný svah Havranice, sutina svetlých „havranických vápencov“ medzi Grófskou a novou lesnou cestou; výbr. č. 4 385 až 4 389
32	detto; dok. bod 4/71 – severný svah Havranice, zárez lesnej cesty; svetlý „havranický“ vápenec; výbr. č. 4 436 – 4 437, 4 441 – 4 443, 4 540 – 4 541, 5 046 – 5 049
33	detto; Grófska cesta: severný svah Havranice; svetlé „havranické“ vápence s ojedinelými brachiopódmi a lamellibranchiátami (sutina svetlých vápencov nad lokalitou s brachiopódmi a lamellibranchiátami pod Grófskou cestou); výbr. č. 469
34	detto; dok. bod 1/72 – severný svah Havranice; výbr. č. 4 600 – 4 601, 5 034 až 5 035
35	detto; dokumentárny bod 1/69 – Lotošárňa, južný svah severne od lúky; výbr. č. 3 933 – 3 934
36	Vajarská pri Rohožníku; legit: J. Bystrický; polygonálny bod č. 768; výbr. č. 2 610, 2 612, 2 125, 2 127
37	detto; ryha Geologického prieskumu R-23; výbr. č. 2 607, 2 609
38	M-33-131-B-d Smolenice; legit: J. Bystrický; dok. bod 14/76 – Šaštiny, ryha plynovodu; „svetlý havranický vápenec“; výbr. č. 5 640
39	detto; dok. bod 13/76 – Šaštiny, sz. okraj poľa západne od elektrického vedenia, ryha ropovodu; „svetlý havranický vápenec“; výbr. č. 5 644.

Niektorí autori sa domnievajú, že sedimenty „dechtickej kryhy“[6] Brezovských Karpát treba priradiť k ***jablonickému príkrovu*** (Biely et al., 1980; Maheľ, 1986) či k ***nedzovskému príkrovu – jablonickej skupine*** (Mello in Began et al., 1982; Mello in Salaj et al., 1987), iní ju porovnávajú s ***veternickou/veterlínskou*** a ***havranickou jednotkou/príkrovom*** (Buček, 1988; Michalík et al., 1987; Michalík, 1992). ***Havranickú „sériu“*** pokladajú za ekvivalent ***bebravskej série/jednotky chočského príkrovu*** (Maheľ, 1979a, 1987). Obdobne triasové litostratigrafické jednotky vystupujúce v Čachtických Karpatoch sú priradené k *nedzovskému príkrovu – jablonickej skupine* (Hanáček in Salaj et al., 1987). Maheľ (1979a) *za strážovský príkrov* v Malých Karpatoch pokladá len *nedzovskú jednotku.*

[6]Triasové sedimenty „dechtickej kryhy“ alebo štruktúry Plešivej hory (Mello in Salaj et al., 1987) vystupujú na povrch medzi Naháčom a Prašníkom v dĺžke asi 16 km a maximálnej šírke 5 km.

Skupina jednotnej karbonátovej plošiny

79 sivé a tmavosivé dolomity (?anis)

Sivé lavicovité dolomity, vystupujúce pravdepodobne v podloží steinalmských vápencov severne od Dechtíc v časti Vinohrady a jz. od Babej hôrky (Bystrický, 1973), môžu miestami zastupovať aj vápence. Pre nedostatok fosílií sa nedá zaujať jednoznačné stanovisko o ich veku. Predpokladá sa, že ich pozícia je tektonická, spôsobená viacerými zlomami. Ich zaradenie k steinalmským dolomitom (Mello in Salaj et al., 1987) aniského veku je z uvedených dôvodov problematické.

Tab. 6. Biostratigrafické vyhodnotenie foraminifer z wettersteinských vápencov *havranickej kryhy považského príkrovu* (Pezinské Karpaty – Biele hory; Jendrejáková).

Lokalita	12	13	342	547
Foraminifera				
Aeolisaccus gracilis PANTIĆ	+			
Aeolisaccus tintinniformis MIŠÍK	+			
Agathammina austroalpina KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN	aff.			
Agathammina sp.				+
Arenovidalina chialingchiangensis HO	aff.			
Aulotortus praegaschei (KOEHN-ZANINETTI)				+
Diplotremmina astrofimbriata KRISTAN-TOLLMANN			+	
Diplotremmina sp.			+	
Endothyra sp.			+	
Endothyranella sp.			+	
Glomospira gemerica (SALAJ)		+		+
Glomospirella sp.				+
Trochammina alpina KRISTAN-TOLLMANN				+
Trochammina tabasensis BROENNIMANN, ZANINETTI, MOSTHAGH. et HÜBER				aff.
Trochammina espahkensis BROENNIMANN, ZANINETTI, MOSTHAGH. et HÜBER				+
Turriglomina mesotriassica (KOEHN-ZANINETTI)	+			+

Lokality: (Buček, 1988)

12	34-44-05; s. od obce Plavecké Podhradie, k. 298 Hôrka, 60 m v. nad kameňolomom; masívny svetlosivý detritický wettersteinský vápenec; výbr. č. 31, 60
13	34-44-05; s. od obce Plavecké Podhradie, j. os ŠM Obora, nad lesnou cestou vo svahu (220 m n. m.); svetlosivý detritický wettersteinský vápenec; výbr. č. 47, 136B-137
342	34-42-25; v. od PT Naftár – Dubový vŕšok, 210 m jv. od k. 320, vo svahu (355 m n. m.); svetlosivý organodetritický wettersteinský vápenec; výbr. č. 512, 859
547	35-31-22; pravý svah doliny v Bukovej, 170 m s. od k. 267, vo svahu (305 m n. m.); tmavosivý až tmavohnedý organodetritický wettersteinský vápenec; výbr. č. 795 – 797

78 steinalmské vápence: svetlosivé a sivohnedé masívne a hrubolavicovité organodetritické vápence s dasykladálnymi riasami (pelsón – starší ilýr)

Steinalmské vápence (Biely et al., 1980) sú masívne svetlosivé organodetritické vápence lagunárneho biotopu s prevahou biogénnej sedimentácie (riasové porasty). Z mikrofaciálneho hľadiska ide o dasykladaceovo-foraminiferový *grainstone, packestone*. Prítomné sú riasové hrudky a obalené zrná s. s. Vystupujú v Brezovských Malých Karpatoch severne od Dechtíc, severne od časti Vinohrady v okolí kóty 311 m n. m. a južne od kóty 343 m n. m. v okolí Babej hôrky, kde dosahujú hrúbku 60 – 200 m. Vápence sú miestami nahradené svetlosivými dolomitmi. Na niektorých lokalitách sú vápence sivé, sivohnedé, hrubolavicovité, organodetritické (lupou viditeľné navetrané dasykladálne riasy). V najspodnejšej časti sú tmavosivé vápence chudobné na organický detrit (napr. starý kameňolom v Dechticiach pri Vinohradoch). Posledné dva uvedené litotypy môžu zodpovedať gutensteinským (annaberským) vápencom. Zistené spoločenstvo dasykladálnych rias zo steinalmských vápencov štruktúry Plešivej hory (tab. 7) sa vyznačuje chudobnejším druhovým spektrom, na rozdiel od spoločenstva dasykladaceí zo steinalmských vápencov *klenovskej štruktúry* (Bystrický, 1967, 1970, 1985; Mello in Salaj et al., 1987; Buček, 1988). Mikrofauna foraminifer (tab. 8) a dasykladaceí poukazuje na stratigrafické rozpätie pelsón – starší ilýr (zóna spoločenstva *Physoporella pauciforata – Oligoporella pilosa*, sensu Bystrický, 1986).

Tab. 7. Biostratigrafické vyhodnotenie dasykladálnych rias zo steinalmských vápencov *jablonicko-nedzovskej kryhy považského príkrovu* (Brezovské Karpaty; Buček a Bystrický sensu Granier a Grgasović, 2000).

Lokalita	11 De	16 De	44 De	46 De	3 Ch	1P	2P	3P	4P	5P	6	7	8	9	11	12	13
Dasycladales																	
Teutloporella peniculiformis OTT	cf.													+			
Physoporella pauciforata (GÜMBEL) STEINM. v. *pauciforata* PIA ex BYSTR.														cf.			
Physoporella minutula (GÜMBEL) PIA						cf.											
Physoporella dissita (GÜMBEL) PIA	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+

Physoporella sp.												+	+				+
Diplopora sp.										+							

Lokality: (Buček, 1988; cf. Mello in Salaj et al., 1987, Tab. 1)	
11De	35-31-19; Dechtice, s. od obce nad starým kameňolomom, 410 m jz. od k. 311, vo svahu 246 m n. m., na lesnom chodníku; svetlosivý organodetritický steinalmský vápenec; výbr. č. 850
16De	Dolná Skálová, s. od kameňolomu, vo svahu vo výške 250 m n. m., 520 m jz. od k. 344; lavicovitý svetlosivý až sivý organodetritický steinalmský vápenec s riasami; výbr. č. 823, 849
44De	Dechtice, s. od obce, na hrebeni – Babia hôrka (306 m n. m.), 600 m j. od k. 343; svetlosivý až sivý organodetritický steinalmský vápenec s riasami; výbr. č. 946
46De	Chtelnica, sz. od obce na hrebeni pri poľnej ceste, 40 m jz. od k. 323; sivý organodetritický steinalmský vápenec s riasami; výbr. č. 943
3Ch	35-31-20; Chtelnica, jz. od obce, z. od Osminy (260 m n. m.), 540 m jz. od k. 278, nad lomom v sutine; sivý detritický steinalmský vápenec s riasami; výbr. č. 955
1P	M-33-132-A-c Dechtice; legit: M. Peržel; južný svah Plešivej hory, j. od k. 343,2, výbr. č. 3 520 – 3 521
2P	detto; j. od Plešivej hory, j. od k. 343,2; výbr. č. 3 519, 3 531
3P	detto; s. od Plešivej hory, od k. 343,2; výbr. č. 3 540
4P	detto; južný svah Plešivej hory, j. od k. 343,2; výbr. č. 3 517, 3 529
5P	detto; sz. od k. 310,9; výbr. č. 3 518, 3 530
6	M-33-132-A-c Dechtice; legit: J. Bystrický; dok. bod 3/71 – Plešivá hora, hrebeň j. od k. 343,2 (= Plešivá hora); svetlý vápenec s diplopórami; výbr. č. 4 438 – 4 439
7	detto; dok. bod 6/71 – Plešivá hora, západnejšie od starých kameňolomov na južnom svahu Plešivej hory; svetlé vápence; výbr. č. 4 376 – 4 380
8	detto; dok. bod 7/71 – Plešivá hora, západnejšie od lokality 6/71; svetlé vápence; výbr. č. 4 416 – 4 418
9	detto; dok. bod 8/71, s. od obce Dechtice, južné úpätie Plešivej hory, z. okraj kameňolomu pri ceste; svetlé vápence; výbr. č. 7 158 – 7 159
11	detto; dok. bod 12/71, s. od obce Dechtice, pri k. 310,9 v cca 300 m n. m.; svetlé vápence; výbr. č. 4 434 – 4 435
12	detto; dok. bod 13/71, s. od obce Dechtice, jv. od k. 310,9 na hrebeni poniže kríža; svetlé vápence (= podložie sivých lavicovitých vápencov s rohovcami); výbr. č. 4 414 – 4 415, 4 419 až 4 420
13	detto; dokemen. bod 17/71; severne od obce Dechtice, cesta vedúca od časti „Vinohrady“, s východnejšie od starého opusteného kameňolomu; svetlé vápence; výbr. č. 4 517 – 4 518, 7160-7161.

Tab. 8. Biostratigrafické vyhodnotenie foraminifer zo steinalmských vápencov *jablonicko-nedzovskej kryhy považského príkrovu* (Brezovské Karpaty; Jendrejáková).

Lokalita	11 De	16 De	44 De	46 De
Foraminifera				
Earlandinita oberhauseri SALAJ		+		
Earlandinita soussii SALAJ		aff.		+
Earlandinita sp.		+		
Endothyra salaji GAŹDZICKI				cf.

Frondicularia woodwardi HOWCHIN	+			
Meandrospira dinarica KOCH.-DEVIDÉ et PANTIĆ	+			+
Meandrospira insolita (HO)			+	+
Meandrospira sp.	+			
Glomospira densa (PANTIĆ)		+	+	
Glomospirella grandis (SALAJ)		+		
Glomospirella semiplana (KOCH.-DEVIDÉ et PANTIĆ)		+		
Trochammina sp.		+		
Reophax eominutus KRISTAN- TOLLAMANN		cf.		
Reophax rudis KRISTAN- TOLLMANN		cf.		

Lokality: (Buček, 1988; cf. Mello in Salaj et al., 1987)

11De	35-31-19; Dechtice, s. od obce nad starým kameňolomom, 410 m jz. od k. 311, vo svahu vo výške 246 m n. m., na lesnom chodníku; svetlosivý organodetritický steinalmský vápenec; výbr. č. 850
16De	Dolná Skalová, s. od kameňolomu, vo svahu vo výške 250 m n. m., 520 m jz. od k. 344; lavicovitý svetlosivý až sivý organodetritický steinalmský vápenec s riasami; výbr. č. 823, 849
44De	Dechtice, s. od obce, na hrebeni – Babia hôrka (306 m n. m.), 600 m j. od k. 343; svetlosivý až sivý organodetritický steinalmský vápenec s riasami; výbr. č. 946
46De	Chtelnica, sz. od obce na hrebeni pri poľnej ceste, 40 m jz. od k. 323; sivý organodetritický steinalmský vápenec s riasami; výbr. č. 943.

Z okolia kóty 311 m n. m., kde sa na troch lokalitách zistili dasykladálne riasy anisu, sa odobrali tri vzorky (Buček, 1988, sub wettersteinský vápenec) zo svetlosivých organodetritických vápencov s hubkami. Jendrejáková (in Buček, 1988) z nich určila problematiká – *Aeolisaccus tintinniformis* MIŠÍK (anis – norik), *Aeolisaccus* sp., *Koiraella* sp. a *Pseudocucurbita*? sp. – a Buček určil *Tubiphytes obscurus-gracilis* (anis – karn), *Follicatena cautica* OTT (ladin – karn) a porostromátne riasy. Uvedené mikrofosílie poukazujú na rifový biotop vápencov (proximálny rifový detrit ?predrifu) a indikujú široké stratigrafické rozpätie (anis – karn). Okolie Dechtíc je silne porušené priečnymi zlomami na celý rad menších krýh, takže vedľa seba sa dostávajú stratigraficky dosť vzdialené súvrstvia (cf. Bystrický, 1973). Aj odkrytie územia je veľmi slabé.

Mojtínska skupina

77 schreyeralmské vápence: svetlé ružovkasté a červenkastohnedé lavicovité vápence s rohovcami a slienité vápence (ilýr – ladin)

Z nadložia svetlých masívnych vápencov anisu s *Physoporella dissita* (GÜMB.) PIA uvádza Bystrický (1973) svetlé, nezreteľne lavicovité sivé a žltkasté vápence so žltými a ružovými rohovcami (ekvivalent schreyeralmských vápen-

cov?). Biely et al. (1980) uvádzajú, že „*vyššia časť komplexu svetlých masívnych vápencov (miestami oddelená šošovkami reiflinských a schreyeralmských vápencov) patrí k wettersteinským rifovým vápencom*“. Neskôr Bystrický (1985) z územia severne od obce Dechtice uvádza z nadložia steinalmského vápenca „schreyeralmský vápenec“ s ružovými, červenými aj žltými rohovcami veku mladší ilýr – starší ladin. Mello (in Salaj et al., 1987) taktiež uvádza z nadložia steinalmských vápencov nesúvislé výskyty reiflinských vápencov, miestami so šošovkami vápencov schreyeralmského typu.

V Brezovských Karpatoch vystupujú schreyeralmské vápence na dvoch lokalitách. Prvá sa nachádza severne od obce Dechtice na juh od kóty 311 m n. m. V nadloží steinalmských vápencov vystupujú nesúvislé šošovky lavicovitých ružovkastých mikritických vápencov s ojedinelými rohovcami. Spoločenstvo problematík a foraminifer (určenie Jendrejáková in Buček, 1988) – *Aeolisaccus gracilis* PANTIĆ, *A. tintinniformis* MIŠÍK; *Agathammina austroalpina* KRIST.-TOLLM. et TOLLM., *Arenovidalina chialingchiangensis* HO, *Frondicularia* sp., *Nodosaria ordinata* TRIF. a *Turriglomina mesotriassica* (KOEHN-ZANIN.) – indikuje vek ilýr až starší ladin. Z územia mimo zmapovaného regiónu (sz. od Dechtíc, kameňolom Dolná Skalová; Buček, 1988) sa zistilo spoločenstvo foraminifer (určenie Jendrejáková) poukazujúce na ladin a *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.) (určenie Papšová), ktorý poukazuje na starší ladin – fasan.

Druhou lokalitou je oblasť sz. od obce Šterusy v okolí kóty Kamenec (326 m n. m.), v starších topografických podkladoch uvádzaného ako Kamenica (mimo zmapovaného územia). V opustených lomoch na západ od uvedenej kóty vystupujú doskovité (hrubé 2 – 10 cm) a lavicovité (hrubé 30 – 50 cm) červenkasté, ružovkasté až červenkastohnedé vápence, miestami aj slienité vápence, prestúpené kalcitovými žilkami so zvlneným povrchom vrstvových plôch. V spodných častiach vápence ojedinele obsahujú najmä drobné rohovce, vo vyšších častiach prevažne drobné (2 – 8 cm až 10 cm) okrúhle a šošovkovité rohovce tmavohnedej a pleťovej farby. V najvyšších častiach odkryvov vystupujú ružovkasté vápence. Medzi nimi a nadložnými svetlosivými wettersteinským vápencami (kolónka 76) vystupujú polohy sivých vápencov (?raminský vápenec). Hrúbka vápencov je asi 30 m.

Z mikrofaciálnej charakteristiky (Boorová in Maglay et al., 2005) vyplýva, že základná, pôvodne mikritová hmota je postihnutá čiastočnou rekryštalizáciou. Prejavuje sa to nepravidelnými polohami mikrosparitovej až sparitovej základnej hmoty. Štruktúra je intrabiopelmikritová/intrabiopelmikrosparitová až sparitová (intraklastovo-biogénno-peloidný *wackestone/grainstone*). V klastoch sa nezistili organické zvyšky. V základnej hmote ich zastupujú rádiolárie spumeláriového typu vyplnené kryštalickým kalcitom, filamenty, vzácne i fragmenty hrubostenných lastúrnikov, *Ostracoda* div. sp., resp. misky ostrakódov, vzácna je *Globochaete alpina* LOMB. Z biostratigrafického hľadiska sú dôležité foraminifery, ktoré reprezentuje *Frondicularia woodwardi* HOWCH., *Nodosaria ordinata* TRIF. a ďalšie úlomky schránok nodosaridných foriem, *Arenovidalina chialingchian-*

gensis HO, *Earlandia gracilis* (PANTIĆ) a *Valvulina azzouzi* SALAJ. Foraminifery v zmysle Salaja et al. (1983b) poukazujú na vek mladší anis – ladin.

Mello (in Began et al., 1982; in Salaj et al., 1987) opísané vápence z tejto lokality koreluje s netypickými schreyeralmskými vápencami *silického príkrovu* v Slovenskom krase. Kartograficky sú zobrazené na geologickej mape (Began et al., 1984) pod indexom 74. Z najvyššej časti vápencov nachádzajúcich sa bezprostredne pod svetlými vápencami vrcholovej časti Kamenca (326 m n. m.) zo sedielka 100 m jz. od vrcholu určil Salaj (in Salaj et al., l. c.) foraminifery: *Paleomiliammina (= Agathammina) judicariensis* (PREMOLI SILVA), *Ammodiscus* cf. *parapriscus (?apriscus)* HO, *Turitelella mesotriassica* KOEHN-ZANIN. a *Nodosaria* sp., ktoré dokazujú ilýrsky vek.

Masaryk et al. (1993) vyčlenili v profile 12 [Kamenica (Kamenec)] svahovú fáciu tenkolavicovitých laminovaných vápencov, označovaných ako grafensteinský vápenec, ktorý je jedným z členov súvrstvia reiflinského vápenca (veterlínskeho rifového komplexu Bielych hôr sensu Michalík et al., 1993; profil Kršlenica pri Plaveckom Mikuláši a i.), a nadložnú fáciu z rozhrania vrchného svahu a okraja platformy, tvorenú slabo vrstvovitými masívnymi vápencami a brekciami *(raminské súvrstvie)*.

Vzhľadom na to, že dosiaľ nie sú k dispozícii spresňujúce bio- a litostratigrafické údaje z uvedenej lokality, raminské vápence sa kartograficky samostatne nevyčleňujú. Z hľadiska svojho vzniku patria k *mojtínskej skupine*. Sedimentovali vo vnútroplatformových depresiách s prínosom materiálu a rifotvorných prvkov derivovaných z okraja platformy.

Bebravská skupina

76 wettersteinské vápence: svetlé sivé masívne organodetritické vápence s dasykladálnymi riasami (ladin – kordevol)

V štruktúre Plešivej hory Brezovských Karpát vystupujú v nadloží schreyeralmských vápencov (kolónka 77) wettersteinské vápence. Sú rozšírené vo dvoch vyzdvihnutých kryhách – v kryhe Plešivej hory severne od obce Dechtice v časti Vinohrady medzi kótou 257 m n. m. a kótou 311 m n. m. (Buček in Maglay et al., 2005) a v kamenickej kryhe sz. od Šterús v okolí Kamenca (326 m n. m.).

Ide o svetlé masívne vápence, ktoré dosahujú hrúbku okolo 100 – 200 m. Zastupujú ich vápence rifovej biofácie so sfinktozoami *Colospongia* ?*catenulata* OTT (ladin – karn) a *Ceotinella* cf. *mirunae* PANTIĆ (ladin – karn), s *Diplopora* sp., koralmi, *Tubiphytes obscurus-gracilis* a s porostromátnymi riasami (Buček in Maglay et al., l. c.).

Z mikrofaciálneho hľadiska ide o organodetritický vápenec – bioklastický biosparrudit, bioklastický *rudstone*. Bioklasty tvoria rekryštalizované hubky a rekryštalizovaný úlomok dasykladálnej riasy. Vo výbruse sme pozorovali radiaxiálne fibrózny kalcit lemujúci primárne rifové dutiny (fenestrálna textúra

typu stromataktis). Jediný dosiaľ známy výskyt vápencov lagunárnej biofácie s *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA (Bystrický, 1973, 1985) pochádza z tesného styku s nadložnými wettersteinskými dolomitmi nad starým lomom pri PD Dechtice. Zistený druh *Paleolituonella meridionalis* LUPPERT zo sivých až tmavosivých vápencov s navetranými hubkami (nad lomom v Dolnej Skalovej, mimo mapovaného územia) spolu s *T. herculea* a opísanými mikrofosíliami indikujú ladinsko-kordevolský vek wettersteinských vápencov.

V Čachtických Karpatoch wettersteinské vápence vystupujú v nadloží (wettersteinských) dolomitov veku ladin – kordevol (Hanáček in Salaj et al., 1987). Rozšírené sú v opustených aj v činných lomoch severne a sv. od Čachtíc, jz. od Nového Mesta nad Váhom a v okolí Prepadlísk (275 m n. m.) sz.-sv. od Nového Mesta nad Váhom (bloky a balvany).

Vápence sú svetlosivé, sivé až žltkastosivé, takmer bez organického detritu. Nápadná je v nich silná rekryštalizácia a dolomitizácia. Hanáček (in Salaj et al., 1987) predpokladá, že ide zároveň o diagenetickú aj menej rozšírenú epigenetickú dolomitizáciu. Zastúpené sú aj brekciovité vápence a tmavšie sfarbené variety vápencov bez organodetritu. Iba ojedinele pozorujeme úplne rekryštalizované ?hubky a iné bližšie neurčiteľné organizmy. Prítomné sú riasové hrudky a stromatolitické štruktúry, ktoré svedčia o plytkovodnom lagunárnom prostredí vápencov spolu s druhom *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA obrasteným cyanofytnými riasami.

Vápence sú prevažne masívne, miestami vrstvovité (hrúbka vrstiev 20 až 100 cm), ojedinele aj lavicovité, hrubé 10 – 20 cm. Takmer vo všetkých odkryvoch sa dá pozorovať tektonické porušenie vápencov (tektonické zrkadlá, pukliny a brekcie).

Na základe zistenia dasykladálnych rias (Hanáček in Salaj et al., l. c.; určenie Bystrický) *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA a ?*Teutloporella aequalis* (GÜMBEL) PIA zo zarifovej fácie bližšie k rifu a *Poikiloporella duplicata* (PIA) PIA) [= *Andrusoporella duplicata* (PIA) BYSTR.] z najvrchnejších polôh vápencov je možné wettersteinské vápence vekovo zaradiť do ladinu až staršieho karnu – kordevolu (sensu Bystrický, 1986).

Smerom do nadložia wettersteinské vápence buď pozvoľna, alebo aj náhle prechádzajú do wettersteinských dolomitov. Miestami sa aj uprostred nich nájdu relikty wettersteinských vápencov (Mello in Salaj et al., 1987).

75 wettersteinské dolomity: svetlosivé a sivé vrstvovité a masívne dolomity; a) dolomitové brekcie (ladin – kordevol)

V nadloží wettersteinských vápencov vystupujú svetlosivé a sivé vrstvovité (hrúbka 50 – 100 cm) aj masívne wettersteinské dolomity a brekciovité, tektonicky podrvené dolomity s kalcitovými klenčekmi. Ich východy sa zaznamenali v najzápadnejšom úseku Brezovských Karpát severne od Trstína v okolí Holého vrchu (334 m n. m.), a to v opustenej aj činnej časti kameňolomu Trstín. Smerom

na východ sa tieto dolomity objavujú v štruktúre Plešivej hory v opustených lomoch sz. a severne od Dechtíc a ssv. od Kočína[7].

V Čachtických Karpatoch vystupujú wettersteinské dolomity v nadloží aniských vápencov a v podloží wettersteinských vápencov, do ktorých pozvoľna prechádzajú (Hanáček in Salaj et al., 1987) sz. od Nového Mesta nad Váhom. Ich najvýchodnejší výskyt je v oblasti Trenčianskych Bohuslavíc jv. od Tureckého vrchu (345 m n. m.). Tu sa dajú pozorovať stromatolitické štruktúry a šošovky vápencov uprostred dolomitov. Hrúbka wettersteinských dolomitov je maximálne 300 m.

Biostratigrafické údaje pochádzajú z vrtných jadier vrtov V-11 a V-2, v ktorých Jablonský (in Jablonský a Rohálová, 1977) zistili vápnité hubky „*Colospongia*" cf. *andrusovi* JABLON., *Cystothalamia bavarica* OTT a *Solenolmia manon manon* (MÜN.) SENOWBARI-DAR. (= *Dictyocoelia manon* MÜN.). Indikujú ladinský až kordevolský vek dolomitov. Ladinský vek wettersteinských dolomitov v Bielych horách (Pezinské Karpaty, *havranická kryha považského príkrovu*) dokladá mikroflóra dasykladálnych rias (Buček, 1988, 1989; Buček et al., 1991).

Skupina plošiny hlavného dolomitu

74 oponické vápence: sivé, pleťovoružovkasté a sivohnedé lavicovité organodetritické a lumachelové vápence (tuval – ?norik)

V štruktúre Plešivej hory Brezovských Karpát v nadloží wettersteinských dolomitov vystupujú tri šošovky oponických vápencov („karditové vrstvy"). Ide o lokality v oblasti obce Chtelnica (nad kostolom a sz. od časti Vlčie hory) a severne od obce Lančár (Lančárska zvonica) v spodnej časti niekoľkostometrového komplexu sivých hrubolavicovitých hlavných dolomitov.

Z lokality Lančár sz. od k. 303,3 m n. m. (Mello in Bystrický et al., 1980; Mello in Salaj et al., 1987) z profilu 37 Kullmanová a Kochanová (1975) litologicky aj biostratigraficky opísali fácie „karditových vrstiev" karnského veku. V skalných východoch tu vystupujú lavicovité (hrúbka lavíc 20 – 45 cm) sivohnedé celistvé, čiastočne slienité vápence. Prevažne mikritické vápence sú prestúpené sieťou kalcitových žiliek. Uprostred týchto vápencov sú polohy hnedožltých organogénnych lumachelových vápencov. Celkove sú vápence veľmi chudobné na mikrofosílie. Ojedinele obsahujú globochéty a foraminiferový druh *Agathammina austroalpina* KRIST.-TOLLM. et TOLLM. Hrúbka súvrstvia je 120 m.

Z makrofauny sú zastúpené lastúrniky a ramenonožce (tab. 9). Z novších zberov z lokality Lančár – Lančárska zvonica pochádza spoločenstvo lastúrnikov (určenie Kochanová in Buček, 1988) *Schafhaeutlia mellingi* (HAUER), *Newaagia obliqua* (MÜN.) a *Trigonodus* sp., indikujúce karnský vek, podstupeň tuval.

[7]Na geologickej mape v mierke 1 : 50 000 (Began et al., 1984) sú západne od obce Dechtice kartograficky znázornené tri menšie výskyty wettersteinských dolomitov. Najnovším výskumom sa však zistilo, že vo všetkých troch prípadoch ide o výstupy sladkovodných vápencov *hlavinských vrstiev* mladšieho miocénu opísaných v ďalšom texte (panón – pont; kolónka 55).

Na lokalite Chtelnica-nad kostolom vystupujú nad starým kameňolomom ojedinelé skalné východy sivých, pleťovoružovkastých aj sivohnedých vápencov s klastami a kalcitovými žilkami. Sú v nich badateľné rekryštalizované stromatolitické štruktúry (loferity). Zastúpené sú aj lavicovité, 25 – 50 až 100 cm hrubé organodetritické tmavohnedé aj sivé vápence a červenkastohnedé (oxidy Fe) detritické vápence s kalcitovými žilkami. Ojedinelé sú aj výskyty žltkastohnedých lumachelových vápencov. Na lokalite Chtelnica-Vlčie hory vystupujú lavicovité aj doskovité sivohnedé, červenohnedé (oxidy Fe) až tmavosivé onkolitické vápence s makrofaunou lastúrnikov (tab. 10). Hrúbka vápencov je 15 – 20 m.

Z mikrofaciálneho hľadiska ide o intrabiosparit (intraklastovo-lastúrnikovo-foraminiferový *grainstone*). Z foraminifer určila Boorová (in Maglay et al., 2005) *Gsolbergella spiroculiformis* (ORAVECZNÉ-SCHEFF.), *Agathammina austroalpina* KRIST.-TOL. et TOL., *Ophtalmidium* sp. a *Duostomina* sp., ktoré indikujú najpravdepodobnejšie karnský vek. V druhom prípade ide o biomikrosparit (lastúrnikovo-ulitníkový wackestone), resp. biopelmikrosparit (lastúrnikovo-ulitníkovo-peloidný *wackestone*) s *Globochaete alpina* LOMB. a *Tolypammina* cf. *gregaria* WENDT.

V oblasti Čachtických Karpát vystupujú malé šošovky oponických vápencov západne od Čachtíc, sz. od časti Botová a sz. od Čachtíc-Zádvoria. V okolí Nového Mesta nad Váhom sú známe výskyty jjz. od mesta (vo svahu nad PD) a jz. od mesta v časti Modlenické pole „nad vápenkou“ (Hanáček in Salaj et al., 1987). Z lokality „nad vápenkou“ v Novom Meste nad Váhom z polohy tmavších sivých vápencov uvádza Kochanová (1961, 1984) *Prospondylus* (*Philipiella*) cf. *obliqua* MÜN. [= *Newaagia* cf. *obliqua* (MÜN.)] karnského veku.

Miestami sú tieto vápence v priamom nadloží wettersteinských vápencov (napr. kóta Kačíš; Hanáček in Salaj et al., l. c.), no zväčša sú od nich oddelené pásom svetlosivých dolomitov bez paleontologických dôkazov. Ani kartografické ohraničenie od hlavných dolomitov, do ktorých medzi jednotlivými šošovkami vápencov prechádzajú, nie je možné. Preto sú na geologickej mape označené číslom vrchnotriasových dolomitov. Nevylučuje sa však, že spodnejšie horizonty môžu patriť ešte k ladinu – kordevolu (Hanáček in Salaj et al., l. c.).

Na uvedených lokalitách sa vyskytujú doskovité až lavicovité, 5 – 10 až 40 cm hrubé sivohnedé organodetritické aj lumachelové vápence s hojnými lastúrnikmi a sivé kalové vápence v podobe šošoviek, resp. polôh. V ich okolí sú úlomky a balvany sivých vrstvovitých dolomitov hrubých 50 – 100 cm. Hrúbka vápencov je 15 – 30 m.

Mikrofaciálne typy vápencov sú obdobné ako spomenuté vápence, ale rozmanitejšie. Zistené spoločenstvá foraminifer (Boorová in Maglay et al., 2005) poukazujú podľa Salaja et al. (1983b) na mladší trias – karn – norik.

Zistili sa (určenie Bystrický) druhy dasykladálnych rias (Hanáček in Salaj et al., l. c.) *Clypeina besici* PANTIĆ a *Poikiloporella duplicata* (PIA) PIA, ktorá pochádza najpravdepodobnejšie z wettersteinských vápencov.

Tab. 9. Zoznam makrofauny z „karditových vrstiev“ (oponický vápenec) jablonicko-nedzovskej kryhy považského príkrovu (lokalita Lančár – Brezovské Karpaty).

Lokalita	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**
Monotis cf. *montini* MC LEARN	+	+						
Entolium subdemissum MÜNSTER	+			+				
Placunopsis sp.	+	+		+		+	+	
Prospondylus (*Philippiela*) *obliqua* (MÜNSTER)	+							
Schafhauetlia mellingi (HAUER)	+	+		+		+	+	+
„Terebratula“ tenella BITTNER			+	+.		+		
„Terebratula“ cf. *sturi* LAUBE			+	aff.		+		
Diplospirella (=Diploporella) wissmanni (MÜNSTER)			+	+	+	+		
Dielasma woehrmannianum (BITTNER)				+		+	+	
Newaagia obliqua (MÜNSTER)			+	+		+		
Entolium sp.						+		
Leptochondria sp.							+	
Filopecten incognitus (BITTNER)							+	+

Lokality: (Buček, 1988; cf. Mello in Salaj et al., 1987)

1	Kochanová, 1964a, Geo 12958
2	Kochanová. 1964b, Geo 13627, lok. č. 53
3	Pevný, 1966, Geo 16151, lok. č. 53
4	Pevný, 1975, Geo 35032, lok. č. 5
5	Bujnovský, Kochanová a Pevný, 1975, s. 37
6	Kullmanová a Kochanová, 1975, Geo 35531, profil 37, sz. od k. 303,3
7	Kochanová, 1979, Geo 45331, lok. č. 2
8	Kochanová, 1984, Geo 7334, Lančár a Nové Mesto nad Váhom (*N. obliqua*)

Tab. 10. Zoznam makrofauny z „karditových vrstiev“ (oponický vápenec) jablonicko-nedzovskej kryhy považského príkrovu (lokalita Chtelnica – Brezovské Karpaty).

Lokalita	**1**	**2**	**3**	**4**
Amussium incognitum (BITTNER)	+	+		
Placunopsis sp.	+	+	+	
Prospondylus (Philippiela) obliqua (MÜNSTER)	+	+		
Schafhaeutlia mellingi (HAUER)	+	+	+	+
Newagia obliqua (MÜNSTER)			+	+
Filopecten incognitus (BITTNER)			+	+

Lokality: (Buček, 1988; cf. Mello in Salaj et al., 1987)

1	Kochanová, 1964a, Geo 12958: A
2	Kochanová. 1964b, Geo 13627, lok. č. 54, 300 m sz. od starého kostola
3	Kullmanová a Kochanová, 1975, Geo 35531
4	Kochanová, 1979, Geo 45331, lok. č. 13

73 hlavné dolomity: svetlosivé, sivé až tmavosivé vrstvovité dolomity (?karn – norik)

V štruktúre Plešivej hory (Brezovské Karpaty) sa lunzské vrstvy doteraz nenašli. Na základe výskytu šošoviek oponických vápencov (kolónka 74) nachádzajúcich sa v ich nižších častiach sa však dá predpokladať, že všetky dolomity v okolí opusteného kameňolomu nad kostolom v Chtelnici, v aktívnom veľkolome pri Dolnom Lopašove a v opustených kameňolomoch v Kočíne a Lančári patria k hlavným dolomitom (Mello in Salaj et al., 1987). V Čachtických Karpatoch sa k hlavným dolomitom zaraďujú výskyty pri Korytnianskych kopaniciach (Kozinec – 327 m n. m.), južne od Hrachovišťa – Urbársky les, jv. od kóty 377 m n. m., jjv. od Salašiek (450 m n. m.) a južne od Veľkého Plešivca (484 m n. m.). Okrem toho sa menšie šošovky dolomitov nachádzajú pri „novomestskej vápenke“, kde sa v nich vyskytujú spomenuté šošovky oponických vápencov. Pri Trenčianskych Bohuslaviciach sv. a jv. od Tureckého vrchu (345 m n. m.) vystupujú hlavné dolomity v podloží dachsteinských vápencov (kolónka 72).

Hlavné dolomity svetlosivej aj sivej, miestami až tmavosivej farby sú vrstvovité. Lavice majú hrúbku 30 až 50, niekedy až 100 cm. Nápadným znakom dolomitov sú stromatolitické polohy. Dolomity sú celistvé, prípadne jemne kryštalické, miestami aj brekciovité. Na vrstvových plochách sa dajú pozorovať žltkasté a hrdzavožlté oxidy Fe. Mikrofaciálne ide o dolosparity bez organických zvyškov. Dosahujú hrúbku 150 m.

Z lokality Dolný Lopašov sa zistil stromatolitový dolomit (loferit). Vo výbruse je možné vidieť prechod od dolomitu (dolosparit), resp. dolomitu s fantómovými znakmi stromatolitu (zastretá pôvodná štruktúra horniny) do klasického stromatolitu – loferitu (Boorová in Maglay et al., 2005).

Keďže sa zo súvrstvia nezistili žiadne fosílie, vekové zaradenie hlavných dolomitov vychádza iba z ich pozície vo vrstvovom slede, t. j. od podložných oponických vápencov, resp. wettersteinských dolomitov a nadložných dachsteinských vápencov.

72 dachsteinské vápence a norovické súvrstvie – mojtínsky vápenec: nerozčlenené kalové, oolitické, organodetritické a lumachelové vápence [norik (alaun – sevat) – rét]

Nad hlavnými dolomitmi vystupujú stratigraficky najvyššie triasové litostratigrafické jednotky, dachsteinské vápence a ojedinele aj norovické súvrstvie – mojtínsky vápenec. V Čachtických Karpatoch vystupujú dachsteinské vápence, resp. norovické súvrstvie na dvoch lokalitách (Hanáček in Salaj et al., 1987) – v okolí Korytnianskych kopaníc a v okolí Tureckého vrchu (345 m n. m.) pri Trenčianskych Bohuslaviciach.

Dachsteinské vápence zastupuje litologicky aj faciálne pestrý súbor karbonátov (Kullmanová a Kochanová, 1975; Hanáček et al., 1977; Hanáček in Salaj et

al., l. c.; Hanáček in Began et al., 1990b). Vyskytujú sa sivohnedé a svetlohnedé doskovité a lavicovité organodetritické vápence s častými kalcitovými žilkami hrubé 5 – 10 až 50 cm a sivé hrubolavicovité (hrubé >100 cm), silne rekryštalizované vápence s ± organickým detritom a oxidmi Fe. Súvrstvie dosahuje hrúbku 30 – 100 m.

Z mikrofaciálneho hľadiska (Boorová in Maglay et al., 2005) je zastúpený intraklastovo-foraminiferový grainstone a intraklastovo-peloidno-biogénny *wackestone*/*grainstone*.

Dachsteinské vápence patria k fáciám vnútornej a strednej platformy (intertidálne až supratidálne fácie, resp. subtidálne fácie otvorených lagún).

Stratigrafická výška spodnej hranice dachsteinských vápencov nie je dostatočne paleontologicky doložená. Na základe foraminifer (Jendrejáková in Jendrejáková a Papšová, 1989; Jendrejáková in Buček et al., 1991; Salaj in Salaj et al., 1987) *Gandinella falsofriedli* (SALAJ, BORZA et SAMUEL), *G. apenninica* CIARAP. et ZANIN., *Aulotortus pokornyi* (SALAJ), *A. tenuis* (KRIST.), *A. tumidus* (KRIST.-TOLLM.), *Tetrataxis inflat*a KRIST. a *Coronipora austriaca* (KRIST.) zasahujú dachsteinské vápence do mladšieho norika (sevat). Podľa Boorovej (in Maglay et al., 2005) na základe zistenia zóny *Angulodiscus pokornyi – Angulodiscus friedli* v zmysle Salaja et al. (1983b) ich spodná hranica zasahuje do podstupňa norika – alaunu. Podľa prítomnosti druhu *Agathammina multispora* SALAJ, BORZA et SAMUEL (Salaj et al., l. c.) a uvedenej zóny vrchná hranica zasahuje do staršieho rétu.

V najvyššej časti dachsteinských vápencov alebo v sutine sa spolu s dachsteinskými vápencami nachádzajú ojedinelé tenké polohy (šošovky) lumachelových žltkastohnedých, hrdzavohnedých, sivohnedých aj ružovkastých a svetlosivých vápencov s makrofaunou lastúrnikov a ramenonožcov norovického súvrstvia – mojtínsky vápenec (sensu Gaździcki a Michalík, 1980; lokalita Turecký vrch). Hanáček (1969; in Hanáček et al., 1977; in Salaj et al., 1987) ich označuje ako fáciu kössenských vrstiev rétskeho veku, resp. zahrnul ich k dachsteinským vápencom veku sevat až rét. Z biofaciálneho hľadiska (Boorová in Maglay et al., 2005) sú najrozšírenejšie biodetritické vápence – oolitové (oolitovo-intraklastovo-biogénny *grainstone*). Norovické súvrstvie sedimentovalo v oblasti otvorenej vonkajšej lagúny a jej okrajov (subtidálne fácie a fácie plytčín na okraji lagúny).

Norovické súvrstvie – mojtínsky vápenec – na základe makrofauny ramenonožcov a lastúrnikov (Pevný, 1984; Kochanová, 1984; Michalík a Kochanová in Buček et al., 1991) a foraminifer zóny *A. pokornyi – A. friedli*, a najmä druhu *Triasina hantkeni* MAJZON (Salaj a Hanáček in Salaj et al., 1987; Boorová in Maglay et al., 2005) sa zaraďuje do rétu.

Z lokality Chtelnická dolina – pri hájovni Černík (Peržel, 1966a; Pevný, 1966; Buček 1988; mimo zmapovaného územia) – pochádza spoločenstvo lastúrnikov (určenie Kochanová) a ramenonožcov (určenie Michalík) *Atreta intus-striata* (EMMR.), *Lopha* cf. *haidingeriana* (EMMR.), *Rhaetavicula contorta*

(PORTL.), *Placunopsis alpina* (WINK.), *Modiolus* sp., *Plicatula* sp., *Chlamys* sp. a *Rhaetina gregaria* (SUESS), ktoré indikuje rétsky vek vápencov.

71 krinoidové vápence (stredný lias)

V Čachtických Karpatoch v nadloží dachsteinských vápencov, resp. norovického súvrstvia (kolónka 72) vystupujú hrdzavočervené a hnedočervené krinoidové vápence, ktoré Hanáček (in Salaj et al., 1987) priraďuje k hrušovskej skupine – fácii Tlstej hory (jura – spodná krieda). Uvedené vápence vystupujú v tomto regióne na jedinej lokalite, jz. od Korytnianskych kopaníc západne od kóty Kozinec (cf. Hanáček, 1966, 1969).

Na základe zistených spoločenstiev ramenonožcov a hlavonožcov (určenie Pevný in Hanáček, l. c.; Pevný in Salaj et al., l. c.) z troch lokalít z okolia kóty Drieňovica možno krinoidové vápence stratigraficky zaradiť do stredného liasu.

3.2. TERCIÉR

PALEOGÉN

70 zuberecké súvrstvie: pieskovce, ílovce a drobnozrnné zlepence (eocén)

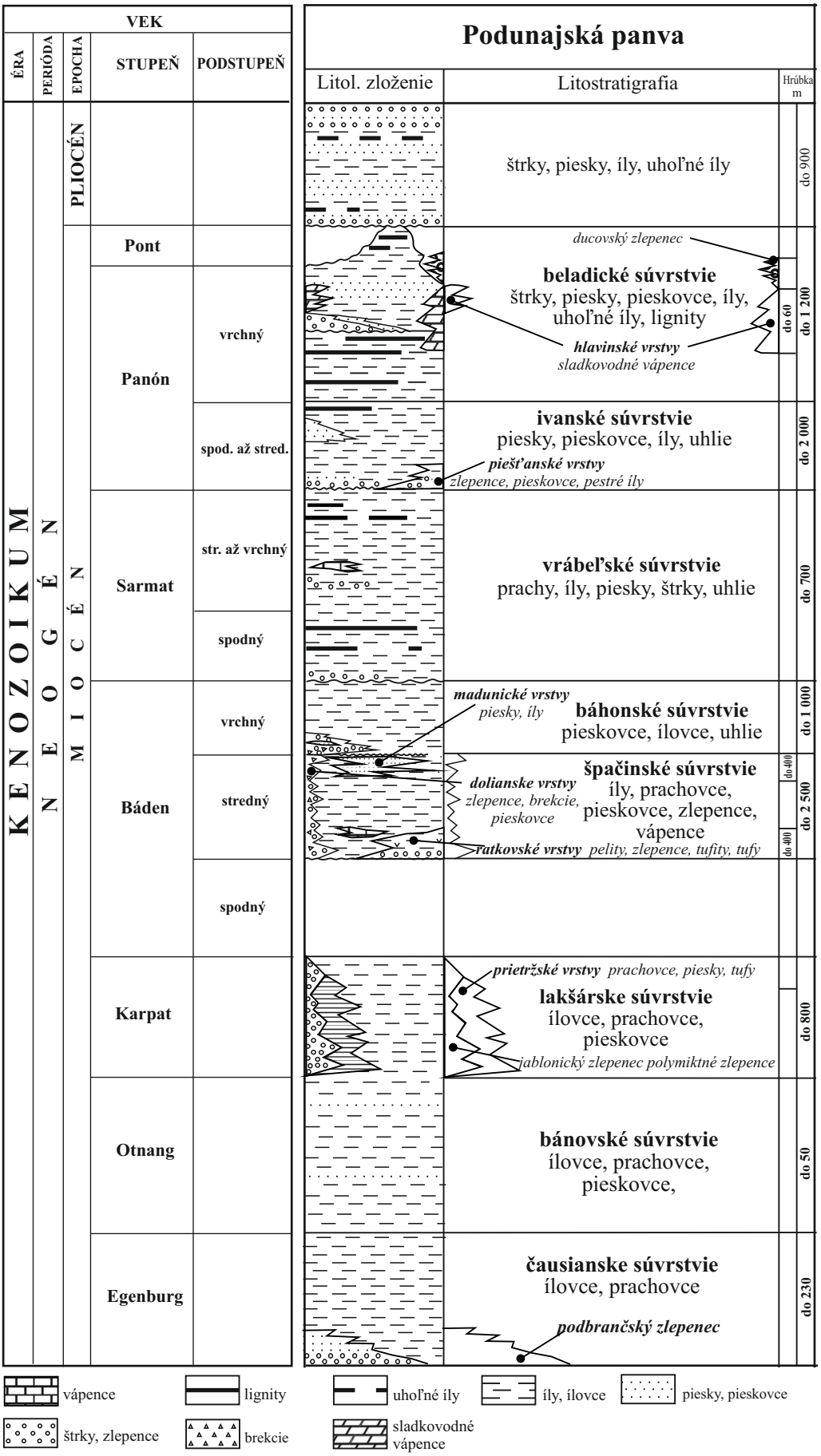
V okolí obce Lúka na západných svahoch Považského Inovca vystupujú na povrch paleogénne sedimenty reprezentované pieskovcami a ílovcami. Slabé odkrytie však znemožňuje určiť ich pomerné zastúpenie.

Ílovce sú vápnité a majú prevažne svetlosivozelenú farbu. Vyznačujú sa lastúrnatou odlučnosťou. Pieskovce mikroskopicky patria k strednozrnným sublitickým arenitom. Zrná v nich sú polozaoblené až zaoblené. V pieskovcoch sa ojedinele vyskytujú polohy drobnozrnných polymiktných, slabo vytriedených zlepencov. Klasty v nich sú zaoblené alebo dobre zaoblené. Okolo klastov sú nápadné lemy, čo môže poukazovať na subaerické zvetrávanie.

Pieskovce a drobnozrnné zlepence sa vyznačujú neprítomnosťou základnej hmoty a naopak, prítomnosťou kalcitového cementu (tmelu) a slabým zastúpením nestabilných živcov. Spolu so slabým vytriedením a veľkým zastúpením litickej zložky (karbonátov) to poukazuje na mineralogicky nezrelé sedimenty (Siráňová in Maglay et al., 2005).

NEOGÉN

Hoci sa sedimenty neogénnej výplne blatnianskej priehlbiny (obr. 17) rozprestierajú na väčšine mapovaného regiónu vrátane priľahlých okrajových častí pohorí, pre silné prekrytie terénu kvartérnymi uloženinami vystupujú na povrch len zriedkavo. Prevažná väčšina prirodzených aj umelých výstupov je situovaná na okrajoch regiónu, na úpätiach pohorí Malé Karpaty a Považský Inovec, ako aj na



Obr. 17. Litostratigrafická kolónka neogénu Trnavskej pahorkatiny (Fordinál a Nagy, 2005).

priľahlých svahoch Nitrianskej pahorkatiny. Z územia blatnianskej priehlbiny sú priame výstupy sedimentov neogénu známe len z vrcholových častí a strmších svahov Podmalokarpatskej pahorkatiny.

Na charakteristiku sedimentárnej výplne neogénu blatnianskej priehlbiny sa využilo 44 vybraných hlbokých vrtov, resp. vrtov, ktoré zachytili aj predneogénne podložie (Nagy in Maglay et al., 2005).

STARŠÍ MIOCÉN

Egenburg

Najstaršie paleontologicky doložené sedimenty zo zmapovaného regiónu sú morské usadeniny egenburgu. Tvorí ich čausianske súvrstvie v panvovom vývoji a jeho okrajový plytkovodný vývoj – podbrančský zlepenec. Egenburský sedimentačný priestor, zasahujúci na zmapované územie paleogeograficky, nadväzoval na sedimentačný priestor severnej časti Viedenskej panvy.

69 podbrančský zlepenec: a) polymiktné zlepence, b) pieskovce

Okrajové hruboklastické fácie čausianskeho súvrstvia reprezentované karbonátovými zlepencami a pieskovcami vystupujú na povrch na priľahlých svahoch Brezovských a Čachtických Karpát v pásme medzi obcami Kočín-Lančár, Prašník, Čachtice a Nové Mesto nad Váhom (časť Mnešice). Označujú sa ako podbrančský, resp. kľačniansky zlepenec.

Zlepence sú tvorené najmä obliakmi triasových vápencov a dolomitov. Najčastejšie je v obliakovom materiáli zastúpená wettersteinská fácia, menej reiflinský typ, lumachelové a organodetritické vápence rétu. Rovnako v menšej miere sú zachované aj lumachelové vápence, kremité spongiové vápence liasu až dogeru a rádioláriové vápence kimeridžu až staršieho titónu. Pochádzajú z hronika Čachtických Karpát. Pestrú zmes karbonatických hornín dopĺňajú obliaky rohovcov vypreparované z rohovcových vápencov a pieskovce senónu brezovskej skupiny (Baráth a Kováč, 1989).

V zlepencoch majú prevahu svetlé farebné odtiene, najmä svetlosivá a svetlookrová. Obliaky sú dobre až dokonale opracované. Bazálne časti obsahujú prevažne obliaky s priemerom do 20 – 40 cm a ojedinele aj do 1 m. Takáto situácia je napr. na odkryve v Prašníku, kde zlepence ležia transgresívne na santónskych flyšových sedimentoch (obr. 18). Veľkosť obliakov sa všeobecne pohybuje medzi 0,3 až 3,0 cm. Tmel je výlučne karbonátový, spevnenie však býva rôzne, miestami sú zlepence veľmi rozpadavé. Najčastejšie sú bez vrstvovitosti (okolie kostola severne od obce Kočín-Lančár), ktorá je charakteristická skôr pre pieskovce. Výraznejšie zvrstvenie zlepencov je možné pozorovať iba na odkryvoch severne od Nového Mesta nad Váhom-Mnešíc, presnejšie na západ od kóty 275 m n. m. v časti Na prepadliskách.



Obr. 18. Hruboklastické podbrančské zlepence egenburgu, ležiace transgresívne na flyši santónskeho veku (lok. Prašník, foto L. Martinský).

Okrem uvedenej lokality Prašník ležia zlepence priamo na podložných mezozoických horninách hronika tvorených dolomitmi a wettersteinskými vápencami.

V lome severne od Čachtíc ležia na zlepencoch pieskovce v celkovej hrúbke asi 15 m (obr. 19). Inde v nich pieskovce tvoria len medzivrstvy zaberajúce najmä vyššie úrovne zlepencov. Pieskovce sú stredno- až hrubozrnné, väčšinou masívne, krémové, za čerstva modrosivé. Majú prevahu karbonátových zŕn s karbonátovým, menej ílovito-karbonátovým tmelom. V klastických zrnách prevládajú karbonáty, menej sa vyskytuje kremeň a rohovce, akcesoricky draselné živce, oligoklas, muskovit, pyrit a ojedinele glaukonit. Často bývajú lavicovité až doskovité, miestami nedokonale vrstvovité (Began a Salaj in Salaj et al., 1987).



Obr. 19. Hruboklastické pieskovce vrchnej časti podbrančských zlepencov egenburgu (lok. Čachtice-lom, foto L. Martinský).

Prostredie vzniku sedimentov zlepencov a pieskovcov je plytkovodné. Obliakový materiál sa usadzoval v podobe náplavových a osypových kužeľov na okrajoch elevácií a bol transportovaný po svahoch sedimentačného morského priestoru.

Podľa bohatej makrofauny zlepencov (Andrusov in Hanáček, 1954; Čtyroký in Buday et al., 1963b) a mikrofauny pieskovcov (Čtyroký, 1959) patrí čausianske súvrstvie do egenburgu.

68 čausianske súvrstvie (len v reze): ílovce a prachovce

Na západnom okraji a v severnom zakončení blatnianskej priehlbiny egenburské sedimenty reprezentuje panvový vývoj čausianskeho súvrstvia, ktorý nevystupuje na povrch. Podľa hlbokého štruktúrneho vrtu D-1 (Dubové, interval 1 026,0 – 1 097,0 m) a vrtov HVJ-25 (interval 235,5 – 249,5 m) a HVJ-26 (interval 262,0 až 300,0 m), situovaných medzi Trenčianskymi Bohuslavicami a Beckovom, ho tvoria sivé vápnité íly, piesčité ílovce a prachovce. Na báze môžu byť zachované zlepence a pieskovce (K-1, Krupá, interval 978,0 až 1 050,0 m) alebo brekcie, svojím litologickým obsahom kopírujúce podložie (vrt HVJ-25; Pospíšil, 1971). Ílovce a prachovce sú čiernosivej farby, s premenlivým obsahom piesčitej prímesi. Vyskytujú sa v nich tenké nepravidelné medzivrstvy až šošovky drobnozrnných, ojedinele strednozrnných vápnitých pieskovcov hrubé od 0,3 do 2,0 m. Ílovce majú nepravidelný čriepkovitý šlírový rozpad.

Hrúbka čausianskeho súvrstvia sa podľa uvedených vrtov pohybuje v intervale 60 – 100 m. V severnej časti blatnianskej priehlbiny môže byť aj väčšia, pretože vrt HVJ-26 (Pospíšil, 1971) ani v hĺbke 300 m nezastihol podložné horniny. Tento predpoklad dokladajú aj geofyzikálne práce. Podľa nich je v oblasti Beckova podložie sedimentárnej výplne v hĺbke asi 400 – 500 m (Zbořil et al., 1983, 1985). Čausianske súvrstvie a podbrančský zlepenec tak môžu v oblasti blatnianskej priehlbiny dosahovať celkovú hrúbku 100 – 230 m.

Otnang

Podobne ako v egenburgu, aj počas otnangu a karpatu sedimentáciu na severnom okraji dnešnej Dunajskej panvy charakterizuje spoločný vývoj morského sedimentačného priestoru s depocentrami v oblasti dnešnej Viedenskej panvy a Bánovskej kotliny (Kováč et al., 1993a). Podľa Vassa (2002) morské usadeniny otnanského veku v strednej časti blatnianskej priehlbiny reprezentuje bánovské súvrstvie.

67 bánovské súvrstvie (len v reze): ílovce, prachovce a pieskovce

Sedimenty bánovského súvrstvia v mapovanom regióne nikde nevystupujú na povrch a sú prekryté mladšími usadeninami neogénu. Boli zastihnuté iba na západnom okraji blatnianskej priehlbiny v oblasti Hornej Krupej, a to hlbokým štruktúrnym vrtom K-1 (Krupá) v hĺbkovom intervale 942,0 – 978,0 m.

Súvrstvie na tomto území tvoria flyšové sedimenty striedajúce sa so sivými vápnitými ílovcami a prachovcami so zuhoľnatenými zvyškami rastlín a pieskovcov. Nezistila sa v nich žiadna fauna. Úklon vrstiev je 15° (Gaža, 1963).

Sedimenty otnangu pravdepodobne predstavujú zvyšok sedimentačného priestoru pokračujúceho cez dnešné Brezovské Karpaty až do oblasti blatnianskej priehlbiny. Môžu dosahovať hrúbku okolo 50 m.

Karpat

Sedimenty karpatu na mapovanom území tvorí jednak panvový vývoj, ktorý je zastúpený lakšárskym súvrstvím a smerom k okraju sedimentačného priestoru prietržskými vrstvami, jednak okrajový plytkovodný hruboklastický vývoj, zastúpený jablonickými zlepencami.

66 jablonické zlepence: polymiktné zlepence a pieskovce

Tieto sedimenty tvoria okrajový vývoj lakšárskeho súvrstvia. V rámci zmapovaného územia vystupujú na povrch iba na východných svahoch Brezovských Karpát medzi obcami Trstín a Dechtice.

Sedimenty tvoria polymiktné, väčšinou netriedené a dobre opracované obliaky, najčastejšie s Ø 2 – 10 cm, ojedinele 30 – 50 cm (Baráth a Kováč, 1989).

Materiál petrograficky pozostáva z rozličných variet mezozoických karbonátov, svojou náplňou kopírujúcich petrografické zloženie bezprostredného podložia. Ide prevažne o wettersteinské dolomity a vápence, menej steinalmské a annaberské vápence triasového veku, prípadne aj pieskovce kriedového veku. Celkový obsah karbonátov je však menší ako v opísaných starších podbrančských zlepencoch egenburgu a dosahuje 65 – 80 %. Mimo regiónu je pre výskyty jablonických zlepencov charakteristická prítomnosť kryštalických hornín, paleogénnych pieskovcov, kremencov triasového veku a vzácne aj kremeňa a rohovcov (Buday, 1955; Buday a Cicha, 1956; Březina in Buday, 1963b; Mišík, 1986). Podľa Barátha a Kováča (1989) ide o sedimenty prevažne riečneho pôvodu tvoriace deltovo-aluviálne kužele.

V panve boli zachytené na báze lakšárskeho súvrstvia vrtmi D-1, D-2 (Dubové), N-4 (Nižná), K-1, K-3 (Krupá), Šp-3, Šp-4 (Špačince), VK-1 (Veľké Kostoľany), M-1 (Madunice), C-1 a C-2 (Cífer).

Smerom do nadložia zlepence prechádzajú do modrosivých polymiktných pieskovcov zvetrávajúcich dohneda. Sú drobnozrnné, rozpadavé až strednozrnné a pevnejšie. Často je v nich prítomný muskovit a ich látkové zloženie zodpovedá jemnejším odrodám zlepencov s väčším obsahom kremeňa (Buday, 1955).

Súvrstvie jablonických zlepencov dosahuje najväčšiu hrúbku mimo zmapovaného územia na okraji Viedenskej panvy v oblasti Jablonice (500 – 600 m). Na študovanom území sa hrúbka pohybuje od prvých desiatok metrov na okraji Čachtických Karpát po zhruba 180 m vo vrte C-2 (Cífer).

V regióne sa nenašli faunistické fosílne zvyšky, ale podľa Cichu (1955) majú jablonické zlepence karpatský vek.

65 prietržské vrstvy: prachovce, piesky a tufy

V oblasti Šípkového a smerom na JZ pri okrajoch pohoria sa vyskytujú svetlosivé až sivé tenkovrstvovité, slabo piesčité ílovce, resp. ílovité bridlice striedajúce sa s drobnozrnnými pieskovcami až siltovcami pripomínajúce flyšovú sedimentáciu. Tu boli opísané aj ryolitové až ryodacitové tufity tvoriace medzivrstvičky hrubé 0,1 – 0,5 m (Buday et al., 1963b, 1967). Podobné sedimenty aj s vulkanickým materiálom vykazujúcim znaky vzdušného transportu sú známe z Viedenskej panvy z Prietrže (Elečko in Baňacký et al., 1996). Zlinská (in Baňacký et al., l. c.) tam zistila morskú mikrofaunu poukazujúcu na karpatský vek sedimentov. Hoci fauna neobsahuje druhy typické pre karpat, z laterálno-vertikálneho vzťahu s lakšárskym súvrstvím sa karpatský vek vrstiev javí ako najpravdepodobnejší.

Hrúbka prietržských vrstiev v oblasti blatnianskej priehlbiny zatiaľ nebola overená. Predpokladá sa, že môže dosahovať hodnoty zhruba do 50 m.

64 lakšárske súvrstvie: ílovce, pieskovce a prachovce

Toto súvrstvie sa vyskytuje v severnej časti Dunajskej panvy. Ide o sivé vápnité prachovce, resp. ich striedanie s pieskovcami a ílovcami. Sedimenty lakšárskeho súvrstvia vystupujú na povrch na východných svahoch Čachtických Karpát medzi obcami Šípkové a Čachtice.

Tvorí ich monotónna pelitická fácia sivých až zelenosivých, dožlta zvetrávajúcich sľudnatých piesčitých vrstvovitých vápnitých ílovcov s premenlivým obsahom prachovej až piesčitej muskovitickej prímesi, ktorá sa často koncentruje na vrstvových plochách. Sedimenty sú slabo spevnené, vyznačujú sa lastúrnatým až drobnočriepkovitým rozpadom. Vyskytujú sa v nich vrstvy svetlosivých drobnozrnných kremenných pieskovcov hrubé 1 – 10 cm.

V oblasti Šípkového sa vyskytujú aj svetlosivé až sivé, miestami zelenkavé tenkovrstvovité, slabo piesčité ílovce, resp. ílovité bridlice s hojnými diatomaceami. Označujú sa ako koscinodiskové bridlice (Buday, 1955). Boli tu opísané aj ryolitové až ryodacitové tufity tvoriace medzivrstvičky hrubé 0,1 – 0,5 m (Buday et al., 1963b, 1967). V panvovej časti sú na báze vyvinuté polohy pieskovcov až slabo spevnených pieskov, ktoré sa smerom do nadložia vytrácajú. Ílovce sú však vždy v prevahe nad pieskovcami.

Na svahoch Považského Inovca (obr. 20) v obciach Lúka a Modrovka vystupujú sivozelené vápnité íly, ktoré obsahujú bohatú faunu foraminifer. Reprezentujú ju druhy *Globigerina dubia* EGGER, *G. ottnan-giensis* RÖGL, *Lenticulina melvilli* (CUSHMAN -RENZ), *Globigerina concinna* RSS., *Globoquadrina altispira* (CUSHMAN et JARVIS), *Pygmaeoseistron hispidum* (RSS.), *Tenuitella clemenciae* (BERMUDEZ) a *Uvigerina acuminata* HOSIUS. Na základe nej boli tieto sedimenty zaradené do karpatu (Fordinál et al., 2004).

V panvovej časti blatnianskej priehlbiny je súvrstvie prekryté mladšími sedimentmi neogénu. Prenikli cezeň hlboké štruktúrne vrty Ci-1, Ci-2 (Cífer), K-1, K-2 (Krupá), D-1, D-2 (Dubové), N-4 (Nižná), VK-1 (Veľké Kostoľany), M-1, M-2, M-4 (Madunice) a Šp-1 – Šp-5 (Špačince). Tieto sedimenty sa vyskytujú aj v oblasti Beckova, kde sa zistili vo vrtoch HVB-25 a HVB-26. Aj tu ich reprezentuje rovnako monotónny súbor peliticko-piesčitých sedimentov, ale s tým rozdielom, že na plochách odlučnosti sa často vyskytujú zuhoľnatené rastlinné zvyšky, uhoľné šmuhy a až 2 mm hrubé šošovky a vrstvičky uhlia (HVJ-26; Pospíšil, 1971). V zmysle Budaya a Cichu (1956) ide o sedimenty poukazujúce na regresiu vo vrchnej časti karpatu, dovtedy preukázanú len z Viedenskej panvy. Tým sa potvrdila jej existencia aj v najsevernejšej časti blatnianskej priehlbiny. Hrúbka prevŕtaných sedimentov lakšárskeho súvrstvia sa v blatnianskej priehlbine sa podľa údajov z vrtov pohybuje v intervale od 36 m v oblasti Hornej Krupej (vrt K-1) do 720 m v oblasti Dubového (vrt D-2). Môže však dosahovať hrúbku až okolo 800 m, pretože niektoré vrty sedimenty karpatu nezasiahli.



Obr. 20. Umelý odkryv v íloch lakšárskeho súvrstvia karpatského veku (lok. Modrovka, foto J. Maglay).

STREDNÝ MIOCÉN

Stredný báden

Spodné časti strednobádenských sedimentov blatnianskej priehlbiny, cez ktoré prenikli štruktúrne vrty, sa v minulosti spočiatku zaraďovali do spodného bádenu (fide Biela, 1978). Fosílny materiál však tento vek nepotvrdil. Na základe toho možno konštatovať, že sedimentácia bádenského veku sa začala v priestore blatnianskej priehlbiny až v strednom bádene.

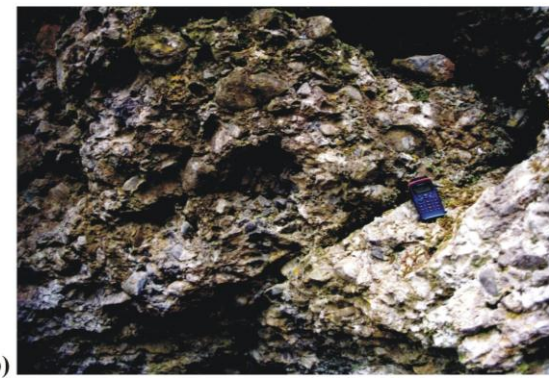
Pri západnom okraji priehlbiny, ako aj na svahoch Malých Karpát sú vyvinuté hruboklastické dolianske vrstvy a pri východnom okraji zasa piesčité ratkovské vrstvy. Oboje postupne do stredu sedimentačného priestoru prechádzajú do špačinského súvrstvia. Nadložie uvedených sedimentov v severnej časti regiónu tvoria deltové ílovito-piesčité sedimenty madunických vrstiev (madunický piesok). Sedimenty stredného bádenu, okrem dolianskych vrstiev, nevystupujú na povrch a sú prekryté mladšími horninami neogénu.

63 dolianske vrstvy: zlepence, brekcie a pieskovce

Litostratigrafickú jednotku pôvodne vyčlenil Kováč (in Plašienka et al., 1991a) ako doliansky zlepenec. Vzhľadom na jej pestrú litologickú náplň sa však navrhuje používať názov dolianske vrstvy.



a)



b)





d)

Dolianske vrstvy tvoria okrajový vývoj špačinského súvrstvia. Vyskytujú sa na východných svahoch Malých Karpát v pásme od obce Dubová až po Horné Orešany a v okolí Trstína. Ležia diskordantne a transgresívne na predneogénnom podloží, tvorenom prevažne fylitmi paleozoika, len v okolí Trstína ležia na opísaných jablonických zlepencoch karpatského veku (kolónka 66). Vrstvy pozostávajú z hrubozrnných brekcií, polymiktných zlepencov, šošoviek pieskovcov, štrkov a pieskov s polohami štrkov. Typové profily sú vo vrtoch S-1 pri Senci, G-1 a FGB-1 pri Chorvátskom Grobe a Be-1 pri Bernolákove (Tanistrák, Franko a Homola fide Biela, 1978).

Brekcie sa vyskytujú v Doľanoch na kalvárii. Tvoria ich ostrohranné aj slabo opracované úlomky mezozoických svetlosivých a tmavosivých vápencov. Dosahujú priemernú veľkosť až 25 cm. Sú stmelené vápnitým tmelom.

Zlepence vystupujú na povrch medzi Doľanmi a Hornými Orešanmi a v okolí Trstína. Reprezentujú ich hrubo- aj drobnozrnné variety (obr. 21a, b, c). Hrubozrnné zlepence majú miestami až brekciovitý charakter. V drobnozrnných zlepencoch v okolí Dolných Orešian sa vyskytujú polohy sivého vápnitého ílu so zuhoľnateným rastlinným detritom hrubé 2 – 5 cm. Našli sa v nich foraminifery *Virgulina schreibersiana* CZIZEK, *Siphonodosaria lepidula* (CUSHM.), *Uvigerina semiornata brunnensis* KARRER atď. (Cicha, 1957) a bivalvie rodu *Ostrea* (BUDAY, 1957a, b). V pieskoch dolianskych vrstiev v záreze svahu v Horných Orešanoch sa našli foraminifery *Spiroplectinella carinata* (Orb.), *Melonis pompilioides* (F.-M.), *Asterigerinata planorbis* (ORB.) a *Uvigerina* cf. *brunnensis* Karrer. Ich výskyt poukazuje najpravdepodobnejšie na strednobádenský vek sedimentov (Zlinská, 2004). V zlepencoch sa okrem nich našli aj schránky ustríc prichytené na obliaku navŕtanom morskými organizmami (obr. 21d).

Hrubozrnné štrky až zlepence vystupujú na povrch sz. od obce Častá. Tvoria ich prevažne dobre opracované obliaky granitoidov a ostrohranné úlomky čiernych fylitov. Matrix je piesčitý. Tieto sedimenty reprezentujú usadeniny malého strmého toku smerujúceho do panvy zo západu, z územia tvoreného granitoidmi (Baráth, 1993a, b). Štrky dolianskych vrstiev boli zachytené aj plytkými naftovými vrtmi (cf. 300 Bohdanovce) medzi Dolnými a Hornými Orešanmi.

Piesky s polohami štrkov sa zistili v starej pieskovni v Trstíne. Reprezentujú ich drobnozrnné muskovitické vápnité piesky, v ktorých sa nachádzali šošovky štrkov s dokonale opracovanými o bliakmi kremeňa, kremencov, vápencov

◄

Obr. 21. Hruboklastické sedimenty dolianskych vrstiev stredného bádenu: a) vrstvy zlepencov a brekcií (lok. Horné Orešany, foto J. Maglay); b) zlepence; c) brekcie (lok. Doľany, foto J. Maglay); d) obliak vápenca obrastený ustricami (lok. Horné Orešany, foto L. Martinský).

a v menšom množstve pieskovcov a kryštalických hornín. Vyskytujú sa v nich aj ováľané skameneniny. V nadloží pieskov sa nachádzajú zelenosivé, nedokonale vrstvovité vápnité íly s ochudobnenou mikrofaunou, najpravdepodobnejšie zóny *Spiroplectammina carinata* (stredný báden) (Brestenská et al., 1958).

Severne od Trstína dolianske vrstvy reprezentujú hrubozrnné zlepence. Obliaky sú tvorené prevažne vápencami, ojedinele pozostávajú aj zo zlepencov egenburského veku. Dosahujú priemernú veľkosť až 28 cm. Karbonátové obliaky v zlepencoch sú často navŕtané morskými organizmami.

Dolianske vrstvy boli zachytené hlbokými naftovými vrtmi aj v blatnianskej priehlbine. Tam ležia transgresívne a diskordantne na spodnomiocénnych (Cí-1, -2; K-1, -3; D-2; Šp-4, -5; VK-1), paleogénnych (Bo-1, N-1, 5; VK-1; M-1, -2, -4) a mezozoických sedimentoch (K-4).

Vo vrte Báhoň-1 dolianske vrstvy reprezentujú zlepence a pieskovce s prímesou štrku, v ktorých sa nachádzali polohy pelitických hornín. Obliaky sú tvorené malokarpatskými amfibolitmi, rulami, migmatitmi, svormi a žulami, vzácne bol zastúpený sericitický kvarcit a nepatrne mezozoické vápence a dolomity. V niektorých polohách sa v uvedených klastikách hojne vyskytovali ováľané úlomky litotamnií (Homola, 1958).

Vo vrte Cí-2 dolianske vrstvy reprezentujú nestmelené hrubozrnné štrky. Ich obliaky sú tvorené biotitickými pararulami a svetlými granitmi s kaolinizovanými živcami a kremeňom (Pagáč, 1959; Mořkovský, 1959).

Vo vrte Kr-3 sú dolianske vrstvy zložené zo zlepencov s dokonale ováľanými obliakmi sivých a tmavosivých dolomitov a sivých, hnedých a sivohnedých kremencov. Veľkosť obliakov sa pohybuje medzi 0,5 až 3 cm. V zlepencoch je silno piesčitý vápnitý tmel. Nachádzajú sa v ňom polohy sivého piesčitého vápnitého ílu s drvinou schránok (Gaža, 1962a).

V plytkých vrtoch v okolí obce Doľany sú zlepence dolianskych vrstiev tvorené prevažne obliakmi pozostávajúcimi z malokarpatských granitoidov. Často sa v nich vyskytujú úlomky tmavosivých kryštalických bridlíc (Mořkovský, 1957).

Dolianske vrstvy stratigraficky zaradil Kováč (in Plašienka et al., 1991a) do vrchného bádenu. V pelitických polohách hruboklastických sedimentov Cicha (1957) zistil mikrofaunu zóny aglutinancií vrchného tortónu (v súčasnosti stredný báden). Podobne sa v pieskoch z Horných Orešian našlo spoločenstvo foraminifer indikujúce strednobádenský vek (zónu aglutinancií) fosilonosných sedimentov (Zlinská, 2004).

Vo vysvetlivkách ku geologickej mape 1 : 200 000, list Bratislava – Wien, zaradil Buday (in Buday et al., 1962) sedimenty dolianskych vrstiev do stredného bádenu (na bázu vrchného tortónu), ale na príslušnej mape (in Buday et al., 1963c) ich v zhode s mapou Malých Karpát (Maheľ a Cambel, 1972) začlenil už do spodného bádenu (tortónu).

62 ratkovské vrstvy: pelity, zlepence, tufity a tufy

Morské sedimenty ratkovských vrstiev vystupujú na povrch v denudačných reliktoch na západnom okraji Považského Inovca. Prenikli cez ne aj hlboké štruktúrne vrty naftovej prospekcie. Zložené sú z bazálnych hrubých klastík – zlepencov, ktoré sú zakryté pelitickými sedimentmi s polohami kyslých tufitov. Ich genéza nebola bližšie špecifikovaná.

Ratkovské vrstvy sa nachádzajú pri východnom okraji blatnianskej priehlbiny v okolí obcí Ratkovce, Trakovice a Madunice. Prenikli cez ne vrty R-1 (Ratkovce), D-2 (Dubové), VK-1 (Veľké Kostoľany), M-1 – M-4 (Madunice), Tr-1 – Tr-5, Tr-9 (Trakovice) a Bu-2 (Bučany). Reprezentujú ich piesky/pieskovce striedajúce sa so zelenosivými vápnitými ílmi, v ktorých sú polohy sivých zlepencov. V ratkovských vrstvách sa zistil aj tufitický pieskovec (vrt Tr-3), tufitický ílovec (vrt Tr-4; Gaža, 1968a), drobnozrnný svetlosivozelený tufit (Tr-2; Gaža, 1967) a hrubozrnný sivočierny tuf (M-3; Tanistrák, 1969).

Sivé zlepence sa skladajú z obliakov tmavosivých dolomitov, ktorých veľkosť je viac ako 8 cm (Gaža, 1966). V pieskovcoch vo vrte Tr-1 sa zistila vrstvička čierneho lignitu hrubá 0,5 cm (Gaža, 1966).

Najväčšiu hrúbku ratkovských vrstiev overil v hĺbkovom intervale 1 208 až 1 625 m jjv. od Bučian vrt Tr-5 (Gaža et al., 1969). Vrstvy ležia transgresívne a diskordantne na predneogénnom podloží a smerom do nadložia prechádzajú do špačinského súvrstvia. Sú hrubé niekoľko desiatok m, no vrátane pelitov, ktoré bazálne klastiká zakrývajú, maximálne okolo 400 m. Mimo stratotypovej oblasti neboli opísané a viažu sa iba na blatniansku priehlbinu.

Vo vrte Ra-1 (hĺbkový interval 1 959 – 1 960 m) v pelitickej polohe v bazálnych zlepencoch sa zistilo spoločenstvo foraminifer tvorené taxónmi *Bathysiphon taurinense* SACCO, *Globigerina tarchanensis* SUBB.-CHUTZ., *Semivulvulina pectinata* RSS., *Heterolepa dutemplei* (ORB.) a *Elphidium macellum* (F.-M.) (Zlinská, 2003).

Vek vrstiev je pravdepodobne stredný báden. Podľa Jiříčka (in Steininger et al., 1985) ide o spodný báden, ale ten istý autor spochybnil autochtónnosť druhu *Uvigerina macrocarinata* PAPP – TURNOVSKY, ktorý je v spoločenstve foraminifer jedinou typickou ranobádenskou formou (Jiříček in Papp et al., 1978).

61 madunické vrstvy (len v litostratigrafickej kolónke): piesky a íly

Ílovce špačinského súvrstvia (opísané ďalej, kolónka 60) v oblasti Maduníc na sz. okraji blatnianskej priehlbiny v jeho vrchnej časti prechádzajú do pieskov označovaných termínom madunický piesok (Jiříček in Papp et al., 1978). Súčasný názov madunické vrstvy zaviedol Cicha (in Mišík et al., 1985) a uvádza ho aj Vass (2002).

Cez uvedené piesky prenikli vrty M-1 – M-5 (Madunice) a VK-1 (Veľké Kostoľany). Vrt M-4 prenikol cez prevažne piesčité vrstvy vo vrchnej časti špačinského súvrstvia v hĺbkovom intervale zhruba 670 až 890 m (Tanistrák fide Biela, 1978). Piesky dosahujú podľa Jiříčka (l. c.) maximálnu hrúbku 400 m.

Sedimenty madunických vrstiev tvoria striedajúce sa piesčité íly a piesky (Cicha in Mišík et al., 1985). Vo vrte M-1 (610 – 810 m) vrstvy tvoria svetlozelenosivé vápnité íly so zuhoľnatenými zvyškami rastlín a vápnitými pieskami (Gaža, 1968). Našla sa v nich chudobná fauna mäkkýšov, reprezentovaná gastropódmi *Clithom pictus tuberculatus* (SCHR.), *Nassa dujardini* (DESH.) a *Pirenella* sp., bivalviami rodu *Venus*, foraminiferami *Ammonia beccarii* (L.), *Florilus communis* (ORB.), *Porosononion granosum* (ORB.) a *Elphidium flexuo*sum (ORB.) a ostrakódmi *Haplocytherides dacica* (HÉJJAS) a *Cytheridea acuminata* BOSQ. V terminálnej časti madunických vrstiev sa našli sladkovodné ostrakódy rodu *Candona* a *Limnocythere* (Jandová, 1968).

Vo vrte N-1 sa madunické vrstvy nachádzajú v hĺbkovom intervale (503 až 1 012 m). Reprezentujú ich sivé a svetlozelenosivé vápnité íly s úlomkami lignitu a svetlosivé drobnozrnné piesky so zuhoľnatenými zvyškami rastlín, miestami s lavicami vápnitých pieskovcov hrubými do 10 cm. Nachádzajú sa v nich aj polohy uhoľných ílov (Biela, 1978; Gaža, 1963). Vo vrstvách sa zistila chudobná fauna gastropódov, reprezentovaná druhmi *Clithom pictus* (FER.) a *Pirenella picta* (BAST.), a bivalvií (*Cardium* sp.) (GAŽA, 1963c). Okrem nich sa zistili aj spoločenstvá foraminifer, v ktorých boli zastúpené najmä *Ammonia beccarii* (L.), *Porosononion granosum* (ORB.), *Asterigerina planorbis* (ORB.), *Elphidium crispum* (L.) *a E. flexuosum* (Orb.). Ojedinele sa vyskytovali ostrakódy *Cytheridea acuminata* BOSQ. a *Leptocythere* sp. (MOJŽIŠOVÁ, 1962).

Madunické vrstvy tvoria najpravdepodobnejšie usadeniny čela delty progradujúcej na konci bádenu do blatnianskej priehlbiny (Vass, 2002). Poukazujú na to aj zmeny vo faune foraminifer, na základe ktorej bolo možné konštatovať, že sedimenty v severnej časti blatnianskej priehlbiny sa v priebehu stredného bádenu usadzovali v menšej hĺbke a v prostredí s menšou salinitou v porovnaní s južnou časťou (Molčíková, 1962).

60 špačinské súvrstvie: ílovce, prachovce, pieskovce, zlepence a vápence

Ide o monotónny panvový vývoj sivých až zelenosivých vápnitých ílov s bridličnatým rozpadom, ktoré sa striedajú s prachovcami a ílovcami s ojedinelými polohami pieskov. Andezitové a kyslé vulkanoklastiká známe z komjatickej priehlbiny (mimo zmapovaného územia) tu neboli opísané (Jiříček in Papp et al., 1978; in Steininger et al., 1985; Vass, 1989; Vass in Keith et al., 1989).

Typový profil nebol stanovený, ale možno ho hľadať najskôr vo vrtoch naftovej prospekcie z okolia obce Špačince. Napríklad vrt Šp-3 vyhĺbený západne od Jaslovských Bohuníc prenikol cez špačinské súvrstvie v hrúbke 2 257 m

(Gaža, Šutora a Mach fide Biela, 1978). Podľa Jiříčka (in Papp et al., 1978) však toto súvrstvie v oblasti blatnianskej priehlbiny dosahuje hrúbku až okolo 2 500 m.

V blatnianskej priehlbine leží súvrstvie diskordantne a transgresívne na predneogénnych horninách. Zakrýva ho báhonské súvrstvie mladšieho bádenu (kolónka 59).

Vek súvrstvia je stredný báden. Panvový vývoj sa vyznačuje bohatými spoločenstvami foraminifer zóny so *Spiroplectammina carinata* (v zmysle Grilla, 1941). Vo vrte Bh-115 sa zistili foraminifery *Spiroplectammina carinata* ORB., *Bulimina striata* ORB., *B. elongata* ORB., *B. pupoides* ORB., *B. dilatata* (REUSS), *Virgulina schreibersiana* CZUJZEK, *Cibicides dutemplei* (ORB.), *Pullenia bulloides* ORB. atď. (Mojžišová in Hromec, 1962).

Mladší báden

59 báhonské súvrstvie: pieskovce, piesky, ílovce, íly a uhlie

Ide o pôvodné madunické súvrstvie (Jiříček in Steininger et al., 1985), ktoré redefinoval Vass (2002). Súvrstvie leží so skrytou diskordanciou na opísanom strednobádenskom špačinskom súvrství (kolónka 60) alebo diskordantne a transgresívne na predneogénnom podloží. Je zakryté vrábeľským súvrstvím sarmatského veku (kolónka 58). Cez sedimenty vrchného bádenu prenikli vrty B-1 (Báhoň), C-1, C-2 (Cífer), Se-2, Se-5, Se-6, Se-8 (Sereď), A-1 (Abrahám), D-2 (Dubové), S-2, S-3 (Suchá), Bu-2 (Bučany), K-3, K-4 (Krupá), Šp-1, Šp-3 až Šp-5 (Špačince), M-1 – M-5 (Madunice), N-5 (Nižná), B-1 (Borovce), Tr-1, Tr-3 – Tr-5, Tr-9 (Trakovice), R-1 (Ratkovce) a VK-1 (Veľké Kostoľany). V podloží boli všade zachytené strednobádenské usadeniny, len vo vrtoch G-1 (Grob) a S-1 (Senec) vrchnobádenské sedimenty spočívajú priamo na predneogénnom podloží (Nagy in Maglay et al., 2005).

Sedimenty báhonského súvrstvia tvoria striedajúce sa vrstvy sivých vápnitých rozpadavých prachovcov a ílovcov s menej často vyvinutými vrstvami pieskovcov, resp. pieskov (Homola, 1951; fide Biela, 1978; Homola in Homola – ed., 1958). Na západnom okraji blatnianskej priehlbiny tvoria vrchnú časť súvrstvia íly a uhoľné íly s uhoľnými slojmi hrubými 0,8 – 3 m (Vass a Gašparik, 1978).

V južnej a západnej okrajovej časti blatnianskej priehlbiny sa na báze báhonského súvrstvia nachádzajú brekcie, zlepence a štrky, ktoré prechádzajú do pieskovcov a ílov s polohami pieskov a vo vrchnej časti aj slojčekmi lignitov. Z mikrofaunistického hľadiska toto súvrstvie zahŕňa bolivínovo-bulimínovú a amóniovú (rotáliovú) zónu.

Sedimenty bolivínovo-bulimínovej zóny majú na báze hruboklastické sedimenty, ktoré prechádzajú do ílov. V hĺbkovom intervale 968,0 – 1 197,5 m vrtu FGB-1 (Chorvátsky Grob) boli bazálne klastické sedimenty tvorené svetlosivými a svetlozelenkastosivými brekciami s ostrohrannými úlomkami granitoidov

s priemerom do 10 cm. Smerom do nadložia prechádzali do svetlosivých, drobno- až hrubozrnných pieskovcov s ostrohrannými úlomkami granitoidov s priemerom do 1 cm a sivých drobnozrnných sľudnatých pieskovcov. V intervale 1 003 – 1 004 m sa v nich našla chudobná fauna mäkkýšov, reprezentovaná druhmi *Oxystele cf. orientalis* COSSMAN et PEYROT, *Turritella* cf. *badensis* (Sacco) a *Chione basteroti* (DESH.). Okrem nich sa v tomto hĺbkovom intervale (Franko et al., 1977) našli foraminifery *Ammonia beccarii* (L.). V tzv. dechtickej depresii, smolenickom zálive a v okolí obce Doľany (cf. Bh-243, Bh-244) bazálne sedimenty súvrstvia reprezentovali kremenné a vápencové štrky s piesčitým tmelom, často impregnovaným pyritom. Dosahovali hrúbku maximálne 65 m (Hromec, 1961, 1962).

V nadloží bazálnych sedimentov sa vo vrte FGB-1 (interval 850,0 – 968,0 m) nachádzali sivohnedé, slabo bridličnaté prachovité íly, ktoré obsahovali foraminifery *Bulimina elongata* (ORB.), *B. pupoides* ORB., *Bolivina dilatata* REUSS a *Globigerinoides* sp. (Franko et al., 1977).

Vo vrte B-1 v hĺbkovom intervale 1 228 – 1 741 m sedimenty bolivínovo-bulimínovej zóny reprezentoval monotónny sled sivých a zelenkavých, nezreteľne vrstvovitých vápnitých ílov. V intervale 1 420 – 1 540 m nadobudli šlírovitý charakter. Ojedinele sa v nich vyskytli polohy prevažne ílovitých pieskovcov do hrúbky 1 m (Homola, 1958). Tu sa našlo spoločenstvo foraminifer, tvorené najmä druhmi *Bulimina* ex. gr. *elongata* ORB., *Bolivina dilatata* REUSS, *Globigerina bulloides* ORB. a *Uvigerina venusta liesingensis* TOULA (Dlugi a Svoboda, 1958). V niektorých vrtoch kategórie CF (Bh-143, -145, -166 a -168) v sedimentoch tejto zóny sa zistilo vulkanické sklo (Hromec, 1962).

Sedimenty bolivínovo-bulimínovej zóny zachytil aj pri povrchu plytký mapovací vrt TPM-10A (0,6 – 2,3 m) sv. od obce Častá (kaplnka). Tvoria ich svetlosivé a hnedosivé drobnozrnné piesky a svetlozelené vápnité íly. Terminálnu časť reprezentuje hnedo sfarbený štrk s prevažne karbonátovými obliakmi s priemerom do 2 cm. V nich sa hojne nachádzajú úlomky hrubostenných ustríc. V íloch a pieskoch zistila Zlinská (2004) foraminifery *Bulimina schischkinskayae* SOMOYLOVA, *B. striata striata* ORB., *Bolivina hebes* MACFAYDEN, *Elphidium crispum* (L.), *E. macellum* (F.-M.), *E. fichtelianum* (ORB.), *Globigerina prae-bulloides* BLOW, *G. tarchanensis* SUBB. et CHUTZ., *Uvigerina semioornata* ORB. a *Ammonia beccarii* (L.).

Najväčšiu hrúbku sedimentov bolivínovo-bulimínovej zóny zachytil vrt Šp-1, a to 663 m (Hromec, 1961).

Amóniová zóna je v okrajovej časti veľmi premenlivá, a to tak z hľadiska litologického vývoja, ako aj hrúbky. Tvoria ju sivé a zelenkavé vápnité íly až vápnité piesky. V piesčitých polohách sa často vyskytuje uhoľný pigment. Pri západnom okraji blatnianskej priehlbiny sa v nich vyskytuje bohatá fauna mäkkýšov poukazujúca na plytkovodné, čiastočne osladené prostredie. Najhojnejšie sú zastúpené gastropódy *Neritina picta tuberculata* (SCHR.), *Hydrobia stagnalis* (BAST.), *Pirenella picta* (BAST.), *P. picta bicostata* (EICHW.) a *Fusus*

schwartzi HOERNES). Okrem gastropódov sú pre amóniovú zónu charakteristické foraminifery *Ammonia beccarii* (L.) a *Elphidium crispum* (LINNÉ). (Mořkovský, 1959).

Vo vrte A-1 v hĺbkovom intervale 1 759 – 1 762 m sedimenty uvedenej zóny tvorili svetlosivé, sivé a tmavosivé sľudnaté vápnité íly so zuhoľnatenými zvyškami rastlín. Nachádzali sa v nich 5 cm hrubé polohy svetlosivých drobnozrnných vápnitých pieskovcov so zuhoľnatenou organickou hmotou (Gaža, 1963c). V týchto sedimentoch Zlinská (2003) zistila monošpecifickú asociáciu reprezentovanú druhom *Ammonia beccarii* (L.).

Vo vrte Báhoň-1 (interval 979 – 1 238 m) reprezentujú amóniovú zónu sivé, miestami zelenkavé vápnité íly s polohami pieskov a pieskovcov. V intervale 1 048 – 1 154 m sa v nich nachádzajú polohy tmavosivých ílov s preplástkami čiernohnedého uhoľného ílu, miestami aj s vrstvičkami lesklého lignitu. Íly tohto intervalu často obsahujú zuhoľnatené rastlinné zvyšky (Homola, 1958). V sedimentoch sa našli aj chudobné spoločenstvá foraminifer, v ktorých sa okrem dominantného druhu *Ammonia beccarii* (L.) vyskytoval aj druh *Elphidium crispum* (LAM) a zástupcovia rodu *Quinqueloculina, Triloculina* a *Pulenia*. Z mäkkýšov sa našli taxóny *Neritina picta tuberculata* (SCHR.), *Nassa* sp. a *Aloides* sp. (Dlugi a Svoboda, 1958).

Vo vrte FGB-1 sedimenty tejto zóny v intervale 734,5 – 850,0 m tvoria sivohnedé íly s polohami drobnozrnných pieskovcov hrubými 2 – 4 m. V intervale 803 – 804 m sa v nich zistila fauna mäkkýšov zastúpená druhmi *Nucula nucleus* L., *Megaxinus incrassatus* (DUB.), *Turritella spirata* (BR.), *T.* cf. *badensis* (SACCO), *Lucina* sp. a *Hinia* cf. *hörnesi* (MAY). Okrem mäkkýšov sa v sedimentoch tohto intervalu zistilo spoločenstvo foraminifer, v ktorom je najhojnejšie zastúpený druh *Ammonia beccarii* (L.). V spoločenstve sú zastúpené aj druhy *Bulimina elongata* (ORB.), *Virgulina schreibersiana* (CZJZ.) a *Cibicides lobatulus* (Franko et al., 1977).

Sedimenty tejto zóny s bohatou makro- i mikrofaunou sa zistili v dočasnom výkope pre plynovod 750 m východne od Smolenického zámku. V zelenosivých íloch sa našlo spoločenstvo gastropódov, v ktorom sú zastúpené druhy *Turritella turris* BASTEROT, *T. badenensis tricarinata* SIEBER, *T. dertonensis persulcata* SACCO, *Cerithium* cf. *procrenatum* (SACCO) a *Natica millepunctata* LAMARCK. Z bivalvií boli prítomné druhy *Anadara diluvii* (LAMARCK), *A. fichteli* (DESH.), *Chlamys flava* (DUBOIS) *Megacardita jouanneti* (BASTEROT) a iné. Z foraminifer bol v najväčšom množstve zastúpený druh *Ammonia beccarii* (L.). Okrem neho sa zistili taxóny *Elphidium crispum* (L.), *E. granosum* (ORB.), *E. aculeatum*, *Elphidiella dolfusi* (CUSH.) a *Fursenkoina acuta* (ORB.) (Zlinská a Fordinál, 1992).

Sedimenty amóniovej zóny sa v západnej časti blatnianskej priehlbiny medzi obcami Doľany a Trstín vyznačujú prítomnosťou uhoľných ílov a lignitov, ktorých hrúbka dosahuje 0,8 – 3 m (Gašparik, 1965; Mořkovský, 1959; Vass a Gaš-

parik, 1978). Hrúbka sedimentov zóny je premenlivá. Najväčšia hrúbka, 303 m, sa zistila vo vrte Šp-1 (Hromec, 1961).

Báhonské súvrstvie vzniklo v morskom prostredí, v litorálnej zóne a na šelfe. Uhoľné vývoje svedčia najskôr o prostredí deltovej plošiny (Vass in Keith et al., 1989, 1994). Najväčšiu hrúbku súvrstvia, 775 m, dosiahol vrt B-1 (Báhoň) (Homola, l. c.).

Sarmat

Na študovanom území, ako aj v celej Dunajskej panve sedimenty sarmatského veku reprezentuje iba vrábeľské súvrstvie (Priechodská a Harčár, 1988), usadené v brakickom, prevažne plytkomorskom prostredí. Súvrstvie má pestré litologické zloženie a na základe dochovaného fosílneho materiálu je možné jeho sedimenty rozdeliť na spodnosarmatské a stredno- až vrchnosarmatské.

58 vrábeľské súvrstvie: prach, íly, piesky, štrky a lignity

Na báze spodnosarmatských sedimentov vrábeľského súvrstvia sa väčšinou nachádzajú sladkovodné sedimenty tvorené štrkmi sivého vápnitého pieskovca a kremeňa. Našli sa v nich redeponované morské foraminifery bádenského veku (Hromec, 1962). V ich nadloží sú drobnozrnné piesky a piesčité vápnité íly s bohatým výskytom zuhoľnatenej rastlinnej drviny. Tieto sedimenty prechádzajú laterálne aj vertikálne do pestro sfarbených bezfosílnych pelitických sedimentov. V ich nadloží sú zelenosivé, miestami sivé zelenkavé vápnité íly, v ktorých sa zistila fauna gastropódov *Mohrensternia* cf. *inflata* (ANDRZ.), *M. styriaca* HILB., *M. sarmatica* FRIEDB., *M. banatica* JEK., *Pseudamnicola sarmatica sarmatica* JEK., *Hydrobia stagnalis andrusov*i HILB., *Acteocina lajonkaireana lajonkaireana* (BAST.) a *Neritina picta picta* FERR. a bivalvie rodu *Cardium*. Okrem mäkkýšov sa v sedimentoch vyskytovali foraminifery Elphidium reginum (ORB.), *E. crispum* (LAM.), *E.* cf. *josephinum* (ORB.), *E. aculeatum* (ORB.), *E. glabratum Nonion* cf. *bogdanowiczi* VOLOŠ. a iné (Lunga, 1966; Mořkovský, 1957).

Povrchový výskyt sedimentov spodného sarmatu sa zistil v umelom odkryve úložiska neďaleko obce Dubová. Sedimenty sú tam reprezentované sivozelenými ílmi so žltkastým nádychom. Obsahujú bohatú faunu mäkkýšov (gastropódov, bivalvií), foraminifer a ostrakódov (Fordinál in Maglay, 2005). Zistili sa gastropódy *Calliostoma angulata spirocarinata* PAPP, *Pseudamanicola immunata* (M. HOERNES), *Hydrobia stagnalis* (BASTEROT), zástupcovia rodu *Mohrensternia*, *Pirenella soceni* JEKELIUS, *Ocinebrina sublavata sublavata* (BASTEROT) a *Actecina lajonkaireana lajonkaireana* (BASTEROT). Z bivalvií bol v najväčšom množstve zastúpený taxón *Ervilia dissita dissita* EICHWALD. Okrem neho sa v spoločenstve vyskytovali zástupcovia rodu *Cardium*. Z foraminifer sa zistili druhy *Elphidium crispum* (L.), *E. reginum* (ORB.), *E. josephinum* (ORB.), *Schackoinella imperatoria* (ORB.), *Porosononion granosum* (ORB.) a *Quinqueloculina*

akneriana ORB. a z ostrakódov druhy *Cytheridea hungarica* (ZALÁNYI), *Hemicytheria omphalodes omphalodes* (REUSS), *Loxoconcha schmidi* CERNAJSEK, *Aurila mehesi* (ZALÁNYI), *Leptocythere tenuis* (REUSS) a *Xestoleberis glaberescens* (REUSS).

Spodnosarmatské sedimenty vrábeľského súvrstvia dosahujú v blatnianskej priehlbine maximálnu hrúbku 250 m (Hromec, 1961).

Stredno- a vrchnosarmatské sedimenty reprezentujú okrajové klastické a panvové pelitické sedimenty. Na báze sedimentov strednosarmatského veku sa pri západnom okraji blatnianskej priehlbiny nachádza poloha štrkov hrubá asi 5 m, ktorá sa smerom do centra vytráca (Mořkovský, 1959).

Okrajové sedimenty vystupujú na povrch v okolí obce Vinosady. Tvoria ich sivožlté drobnozrnné piesky. Z nich bola opísaná fauna mäkkýšov, ktorá sa našla v bývalej pieskovni južne od spomenutej obce. Zistili sa bivalvie *Cardium vindobonense vindobonense* LASKAREV, *C. latisulcum* MÜNSTER, *C. politioanei politioanei* JEKELIUS, *C. politioanei suessiforme* JEKELIUS, *Donax dentiger dentiger* EICHWALD, *D. lucidus* EICHWALD, *Abra reflexa* (EICHWALD), *Mactra* cf. *eichwaldi* LASKAREV, *Musculus sarmaticus* (GATUJEV) a gastropódy *Calliostoma angulatum angulatum* (EICHWALD), *C. angulatum spirocarinatum* PAPP, *Gibbula* aff. *picta* (EICHWALD) a *Valvata soceni viesenensis* PAPP. V zmysle Pappa (1954) boli zaradené do ervíliových vrstiev (Švagrovský, 1971).

Vo výplni blatnianskej priehlbiny sa uvedené sedimenty našli prevažne v pestrom pelitickom vývoji. Tvoria ich svetlozelenkavosivé a svetlosivozelené, miestami sivé vápnité íly s polohami pieskov a štrkov. Pestré sedimenty neobsahujú takmer žiadnu faunu. V sivých íloch sa našla chudobná fauna reprezentovaná foraminiferami *Ammonia beccarii* (L.), *A. parkinsonia* (ORB.) a *Porosononion granosum* (ORB.), mäkkýšmi *Pirenella picta* (BAST.) a *Cardium vindobonensis* (PARTSCH) a ostrakódmi *Cyprideis pannonica* (MÉH.) a ojedinele *Hemicytheria loerenthey* (MÉH.) (Lunga, 1966).

Terminálne (regresívne) sedimenty vrábeľského súvrstvia pri obci Špačince pozostávajú z drobno- až strednozrnných, miestami kaolinizovaných vápnitých pieskov s obliakmi kremeňa. Na tektonicky poklesnutej kryhe pri obci Radošovce regresívne sedimenty reprezentuje hrubozrnný štrk. Jeho obliaky tvorí kremeň, vápence a kryštalické bridlice. V hlbších častiach priehlbiny pri Zvončíne sú regresívne vrchnosarmatské sedimenty tvorené svetlozelenkavosivými, často slabo hrdzavo a žlto škvrnitými vápnitými ílmi s polohami uhoľných ílov a drevitého lignitu. V týchto sedimentoch sa našli gastropódy rodu *Pirenella* a *Hydrobia* a bivalvie rodu *Cardium* (Mořkovský, 1959).

MLADŠÍ MIOCÉN

Mladší miocén na mapovanom území zastupuje na báze ivanské súvrstvie spodno- až stredno-panónskeho veku, do ktorého sú začlenené okrajové piešťanské vrstvy (Maheľ, 1951). Nad ním vystupuje beladické súvrstvie vrchnopanón-

sko-pontského veku s okrajovými vrchnopanónskymi hlavinskými vrstvami (sensu Fordinál et al., 2001) a tzv. ducovskými zlepencami (Buday, 1955) bez bližšieho stratigrafického zaradenia.

Starší až stredný panón

57 piešťanské vrstvy: zlepence, pieskovce a pestré íly

Tieto sedimenty sa v minulosti označovali aj ako piešťanská formácia (Maheľ, 1951; Andrusov, 1985). Sem je zahrnutá aj tzv. koplotovská séria, ktorú vyčlenil Buday (1955).

Piešťanské vrstvy vystupujú na povrch na západnom úpätí Považského Inovca v okolí Banky a v pásme medzi Ratnovcami a Koplotovcami. V okolí Banky sa vyskytujú pestro sfarbené (fialové, žlté a ružové) drobno- a strednozrnné kaolinické kremité pieskovce a zlepence s obsahom červených a svetlosivých kaolinických ílov (farbiaca hlinka) s pyritovými konkréciami (obr. 22). Obliaky v zlepencoch tvorí prevažne kremeň, v menšej miere sú zastúpené vápence a rohovce. V puklinách kaolinického pieskovca sa nachádza vykryštalizovaný kaolinit a halloyzit. Vrstvy sú uložené subhorizontálne.



Obr. 22. Umelý odkryv pestrofarebných pieskovcov piešťanských vrstiev panónskeho veku (lok. Piešťany-Banka, foto J. Maglay).

Pestrofarebnosť piešťanských vrstiev v Banke je spôsobená prímesou jemnozrnného hematitu, pričom jednotlivé farebné odtiene závisia od veľkosti jeho zŕn a intenzita farieb od jeho kvantitatívneho zastúpenia (Březina, 1959).

V oblasti medzi Ratnovcami a Koplotovcami sú sedimenty vrstiev tvorené žltými a žltosivými stredno- a hrubozrnnými pieskovcami (obr. 23). Pieskovce majú rôznu mieru spevnenia. Materiál je prevažne kremenný, v menšej miere sú zastúpené živce, úlomky vápencov a bridlíc.

Piešťanské vrstvy sa nachádzajú aj pod kvartérnymi fluviálnymi štrkmi na Kúpeľnom ostrove v Piešťanoch. Tvoria ich pieskovce, ktoré sa striedajú s pestro sfarbenými, červenohnedými, žltohnedými, zelenosivými a sivými ílmi. V menšej miere sú tu zastúpené štrky a zlepence. V íloch sa zistili polohy čiernych uhoľných ílov a uhlia (Rebro, 1965).



Obr. 23. Prírodný odkryv pieskov až pieskovcov prináležiacich k piešťanským vrstvám panónskeho veku (lok. Koplotovce, foto J. Maglay).

Severne od Ratnoviec (v časti Prielohy od Bančianskeho) sú piešťanské vrstvy zložené len z pestrofarebných, fialovo- a hnedočervených, zelených, svetlohnedých až bielych ílov a ílovcov, v ktorých sa vyskytujú obliaky kremencov a žúl. Tieto sedimenty boli miestami tektonicky porušené (Lehotský, 1969).

V piešťanských vrstvách sa z fosílnych zvyškov našli odtlačky listov druhu *Carpinus grandis* UNGER (Stur, 1860b; Stache, 1964a, b) a rodov *Fagus, Quercus, Acer* a *Carpinus* (Ferenczi, 1916). Okrem listov sa vyskytli úlomky tenkostenných ostrakódov a redeponované morské foraminifery rodov ?*Globigerina*, ?*Orbulina* a ?*Valvulineria* (Gašpariková, 1965).

Vzhľadom na neprítomnosť biostratigraficky významných fosílií existuje na stratigrafické zaradenie piešťanských vrstiev niekoľko názorov. Ferenczi (1918) ich zaradil do spodného mediteránu. Matějka (1949) uvádza, že majú najpravdepodobnejšie panónsky vek a Buday (1955) konštatuje, že majú pravdepodobne vrchnobádenský vek. Neskôr ich Buday (in Buday et al., 1962) zaradil do spodného panónu. Andrusov (in Andrusov et al., 1985) a Vass (2002) ich začlenili do pliocénu.

Na základe doteraz známych údajov o piešťanských vrstvách konštatujeme, že sú staršie ako vrchný panón. Poukazuje na to napríklad výskyt vrchnopanónskych sedimentov v nadloží pieskovcov tzv. koplotovskej série v okolí Koplotoviec (Buday, 1955), situácia vo vrte medzi Bankou a Moravanmi, v ktorom sa uvedené sedimenty zistili v podloží usadenín vrchného panónu (Brestenská, 1962), ako aj klasty pieskovcov piešťanských vrstiev zistené v karbonátových sedimentoch mladších hlavinských vrstiev.

Na základe doteraz známych údajov o stratigrafii panónskych sedimentov severnej časti blatnianskej priehlbiny, ako je výskyt sedimentov zóny B a ?C s faunou, absencia sedimentov zóny D – E, výskyt sedimentov zóny F s faunou (Jiříček, 1961; Lunga, 1963, 1964a), a na základe litologického vývoja sedimentov blatnianskej priehlbiny usudzujeme, že piešťanské vrstvy môžu najpravdepodobnejšie reprezentovať bazálne sedimenty ivanského súvrstvia panónskeho veku (kolónka 56 – Lunga, 1964a; Mořkovský, 1957).

V Ratnovciach sa piešťanské vrstvy tektonicky stýkajú so sladkovodnými vápencami hlavinských vrstiev (kolónka 55) a všeobecne ležia na karbonátoch mezozoických sekvencií.

56 ivanské súvrstvie: štrky, piesky, íly a lignity

Sedimenty tohto súvrstvia v okrajovom vývoji reprezentujú štrky, piesky a íly s polohami lignitov a v panvovom vývoji najmä íly s polohami pieskov.

Stratigrafický rozsah ivanského súvrstvia je v rôznych častiach blatnianskej priehlbiny rozdielny. V jej severnej časti, zhruba v priestore medzi Trnavou a Piešťanmi, sem patria iba sedimenty zóny B – ?C panónu (Jiříček, 1961; Lunga, 1964a, b), v južnej časti priehlbiny zasa zóny A – E panónu.

Pri západnom okraji blatnianskej priehlbiny transgredujú na staršie usadeniny až sedimenty zóny E panónu. V oblasti medzi Pezinkom a Doľanmi transgredujú uvedené sedimenty na spodnosarmatské (Homola a Mořkovský, 1958) a v okolí obce Štefanová na strednosarmatské vrstvy (Mořkovský, 1959).

Podľa fosílneho obsahu sedimentov panónu je možné ivanské súvrstvie rozčleniť na nasledujúce biostratigrafické zóny:

Sedimenty zóny A panónu sa zistili v Senci vo vrte FGS-1/A (interval 1401,0 až 1 407,5 m). Tvoria ich svetlosivé a hnedosivé, stredne vápnité pieskovce so zuhoľnatenými zvyškami rastlín. Zistila sa v nich prítomnosť foraminifer *Miliammina fusca* (BRADY), *M. arenacea* (RHUMBLER), *Trochammina elegans* GRZYBOWSKY a *T. contorta* Grzybowsky a ostrakódov *Hungarocypris marginata* ZALÁNYI, *Leptocythere paralella* MÉHES a *L. monotuberculata* SOKAC (Pálfalvi, 1975).

Do zóny A panónu patria pravdepodobne aj sedimenty nachádzajúce sa vo vrte B-1 (Báhoň) v hĺbkovom intervale 700 – 716 m. Tvoria ich zelenosivé vápnité íly s polohami svetlosivého, premenlivo zrnitého štrkovitého a ílovitého piesku hrubými 2 – 4 m (Homola, 1958). Do tejto zóny panónu sa tieto sedimenty zaraďujú vzhľadom na to, že v ich nadloží sa nachádzajú usadeniny, ktoré sa korelovali s tzv. bridličnatým slienitým ílom (Janoschek, 1943) vo Viedenskej panve, zodpovedajúcim zóne B panónu (Papp, 1951).

Sedimenty zóny B panónu v severnej časti blatnianskej priehlbiny sú zložené zo svetlosivých až sivých, miestami zelenkavých, sivozelených a svetlozelenosivých vápnitých ílov (Homola, 1958). Ojedinele sa v nich vyskytujú polohy svetlozelenkavosivých, slabo hrdzavožlto škvrnitých a hnedých vápnitých ílov (Lunga, 1964b). Zistili sa vo vrte B-1 (Báhoň) v hĺbke 664 – 700 m. Našli sa tam bivalvie rodu *Congeria* a *Lymnocardium*, ako aj ostrakódy *Amplocypris abscissa* (REUSS) a *Hungarocypris auriculata* (REUSS) [pôvodne *Erpetocypris abscissa* (REUSS)] a *Eucypris sieberi (*MÉHES) (Dlugi a Svoboda, 1958).

Sedimenty zóny C sa zistili v niektorých vrtoch v širšom okolí obce Bučany. Reprezentujú ich pestré sedimenty, prechádzajúce postupne do sivých, často zelenkavých vápnitých ílov. Miestami sa v nich vyskytujú polohy svetlosivozelených a zelenosivých ílov s uhoľnou prímesou a ojedinele na báze aj polohy štrkov. V sedimentoch sa našla fauna mäkkýšov reprezentovaná gastropódmi *Melanopsis bouei* (FER). a *Micromelania cf. variabilis* LÖRENTHEY, bivalviami *Congeria neumayri* ANDR. a *Lymnocardium brunnense* (HOERN.) a ostrakódmi *Cyprideis pannonica* (MÉH.), *C. tuberculata* (MÉH.), *Loxoconcha granifera* (REUSS) a *Hungarocypris auriculata* (REUSS) [pôvodne *Erpetocypris abscissa* (REUSS)] (Lunga, 1965).

Sedimenty zóny D sa zistili vo vrte S-6 (Sereď) v hĺbke 701 – 757 m. Tvoria ich bielosivé vápnité íly s faunou bivalvií rodu *Lymnocardium* a ostrakódov *Amplocypris abscissa* (REUSS) a *Cyprideis* cf. *puncti* (Holzknecht a Jiříček, 1964).

Sedimenty zóny E panónu vystupujú na povrch v ílovisku tehelne v Pezinku (obr. 24). Tvoria ich sivozelené, sivomodré a čiernosivé íly a sivé piesky s polohami lignitov. Vyznačujú sa bohatým výskytom mäkkýšov (gastropódov, bivalvií) a ostrakódov, v menšej miere otolitov rýb a zvyškov suchozemských stavovcov. Z gastropódov boli identifikované druhy *Theodoxus intracarpaticus* JEKELIUS, *Melanopsis vindobonensis* FUCHS, *M. affinis* HANDMANN a *Pyrgula hungarica* LÖRENTHEY, z bivalvií *Congeria subglobosa subglobosa* PARTSCH, *C. subglobosa longitesta* PAPP, *C. ungulacaprae* (MUENSTER), *Lymnocardium conjungens* (HOERNES), *Dreissenomya primiformis* PAPP a *Monodacna viennensis* PAPP (Fordinál in Holec et al., 1987; Fordinál, 1997). Ostrakódy boli zastúpené taxónmi *Candona (Candona) mutans* POKORNÝ, *C.* (*Caspiolla*) *praebalcanica* KRSTIĆ, C. (*Pontoniella*) *multipor*a (POKORNÝ), *Hemicytheria reniformis* (REUSS), *H. brunnensis* (REUSS), *Tyrrhenocythere pezinokensis* (JIŘÍČEK) a *Leptocythere lacunosa* (REUSS) (Tuba in Kováč et al., 1991b; Pipík, 1998). Z rýb sa zistili otolity druhov *Umbrina cirrhosa* (LINNÉ), *Morone kuhni* (WEINFURTER), *Gobius dororostralis* WEINFURTER a zuby rýb patriace k rodom *Tinca*, *Scardinius*, *Squalis*, *Pelecus* a pravdepodobne *Leuciscus* (Brzobohatý in Fordinál, 2000). Zo stavovcov sa našli zuby patriace k druhom *Hipparion primigenium* (H. V. MEYER) a *Trogontherium* cf. *minos* NEWTON (Holec, 1981; Holec et al., 1987).



Obr. 24. Íly panónskeho veku odkryté v hlinisku tehelne v Pezinku (foto A. Nagy).

55 hlavinské vrstvy: sladkovodné vápence

Tieto vrstvy predstavujú okrajový vývoj beladického súvrstvia (kolónka 54), ktorý bol doteraz známy iba z rišňovskej priehlbiny (Fordinál a Nagy, 1997). Rovnako ako tam, aj na území blatnianskej priehlbiny sa viažu na bezprostredné podložie tvorené karbonatickými horninami mezozoika.

Hlavinské vrstvy reprezentujú karbonátové usadeniny zóny H panónu. Všeobecne ich zastupujú žlté a krémové pórovité sladkovodné vápence – travertíny. Na zmapovanom území sa zistili povrchové výstupy týchto vrstiev na svahoch Považského Inovca pri Sokolovciach, Ratnovciach, Banke a Moravanoch nad Váhom, ako aj pod svahmi Brezovských Karpát v okolí Dechtíc a Dolného Lopašova.

Sladkovodný vápenec z obce Sokolovce (obr. 25) obsahuje veľké množstvo ostrohranných úlomkov mezozoických karbonátov. V sladkovodnom vápenci zo starého lomu v Ratnovciach sa zistili riasy a inkrustované stonky rastlín a sladkovodných gastropódov (Mišík, 1966, 1976). V Banke sa v základnej hmote sladkovodného vápenca našli onkolity rôznej veľkosti a rozličných tvarov.



Obr. 25. Umelý odkryv sladkovodných vápencov hlavinských vrstiev vrchnopanónskeho veku s obsahom ostrohranných úlomkov mezozoických karbonátov (lok. Sokolovce, foto J. Maglay).

Na západnom okraji blatnianskej priehlbiny sa sladkovodné vápence zistili v zelenosivých a sivých, miestami pestrých vápnitých íloch a orbou rozvlečené na poliach v okolí Dechtíc. Sladkovodné vápence sa našli aj pri Dolnom Lopašove (Buday, 1956). Tam pozostávajú zo svetlého až bieleho, pri zvetrávaní rozpadavého vápenca (oblasť Dechtíc), resp. z pevného kompaktného, krémovo sfarbeného, niekedy pórovitého sladkovodného vápenca. Pri Dolnom Lopašove sú na povrchu pórov a dutín tvorených priestormi medzi hľuzami sladkovodných rias vyzrážané oxidy Mn. Indikuje to usádzanie v jazernom prostredí.

Hlavinské vrstvy vekovo patria k ekvivalentu zóny H. Fordinál a Nagy (l. c.) s odvolaním sa na prácu Rögl et al. (1993) z Viedenskej panvy ich zaraďujú do panónu. V sladkovodných vápencoch a travertínoch sa doteraz nenašli žiadne biostratigraficky významné fosílie. Typické pre ne sú schránky suchozemských a sladkovodných ulitníkov *Fortuna clairi* SCHLICKUM-STRAUCH, *Tropidomphalus* (Mesodontopsis) *doderlein*i (BRUSINA), *Planorbis confusus* (Soos) a *Anisus krambergeri* (HALAVATS). Okrem nich obsahujú ostrakódy *Candona (Typhlocypris) roaixensis* CARBONELL a *Candona (Lineocypris) mollasica invaginata* CARBONELL, otolity druhu *Palaeoesox* cf. *praekrameri* (WEINFURTER) a klepietka sladkovodných krabov rodu *Potamon* (Fordinál, 1994).

V minulosti sa v nich zistili odtlačky listov rodu *Acer, Fraxinus* (STACHE, 1864a, b), *Phragmites* a *Quercus* a gastropódy rodu *Triptychia* (FERENCZI, 1916). Hrúbka hlavinských vrstiev na okrajoch blatnianskej priehlbiny nepresahuje prvé desiatky metrov.

Panón – pont

54 beladické súvrstvie: štrky, piesky, pieskovce, uhoľné íly a lignity

Sedimenty beladického súvrstvia (Harčár a Priechodská et al., 1988) zahŕňajú usadeniny zóny F až H panónu a pontu (Fordinál et al., 2001). Reprezentujú ich prevažne sivozelené íly a v blízkosti tektonických línií vymedzujúcich okrajové časti blatnianskej priehlbiny aj sladkovodné vápence hlavinských vrstiev vrchnopanónskeho veku (kolónka 55).

Nekarbonátový vývoj beladického súvrstvia zahŕňa tzv. uhoľnú sériu (zóna F), modrú a pestrú sériu zón G – H (Janoschek, 1943; Papp, 1951).

Sedimenty zóny F panónu sú zložené prevažne zo zelenosivých vápnitých ílov, v ktorých sa vyskytujú polohy so zuhoľnatenými zvyškami rastlín vrátane listov. Vo väčšine prípadov uhoľná substancia netvorí samostatné polohy, ale je rozptýlená v sedimente. To vytvára charakteristické čierne šmuhy (Mořkovský, 1959). Bazálne časti sedimentov zóny F miestami tvoria štrky, ktoré laterálne prechádzajú do pestrých ílov (Lunga, 1965). V prevažne pestrom vývoji sú sedimenty tejto zóny vyvinuté v oblasti Serede a tam bez akejkoľvek litologickej zmeny prechádzajú do sedimentov tzv. modrej a pestrej série (Gaža, 1962b).

Vo vrte B-1 (Báhoň) sa sedimenty zóny F zistili v hĺbkovom intervale 395 až 495 m. Tvoria ich svetlozelenkavosivé, vzácne vápnité íly so žltohnedou škvrnitosťou. Ojedinele sa v nich vyskytujú polohy zelenosivých, modrastých, tmavosivých, hnedosivých a čiernosivých ílov a uhoľných ílov. V uvedených sedimentoch sa vyskytujú vrstvy svetlosivých ílovitých pieskov hrubé do 1 m (Homola, 1958).

Sedimenty zóny F panónu sa zistili aj vo vrchnej časti íloviska v Pezinku (obr. 23). Reprezentujú ich sivozelené, sivomodré a čierne íly s polohami žltých a sivých pieskov a lignitov hrubých do 10 cm. Našla sa v nich fauna mäkkýšov reprezentovaná gastropódmi *Theodoxus soceni* JEK., *T. postcrenulatus* PAPP, *Micromelania variabilis* LÖR. a bivalviami *Congeria neumayri* ANDR. a *Lymnocardium edlaueri* PAPP (Fordinál in Holec et al., 1987; Fordinál, 1997). Okrem mäkkýšov sa v sedimentoch našli zuby cicavcov *Anomalomys gaillardi* VIRET et SCHAUB, *Progonomys* sp. a *Graphiurops austriacus* BACHMAYER et WILSON, ktoré umožňujú začleniť fosilonosné sedimenty do zóny MN 10 (Sabol et al., 2004).

Sedimenty zóny G – H panónu sú zložené zo svetlozelenosivých, hrdzavožlto škvrnitých, v menšej miere hnedo škvrnitých vápnitých ílov, v ktorých sa nachádzajú polohy svetlozelenkavosivých a svetlosivých vápnitých pieskov a drobnozrnných štrkov. Našli sa v nich aj úlomky suchozemských (*Trichia, Monacha*) a sladkovodných gastropódov (*Planorbis*) (Lunga, 1965). Niekedy sa na báze sedimentov nachádzala poloha drobnozrnných štrkov. Najväčšia hrúbka sedimentov zóny G – H panónu, 492 m, sa zistila vo vrte Bu-15 (Lunga, 1964b).

Vo vrte B-1 (Báhoň) sa tzv. pestrá séria zistila v hĺbkovom intervale 1 až 315 m. Tvoria ju žlto a hrdzavohnedo škvrnité a zelenosivé vápnité íly s polohami drobnozrnných pieskov. „Modrá séria" sa v uvedenom vrte nachádzala v hĺbkovom intervale 315 – 395 m. Túto sériu reprezentujú zelenosivé piesčité íly s rôzne intenzívnym modrastým nádychom. Ojedinele sa v nich nachádzali polohy svetlozelenosivých škvrnitých ílov, hnedosivých vápnitých ílov, svetlosivých pieskov stmelených až na rozpadavé pieskovce a uhoľných ílov s tenkými vrstvičkami lignitov (Homola, 1958).

Sedimenty beladického súvrstvia vystupujú na povrch v oblasti Bernolákova. Reprezentujú ich sivé piesky až pieskovce so šikmým zvrstvením (obr. 26).

Pri Dechticiach sa v íloch tohto súvrstvia našli sladkovodné ostrakódy *Candona multipora* POKORNÝ a *C.* cf. *mutans* POKORNÝ spoločne so sladkovodnou makrofaunou (Cicha, 1956).

Sedimenty beladického súvrstvia zastihol aj vrt UKB P-11, lokalizovaný pri západnom okraji Považského Inovca pri Moravanoch nad Váhom. Tam sa v nich našla suchozemská (?*Tacheocampylea* sp.) a sladkovodná fauna gastropódov (*Brotia escheri* ssp., ?*Viviparus* sp., ?*Melanopsis* sp.) (Čtyroký, 1959). Okrem gastropódov sa v sedimentoch vrtu našiel aj pravý horný zub druhu *Steneofiber* sp. (Fejfar in Čtyroký, l. c.).

V okolí Koplotoviec sa v týchto sedimentoch našli mäkkýše *Theodoxus* cf. *moosbrunensis* PAPP, *Brotia escheri* nov. ssp., *Melanopsis fuchsi* HANDMANN,



Obr. 26. Umelý odkryv sivých pieskovcov beladického súvrstvia panónsko-pontského veku s badateľným šikmým zvrstvením (lok. Bernolákovo, foto J. Maglay).

Pyrgula (*Micromelania*) *costulata* FUCHS., *Planorbis* cf. *bakonicus* HALAV., *Valvata helicoides* STOL., *V. öcsensis* (SOOS), *Neritina* (*Neritodonta*) *radmanesti Gyraulus* sp., ?*Lymnaea* sp., *Limax* sp., *Unio* sp. a ?*Pisidium* sp., úlomok klepietka kraba rodu *Potamon* (Čtyroký, 1959; Fordinál, 1998a, b; Horusitzky, 1911) a ostrakódy *Candona* cf. *bodonensis* POKORNÝ a *Erpetocypris abscisa* (RSS.), ako aj úlomok schránky rodu *Cyprideis* (CICHA, 1955).

MLADŠÍ MIOCÉN (NEČLENENÝ)

53 ducovské vrstvy: brekcie a zlepence

Tieto sedimenty vychádzajú na povrch v strmých svahoch západného okraja Považského Inovca v okolí obcí Ducové, Modrovka a Lúka (Matějka, 1949; Buday, 1955). Tvoria ich drobno- až hrubozrnné brekcie a zlepence s vápnitým, v niektorých polohách aj piesčitým tmelom.

Ducovské vrstvy sa vyznačujú striedaním polôh brekcií s polohami zlepencov s dokonale opracovanými obliakmi tvorenými vápencami, dolomitmi a v menšej miere aj pieskovcami. Vápencové ostrohranné klasty aj obliaky sú väčšinou rozložené a zvetrané, pričom z nich často zostávajú len kavernózne zvyšky. Tmel predstavuje hnedočervený nevápnitý matrix alebo hnedočervený až krémový sladkovodný vápenec. V týchto vrstvách sú niekedy viditeľné polohy svetložltých drobnozrnných pieskov.

Pliocénne sedimenty sú známe z celej Dunajskej panvy. Predstavujú finálne časti neogénnej sedimentácie prebiehajúcej v kontinentálnych podmienkach v čiastočne limnickom, ale najmä fluviálnom prostredí formujúcej sa riečnej siete, takmer zodpovedajúcej dnešným pomerom.

Pliocénne sedimenty sú v severnej časti študovaného územia vyvinuté prevažne v hruboklastickom vývoji, v južnej časti zasa prechádzajú do pelitických zložiek s polohami štrkov. Ležia diskordantne na sedimentoch opísaného beladického súvrstvia (kolónka 54).

Napriek tomu, že pliocénne sedimenty sa v Dunajskej panve členia na volkovské (dák) a kolárovské súvrstvie (roman), na geologickej mape tohto regiónu vrátane rezov, ako aj v týchto vysvetlivkách sú obe súvrstvia zlúčené a vyznačené vcelku. Exaktné rozlíšenie oboch súvrství je možné iba na základe zvyškov fauny cicavcov, to však z technických možností odberu vzoriek nebolo možné realizovať.

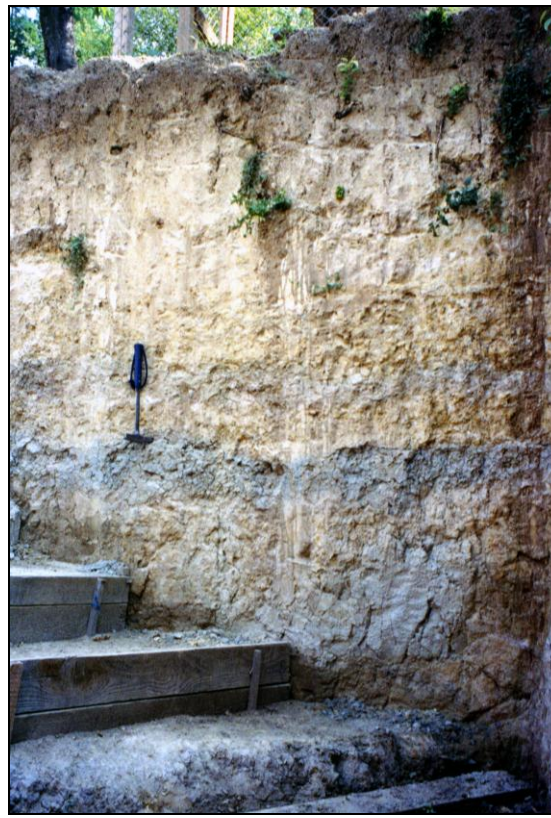
Pliocénne klastické sedimenty sa v minulosti zaraďovali do pontu (Lunga, 1964a) až kvartéru (Lunga, 1964b).



Obr. 27. Piesky beladického súvrstvia panónsko-pontského veku, v spodnej časti s tenkými medzivrstvami ílovitých pieskov (lok. Vištuk-pieskovňa, foto J. Maglay).

52 štrky, piesky a uhoľné íly

Pliocénne hruboklastické sedimenty v prevažnej miere pozostávajú zo svetlosivých, miestami žltkastých stredno- až hrubozrnných štrkov. Obliaky štrkov tvorí najmä kremeň a kremence. V menšej miere sú zastúpené aj vápence a pieskovce. V štrkoch sa nachádzajú polohy pestrých, hrdzavožlto škvrnitých ílov hrbé až 5 m. V podloží štrkov sa zasa zistili stredno- až hrubzrnné žltkasté piesky (obr. 27) (Lunga, 1963, 1964a, b). Takéto hruboklastické sedimenty sa zistili na povrchu východne od Suchej nad Parnou (v časti Suchovský háj), severne od obce Boleráz (na kóte Šarkan) a juhovýchodne od obce Naháč.



Obr. 28. Umelý zárez v íloch beladického súvrstvia panónsko-pontského veku (lok. Šenkvice, foto J. Maglay).

V okolí Budmeríc, Dlhej a Klčovian sa v nadloží pestrých sedimentov beladického súvrstvia nachádzajú žltosivé až bielosivé, hojne červeno škvrnité, silno piesčité íly s polohami štrkov (obr. 28). Tieto sedimenty ležia mierne diskor-

dantne na sedimentoch beladického súvrstvia (Buday, 1957b). Obdobné sedimenty reprezentované svetlosivými pestrými ílmi a štrkmi boli navŕtané aj v okolí Senca a Cífera. Ležia diskordantne v nadloží pestrých sedimentov beladického súvrstvia. Zistená hrúbka týchto sedimentov, ktoré sa v minulosti začleňovali do levantinu (Cílek, 1960), je až 70 m.

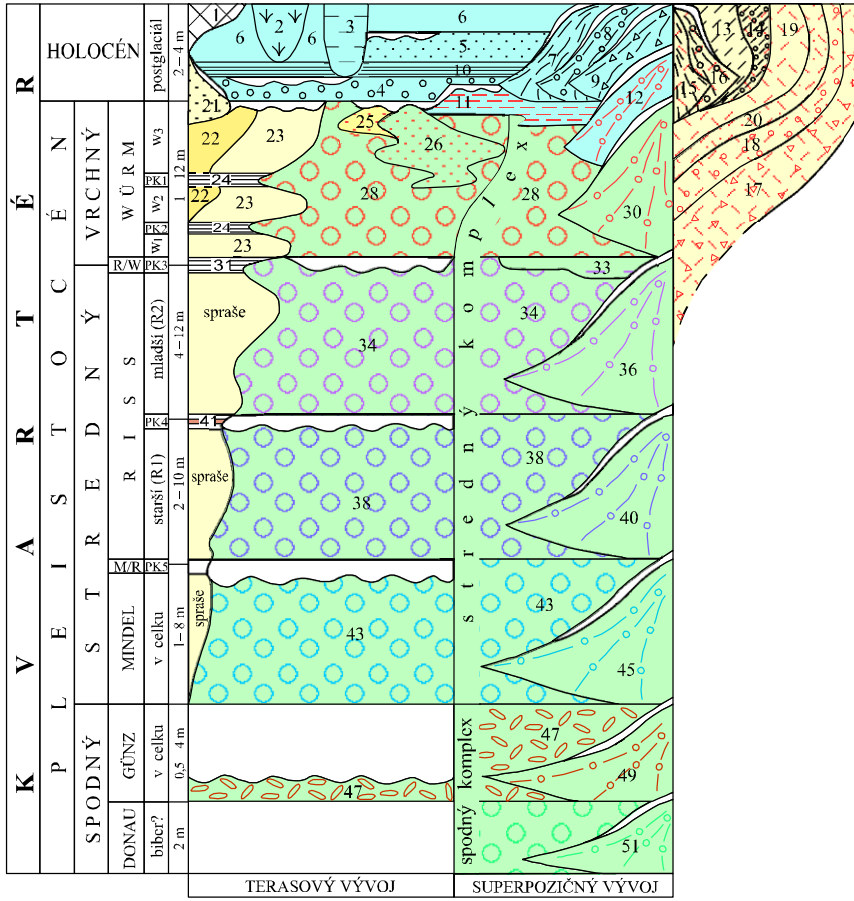
3.3. KVARTÉR

Kvartérne sedimenty majú na povrchu skúmaného územia dominantné postavenie. V premenlivej, zväčša však veľkej hrúbke takmer súvisle pokrývajú celé vymedzené územie. Určitú výnimku tvoria len úzke pásma priľahlých častí pohorí, kde je kvartérny pokryv prerušovaný výstupom predterciérneho podložia na exponovaných svahoch, na medzidolinových chrbtoch alebo v nárazových brehoch tokov. Okrem pohorí je predkvartérne podložie čiastočne odkryté aj na Podmalokarpatskej pahorkatine a na zobrazenom leme Nitrianskej pahorkatiny. Všade tam vystupujú neogénne sedimenty v podobe mnohopočetných maloplošných prirodzených aj umelých odkryvov, a to najmä vo vrcholových častiach vyšších neotektonických krýh a na exponovaných, tektonicky predisponovaných svahoch asymetrických úsekov dolín (Šajgalík, 1967).

Sedimenty kvartéru (obr. 29) na skúmanom území reprezentujú uloženiny prevažne terestrického vývoja s dominanciou subaerických prvkov depozície. Vyznačujú sa zložitou, v niektorých prípadoch až veľmi komplikovanou geologickou stavbou a výrazne premenlivou, no zväčša veľkou hrúbkou. Hoci je z územia známe veľké množstvo anomálií hrúbky kvartéru, predsa sa dá konštatovať, že hrúbka sa vo všeobecnosti zväčšuje zo severu na juh a od okrajových častí smerom do centra územia. Na Trnavskej tabuli lokálne dosahuje viac ako 30 m. Túto hrúbku prevyšujú len hodnoty zistené v južnej časti územia medzi Sencom a Sládkovičovom. Tam zasahuje severný okraj gabčíkovskej priehlbiny a hrúbka kvartéru presahuje 50 m.

Z hľadiska základných sledovaných parametrov, akými sú okrem hrúbky napríklad úložné pomery, genetické určenie typu, litologická náplň, faciálna pestrosť a stratigrafický rozsah kvartérnych sedimentov, sa dá konštatovať, že ich priestorové rozloženie úzko súvisí s charakterom dominantných sedimentotvorných procesov. Tie sú na jednej strane ovplyvnené neotektonickým režimom morfoštruktúr Dunajskej panvy aj hrastí Malých Karpát a Považského Inovca (teda aj reliéfom), na druhej strane špecifickou cyklickosťou kvartérnych klimatických zmien (Ložek, 1973). Na mapovanom území sú tieto prejavy veľmi výrazné najmä z distribúcie a depozície fluviálnych, proluviálnych a eolických sedimentov.

Nástup kvartérnej sedimentácie sa vyznačuje depozíciou na už erodované predkvartérne podložie, takže štvrtohorné sedimenty sú na styku s ním uložené erozívne a diskordantne. Hranica bázy kvartéru vo vzťahu k podložiu je zväčša



Obr. 29. Litostratigrafická tabuľka kvartéru Trnavskej pahorkatiny (Maglay a Pristaš, 2005).

Holocén: 1 – antropogénne navážky, násypy, skládky a haldy; 2 – organogénne rašelinové hliny, slatiny a slatinné pôdy; fluviálne: 3 – kalové a hnilokalové humózne piesčité hliny; 4 – piesčité štrky prikorytovej fácie; 5 – jemnopiesčité hliny a jemnozrnné piesky povodňovej fácie; 6 – hliny, piesčité hliny, hlinité piesky a štrky nív; proluviálne: 7 – hliny, piesky a piesčité hliny s úlomkami hornín; 8 – hlinité a piesčité štrky; 9 – hlinité štrky s úlomkami hornín; 10 – povodňové hliny a íly nivnej fácie s polohami humóznych pôd.

Pleistocén – holocén: 11 – fluviálne hliny, piesčité hliny, hlinité piesky a jemnozrnné štrky nadnivných terás; 12 – proluviálne hliny, piesčité hliny až hlinité štrky s úlomkami hornín vo vyšších nivných kužeľoch; deluviálno-fluviálne: 13 – hliny, piesčité a ílovité hliny s úlomkami hornín; 14 – hliny, piesčité hliny so štrkmi, štrky; deluviálno-proluviálne: 15 – hliny, piesčité hliny až hlinité piesky; 16 – piesčité hliny so štrkmi a úlomkami hornín; deluviálne: 17 – hlinito-kamenité svahoviny a sutiny; 18 – resedimentované hlinité a piesčito-hlinité štrky; 19 – hliny s obsahom drobných štrkov a úlomkov; 20 – piesčité hliny až hlinité piesky; 21 – eolické piesčité hliny (spraše) s polohami jemnozrnných pieskov.

Pleistocén: 22 – eolicko-deluviálne sprašové hliny s polohami spraší; eolické: 23 – prachovité hliny (spraše); 24 – prachovité hliny s polohami fosílnych pôd PK-I, PK-II; 25 – jemnozrnné piesky; 31 – prachovité hliny s polohami mierne rubifikovaných fosílnych pôd PK-III; 41 – slabo humózne rubifikované fosílne pôdy PK-IV; fluviálne: 26 – piesky agradačných valov; 28 – piesčité štrky, štrky a piesky dnovej akumulácie v nízkych terasách a v nivách; 33 – ílovité, ílovito-siltovité a piesčité hliny vo vrchných polohách nižších stredných terás; 34 – piesčité štrky, piesky a štrky nižších stredných terás; 38 – piesčité štrky a štrky vyšších stredných terás; 43 – piesčité štrky a štrky vrchných terás; 47 – štrky a rezíduá štrkov vysokých terás; proluviálne: 30 – hlinité a piesčité štrky, piesky a piesčité hliny s úlomkami hornín v nízkych kužeľoch; 36 – hlinité a piesčité štrky, piesky a piesčité hliny s úlomkami hornín v nižších stredných kužeľoch; 40 – hlinité a piesčito-hlinité štrky s úlomkami hornín vo vyšších stredných kužeľoch; 45 – hlinité a piesčito-hlinité štrky s úlomkami hornín vo vrchných kužeľoch; 49 – hlinité a piesčité zvetrané štrky a úlomky hornín vo vysokých kužeľoch; 51 – hlinité a piesčité zvetrané štrky a úlomky hornín v najvyšších kužeľoch.

litologicky aj faciálne výrazná. Na území južne od pásma Bernolákovo – Senec – Sládkovičovo – Sereď, prislúchajúceho k severnému okraju gabčíkovskej priehlbiny (Podunajská rovina), nadväzuje kvartérna fluviálna sedimentácia na finálne členy neogénnej sedimentácie a až do recentu vykazuje superpozičný vývoj. V ostatných častiach územia sa zaznamenal kvartérny fluviálny a proluviálny vývoj v systéme morfologickej postupnosti.

Z celkovej škály genetických typov majú na tomto území z hľadiska objemu hmoty a plošného rozsahu dominujúce postavenie eolické sedimenty. Reprezentujú ich pokryvy spraší, sprašových hlín (stredný až vrchný pleistocén) a ich kombinácie s inými, najmä deluviálnymi a deluviálno-fluviálnymi sedimentmi (vrchný pleistocén – holocén). Okrem uvedených výskytov nie sú zanedbateľné ani výskyty naviatych pieskov (vrchný pleistocén – holocén). Viažu sa zväčša na južnú časť Dolnovážskej nivy.

Eolické sedimenty tvoria významný fenomén pokryvu pahorkatinnej časti územia a najvýraznejšie sa zúčastňujú na zahladzovaní foriem disekcie iniciálneho reliéfu, vzniknutých primárne štruktúrno-tektonickými procesmi v interakcii s exogénnymi procesmi.[8] Spraše, sprašové aj sprašovité hliny a ich deriváty vytvárajú charakteristický, mierne zvlnený až tabuľový habitus celej Trnavskej pahorkatiny. Výrazne pokrývajú aj predkvartérne útvary východnej úboče Malých Karpát, najmä v úseku medzi Trstínom a Novým Mestom nad Váhom, a západnej úboče Považského Inovca v pokračovaní na Nitriansku pahorkatinu. Na základe vyhodnotenia starších, najmä hydrogeologických vrtov a vlastných vrtov radu TPM (Maglay et al., 2005) je zrejmé, že hrúbka spraší závisí od tvarov reliéfu a smeru navievania, ale aj od intenzity erózno-denudačných procesov po uložení starších sprašových sérií.

[8]Napríklad v oblasti Trnavskej tabule sa spraše, resp. sprašové komplexy výrazne zúčastňujú na pokrytí rozsiahlych strednopleistocénnych fluviálnych terasových akumulácií Váhu a jeho malokarpatských prítokov (Ložek, 1963; Tyráček, 1963), ako aj na pokrytí rozsiahlych pleistocénnych „vejárov“ náplavových kužeľov. Tým sa hrúbka kvartérnych sedimentov celkovo zväčšuje na 30 až 35 m (Šajgalík a Modlitba, 1983).

Podstatnú časť hmoty eolických sedimentov a zároveň celý eolický povrch pahorkatiny tvoria spraše vrchného pleistocénu, najmä štadiálu W3. Na niektorých miestach sa vyvinuli sprašové série (stredný až vrchný pleistocén) s obsahom fosílnych pôdnych horizontov. Staršie spraše sú zatiaľ známe len z lokalít Senec-tehelňa (Halouzka, 1968), Mnešice-tehelňa (Vaškovský, 1970; Vaškovská, 1970), Moravany-hlboký jarok (Bárta, 1963, 1965; Ambrož, Ložek a Prošek 1952), Dubník – sv. od Hlohovca – a z vrtov radov TPM a JB. Staršie sprašové komplexy vzhľadom na malé plošné rozšírenie nie sú na geologickej mape vyznačené.

Významné postavenie z hľadiska genézy, objemu hmoty, plošného rozsahu, stratigrafie, výškovej pozície a miesta výskytu majú popri eolických sedimentoch aj fluviálne a proluviálne sedimenty (spodný pleistocén – holocén) kvartérnych vodných tokov (Maglay et al., 1998). Reprezentuje ich litofaciálne pestrý vývoj od genézy vyznačujúcej sa morfologicky postupným terasovým uložením až po superpozičné uloženie na okrajových negatívnych štruktúrach gabčíkovskej priehlbiny, ktorá sem zasahuje z juhu.

Na pozitívnych, resp. prechodných morfotektonických štruktúrach Trnavskej pahorkatiny, Dolnovážskej nivy a okrajových častí pohorí tvoria fluviálne sedimenty náplň systému riečnych terás a dnových akumulácií, agradačných valov a celého nivného pokryvu vrátane výplní mŕtvych ramien. Vyskytujú sa najmä v nive Váhu a nivách jeho pravostranných malokarpatských prítokov, ale aj na starších vyšších eróznych úrovniach Trnavskej tabule, kde sú prevažne pokryté hrubými návejmi spraší, čiastočne sprašových hlín a splachmi.

S uvedeným typom sedimentov sú úzko geneticky späté plošne rozsiahle proluviálne sedimenty náplavových kužeľov (spodný až vrchný pleistocén). Významné sú najmä kužele úpätia Malých Karpát v pásme ich styku s Trnavskou pahorkatinou. Vyvinuli sa tam jednak v lokálnych neotektonických depresiách, jednak na rozsiahlych plochách vyšších častí Podmalokarpatskej pahorkatiny. Kužele často zasahujú ďaleko od pohoria, pričom distálne časti najrozsiahlejších kužeľov sú pokryté sprašami, sprašovými hlinami a splachmi. Druhé pásmo rozsiahlych kužeľov sa nachádza pod sprašami v zóne styku Podmalokarpatskej pahorkatiny s Trnavskou tabuľou v úseku Blatné – Cífer a lokálne v Špačinciach a Radošovciach. Posledné pásmo kužeľov je zachované v zóne styku Považského Inovca s nivou Váhu od Hlohovca po Kálnicu.

Zatiaľ čo podmalokarpatské prolúviá (Pezinok, Modra, Častá, Doľany, Dolné Orešany, Smolenice, Trstín, Dechtice, Vrbové) sú väčšinou tvorené viacgeneračnými vloženými terasovanými a prevažne odkrytými kužeľmi, západnú úboč Považského Inovca reprezentujú najmä jednogeneračné kužele pokryté sprašami, plošne redukované laterálnou eróziou Váhu (Koplotovce, Sokolovce, Banka, Moravany nad Váhom, Hôrka a i.).

Vzájomný vzťah medzi fluviálnymi a proluviálnymi akumuláciami je veľmi zložitý najmä v dôsledku ich prekrytia hrubými vrstvami spraší. Podrobným vy-

hodnotením vrtov sa však pomerne presne podarilo identifikovať ich rozsah a stanoviť vzájomné hranice.

Z hľadiska plochy výskytu, ale najmä objemu hmoty, sú v tomto regióne nezanedbateľné aj rozličné druhy deluviálnych sedimentov – pleistocénno-holocénnych zvetranín, svahovín, sutín a ich kombinácií. Tento typ kvartérnej akumulácie sa v prípade zvetranín viaže na plošinové úseky v okrajových častiach pohorí (Kočín-Lančár – Vrbové, Banka – Modrová – Lúka) a v prípade svahovín buď priamo na predkvartérne neogénne podložie pod sprašami a sprašovými hlinami pahorkatiny, alebo najčastejšie priamo na výstupy podložia na svahoch Malých Karpát, Považského Inovca a zobrazenej časti Nitrianskej pahorkatiny. V pohoriach sú svahové sedimenty spolu s deluviálno-fluviálnymi výplňami dna dolín často jediným reprezentantom kvartérnej akumulácie, označovanej ako horský kvartér.

Na pahorkatine dominujú vápnité aj nevápnité splachy vo výplni úvalín. Pre stykové pásmo pahorkatiny s okolitými pohoriami je charakteristická prevaha deluviálnych hlinito-kamenitých, hlinito-piesčitých, ale aj balvanovitých sedimentov a resedimentovaných starších kôr zvetrávania. Pretože význam a stratigrafický rozsah svahovín nie je pre kvartérny vývoj tohto územia zvlášť dôležitý, na geologickej mape je zohľadnená len ich hrúbka, ktorá odhadom presahuje 2 m. V pohoriach na miestach, z ktorých existujú významné údaje o podložných horninách, sú deluviálne sedimenty lokálne účelovo redukované.

Výpočet typov kvartérnych sedimentov regiónu uzatvárajú organogénne sedimenty – rašeliny slatinného typu. Viažu sa na lokálne močaristé depresie okraja pahorkatiny (Pusté Úľany), na lokálne podmalokarpatské depresie (Šúr pri Svätom Jure, Modra a i.) a na lokálne zníženiny v rámci holocénnych nív.

V oblasti pahorkatiny sa zaznamenalo aj veľké množstvo antropogénnych uložení – zväčša plošne menších, ale aj rozsiahlych skládok domového a priemyselného odpadu.

Na základe morfologickej pozície, superpozície a vzťahov fluviálnych a proluviálnych sedimentov so stratifikovateľným nadložným pokryvom spraší a sprašových hlín, ktoré obsahujú fosílne pôdy, fosílnu faunu a artefakty, sa kvartérne sedimenty Trnavskej pahorkatiny začleňujú do obdobia spodného, stredného a vrchného pleistocénu a holocénu.

Opisom jednotlivých genetických typov kvartérnych sedimentov z oblastí zasahujúcich na skúmané územie sa v nedávnej minulosti zaoberali Pristaš et al. (1996), Maglay a Pristaš (1998) a Maglay et al. (1998).

STARŠÍ PLEISTOCÉN

Sedimenty staršieho (spodného) pleistocénu vystupujú na povrch v proluviálnom a čiastočne fluviálnom vývoji najmä v podobe erozívnych zvyškov pôvodne plošne rozsiahlych náplavových kužeľov, prípadne ojedinelých maloplošných terás na najvyšších miestach pahorkatiny. Sú zachované v pásme od Šalaperskej

hory (174 m n. m.) cez Čaníkovský háj na východ od Pezinka, časť Glance na juh od Šenkvíc, cez pásmo vysokých plošín medzi Modrou a Vištukom, Lindavský les medzi Pílou a Budmericami, cez vrch Dubník (260 m n. m.), Suchovský háj (236 m n. m.) na západ od Suchej nad Parnou až po ľavobrežie Trnávky južne od kóty Šarkan (274 m n. m.) a v okolí Vrbového v častiach Hrabiny a Šípkovský majer. Sú to zväčša plošne rozsiahle rezíduá štrkov, hrubopiesčitých štrkov a úlomkov hornín „vysokých" a „najvyšších" náplavových kužeľov, zväčša pokrytých sprašami, sprašovými hlinami a svahovinami.

Na vyšších neotektonických kryhách pahorkatiny sa reziduálne zachovali erozívne zvyšky starých pleistocénnych kôr zvetrávania. Reprezentujú ich rubifikované fosílne pôdy pod spodnopleistocénnymi sprašovými splachmi v tehelni v Senci (Halouzka, 1968; Halouzka a Schmidt, 1979). Červenohnedé štrky a piesky lukáčovských vrstiev (Maglay in Pristaš et al., 2000), charakteristické pre ripniansku priehlbinu Nitrianskej pahorkatiny a ekvivalentné so strekovskými vrstvami (Harčár a Schmidt, 1965; Schmidt a Halouzka, 1970), sa v regióne nepreukázali. Ich lokálne zachovanie pod sprašovými sériami pahorkatiny, resp. na báze spodnopleistocénnych proluviálnych uložení nie je síce vylúčené, no na základe doterajšieho výskumu málo pravdepodobné. Západne od Blatného a jv. od Šenkvíc v časti Rovnice vrt TPM-5A (Maglay et al., 2005) výnimočne zachytil redeponované rezíduá patinizovaných červených štrkov mladšej časti spodného pleistocénu. Staré kôry zvetrávania zastúpené červenohnedými ílovitými hlinami sa však ani tu nepreukázali.

51 hlinité až piesčité zvetrané štrky a úlomky hornín v najvyšších náplavových kužeľoch (donau – biber ?)

50a, b hlinité až piesčité zvetrané štrky a úlomky hornín v najvyšších náplavových kužeľoch (donau – biber ?) s pokryvom: a) spraší, b) sprašových hlín a splachov

Tieto sedimenty tvoria najstaršiu kvartérnu akumuláciu na území pahorkatiny. Dnes ide už len o torzá sedimentov pôvodne veľmi rozsiahlych vejárov náplavových kužeľov vynesených a deponovaných malokarpatskými tokmi až do vzdialenosti 8 – 10 km od pohoria. Na základe vyhodnotenia súčasnej morfopozície sedimentov sa potvrdilo, že akumulácia najstarších prolúvií prebiehala následne po sformovaní vrchnopliocénnej až pliocénno-pleistocénnej poriečnej rovne (Mazúr a Činčura, 1964, 1975), pričom proluviálne sedimenty v miestach dosahu kužeľov alternujú so staršími vrchnopliocénnymi sedimentmi. Poukazuje na to fakt, že sedimenty najstarších kvartérnych kužeľov tvoria povrch len najvyšších neotektonických štruktúr pahorkatiny v lokalitách na východ od Suchej nad Parnou v časti Suchovský háj (236 m n. m.), na sever od obce Boleráz na kóte Šarkan (274 m n. m.), jv. od obce Naháč a na sever od Horného Dubového. Všade vystupujú vo forme medzidolinových a medziúvalinových chrbtov, prípadne samostatných

vrcholov v tej istej pozícii ako sedimenty vrchného pliocénu. Rozdiel je len v litologickej, petrografickej a faciálnej náplni oboch druhov sedimentov.

Zatiaľ čo vrchnopliocénne sedimenty najvyšších častí reliéfu pahorkatiny pozostávajú zo stredne až vysoko sférických oválnych až veľmi oválnych kremencových a kremenných štrkov s polohami škvrnitých ílov a pieskov, sedimenty spodnopleistocénnych kužeľov sú už tvorené štrkmi a rezíduami štrkov (blokov) zložených z hrubých, nízko sférických suboválnych obliakov, takmer neopracovaných angulárnych úlomkov malokarpatských kremencov a ojedinele aj zvetraných až rozvetraných granitoidov. Medzištrkovú výplň tvorí hrubozrnná piesčitá sľudnatá frakcia, smerom na povrch prechádzajúca do piesčitých hlín s úlomkami a štrkmi. Na severe územia sú štrky a úlomky viac polymiktné, popri kremencoch a kremeni pribúdajú aj silno zvetrané a rozpadavé pieskovce, ako aj rozličné druhy silno zvetraných až fantomických karbonátov.



Obr. 30. Zvyšok koryta piesčito-štrkovej proluviálnej akumulácie staropleistocénneho veku v erozívnom kontakte s podložnými piesčitými ílmi a pieskami beladického súvrstvia panónsko-pontského veku (lok. Vištuk-pieskovňa, foto J. Maglay).

Najväčšie plochy pozostatkov najvyšších kužeľov boli v južnej časti územia identifikované na vysokej šenkvickej kryhe južne od Šenkvíc medzi Čaníkovským hájom až Glancami a na ďalšej vysokej kryhe južne od Vištuku vo výške 40 – 50 m nad Stoličným a Vištuckým potokom (obr. 30). Oba výstupy sú pomerne rozsiahle a po obvode prechádzajú do deluviálnych hlinito-štrkovitých sedimentov, prípadne sú pokryté sprašovými hlinami, resp. sprašami. Okrem

týchto výskytov sú známe 2 maloplošné výskyty súvekých reziduálych štrkov a úlomkov na povrchu vysokej kryhy v okolí kóty Dubník (260 m n. m.) medzi Štefanovou a Borovou a na Panskom poli jz. od Suchej nad Parnou.

V severnej časti územia sa korelatívne sedimenty zistili pod sprašovými hlinami na plochom chrbte sv. od Vrbového v časti Hrabiny, vo výške 50 m nad tokom Holešky a východne od Šípkového v časti Šípkovský majer asi 40 m nad tokom Šípkovca. V porovnaní s tokom Váhu dosahujú oba výskyty relatívnu výšku 80 až 100 m.

Hrúbka súčasných akumulácií pozostatkov najvyšších kužeľov sa pohybuje v rozmedzí 0,5 – 5 m, ojedinele (Šenkvice) aj viac.

eluviálne hliny a rubifikované fosílne pôdy (donau/günz) – len v litostratigrafickej kolónke

piesčité sprašové splachy (günz v celku) – len v litostratigrafickej kolónke

Na neogénnych sedimentoch vyšších neotektonických krýh Trnavskej pahorkatiny sa rudimentárne aj so zvyškami nadložných spodnopleistocénnych sprašových hlinito-piesčitých splachov sporadicky zachovali rubifikované fosílne pôdy. Ich výskyt z bázy profilu v ťažobnej jame starej tehelne v Senci v minulosti opísal Halouzka (1968, in Halouzka a Schmidt, 1979). Ide o ekvivalenty sedimentov, ktoré opísal Harčár (1974) z oblasti Hronskej pahorkatiny a Košťálik (1974) a Pristaš (in Pristaš et al., 2000) z oblasti Nitrianskej pahorkatiny. Na lokalite v Senci ide najmä o produkty sialiticko-alitického zvetrávania podložných, prevažne pelitických (ílovitých), ojedinele až ílovito-piesčitých neogénnych sedimentov. Toto zvetrávanie odzrkadľuje teplé a suché obdobia vrchného pliocénu až spodného pleistocénu.

Halouzka (l. c.) opisuje tento eluviálny pôdny sediment hrubý 0,5 – 0,8 m ako výrazne červenohnedo sfarbený rubifikovaný fosílny pôdny horizont PK VIII interglaciálneho veku donau/günz. Je preň príznačná prítomnosť drobných železito-mangánových konkrécií, ktoré sú nepravidelne rozptýlené po celom profile. Badateľné náznaky horizontálneho zvrstvenia dokazujú slabé syngenetické premiestňovanie vo vrchných polohách. Spodná časť fosílneho polygenetického pôdneho komplexu je kompaktnejšia a vyznačuje sa polyedrickým rozpadom. Po zrnitostnej stránke tvoria sediment prachovité a ílovité hliny. Vo zvrstvených horizontoch pribúda prachovito-piesčitá zložka.

Podstatnú substanciu v zrnitostnom zložení rubifikovaných fosílnych pôd tvoria častice menšie ako 0,002 mm (30 – 47 %), nasledujú prachovité častice a len malé množstvo piesčitej frakcie (Ø viac ako 0,05 mm). Rubifikované fosílne pôdy sa vyznačujú vysokým stupňom mikroagregácie. Karbonáty vystupujú vo forme roztrúsených drobných konkrécií $CaCO_3$. Základná hmota je nevápnitá, resp. veľmi slabo vápnitá, s nízkym obsahom humusu (0,15 – 0,20 %). Vo vrchných častiach sa v preplavených pôdach obsah humusu mierne zvyšuje.

V nadloží fosílneho pôdneho horizontu sú zachované hlinité a sprašové splachy s hrúbkou asi 2 m. Horizont je zložený z drobných, jemne laminovaných vrstvičiek sivej, okrovej až okrovožltej farby. Podľa Schmidta (in Halouzka a Schmidt, 1979) na základe zvyškov fauny je možné konštatovať, že postgeneticky spláchnuté sprašové sedimenty vznikali za teplejších a suchších podmienok ako spraše mladších štadiálov.

Uvedené sedimenty v súčasnosti nevystupujú na povrch.

49 hlinité až piesčité zvetrané štrky a úlomky hornín vo vysokých náplavových kužeľoch (günz v celku)

48a, b hlinité až piesčité zvetrané štrky a úlomky hornín vo vysokých náplavových kužeľoch (günz v celku) s pokryvom: a) spraší, b) sprašových hlín a splachov

Proluviálne sedimenty mladšej časti spodného pleistocénu v porovnaní s opísanými sedimentmi (kolónka 51) zaberajú oveľa rozsiahlejšie a ucelenejšie plochy, pričom morfologicky si zachovávajú tvar pôvodného kužeľa aj jeho osi. Maloplošné výskyty eróznych zvyškov kužeľov, ako napríklad severne od Vrbového alebo sv. od Šalaperskej hory (174 m n. m.), sú skôr výnimkou.

Väčšina sedimentov kužeľov bola deponovaná do rovnakého priestoru ako pri starších akumuláciách, teda na východné malokarpatské predpolie, ale morfometricky už do nižších polôh. Tieto kužele často klinovito zasahujú ďaleko do centra Trnavskej pahorkatiny. Najrozsiahlejší je kužeľ Stoličného potoka (Vištuckého) s apikálnou zónou v Modre-Harmónii. Zasahuje až do priestoru na SV od Šenkvíc, kde je pokrytý vrstvami spraší hrubými asi 6 – 8 m.

Súveký kužeľ Gidry zasahuje smerom od pohoria cez Budmerice až do priestoru západne od Jablonca, pričom jeho ľavá vetva vybieha od Štefanovej do časti Zadné pole východne od Budmeríc. Teleso tohto kužeľa je od Bieleho vŕšku nad Budmericami smerom na východ pokryté sprašovými hlinami, ale najmä sprašami, ktorých hrúbka narastá až na 10 m. Jeho sedimenty vystupujú na povrch len v najexponovanejších vrcholových častiach. Ľavá vetva kužeľa vznikla jeho oddelením vplyvom následnej mladšej hĺbkovej erózie Gidry a Štefanovského potoka.

Oba uvedené kužele dosahujú dĺžku 8 – 10 km, ale hrúbka ich akumulácií výrazne kolíše. V blízkosti pohoria dosahuje len 2 m a v distálnejších častiach pokrytých sprašami narastá na 5 – 8 m. Materiál pozostáva prevažne zo zmiešaných subangulárnych až suboválnych klastov okrových kremencov, kremeňa, rozvetraných granitov a kryštalických bridlíc, pričom kremence tvoria až 90 % petrografického zloženia. Okrem hrubých klastov (Ø 5 – 10 cm) sú pomerne hojné aj balvany až bloky červených kremencov s priemerom do 30 – 50 cm (Budmerice). Hrubopiesčitá frakcia sľudnatého zaílovaného piesku tvorí rovnomernú výplň medzištrkového priestoru. V piesčitých polohách (vrt TPM-9

pri Budmericiach; Maglay et al., 2005) sú výrazné limonitizované polohy. Relatívnu výšku povrchu oboch kužeľov je možné určiť len z miest nepokrytých eolickými sedimentmi. Tam dosahuje 30 – 40 m nad dnom dolín Stoličného potoka a Gidry.

Ďalšie zvyšky akumulácií súvekých kužeľov boli identifikované na ľavobreží Trnávky v úzkom pruhu od tehelne v Boleráze do vzdialenosti asi 5 km v smere toku. Tam sa akumulácia pod sprašami výrazne rozširuje a južne od Dolnej Krupej sa spája so súvekou proluviálnou akumuláciou pravobrežia Krupského potoka. Je to jediný výskyt kužeľov tohto veku v zóne prechodu pahorkatiny do tabuľovej časti. Tieto sedimenty boli identifikované v umelom odkryve ťažobnej jamy tehelne Boleráz, z povrchového výstupu spod sprašových hlín západne od Bolerázu, ale najmä z vrtov TPM-26 a TPM-26A (Maglay et al., l. c.).

Ide o silno zahlinené štrky, úlomky hornín a kremité hrubozrnné piesky. V petrografickom zložení klastov výrazne prevláda kremenec, menej kremeň. V odkryvoch i na povrchu sa v štrkoch ojedinele nachádzajú aj hrance. Väčšina týchto proluviálnych uložení je pokrytá vrstvami sprašových hlín a spraší hrubými 5 – 10 m.

Z južnej časti územia je známy výskyt silno zahlinených štrkov, pieskov a úlomkov hornín v miernej terénnej zníženine hlavného chrbta pahorkatiny severne od kóty Šalaperská hora (174 m n. m.) cez kótu Silváš (170 m n. m.) ďalej na sever po zakončenie zníženiny. Piesčité štrky distálnej časti kužeľa Blatiny a Trnianskeho potoka pozostávajú prevažne z kremencov a čiastočne zvetraných obliakov granitov a úlomkov metamorfitov. Okrajové časti výskytu sú buď pokryté sprašovými hlinami, alebo sa stali súčasťou hlinito-štrkovitých svahovín (kolónka 18).

Zo severnej časti územia sú známe 3 maloplošné výskyty zvyškov súvekého kužeľa Holešky a Podkylavského potoka v pásme od Prašníka na východ, izolované hĺbkovou eróziou a pozmenené denudáciou. Ide o strednozrnné štrky a úlomky karbonatických hornín a hornín neogénu v pieskovcovom vývoji, pokryté sprašovými hlinami a premiešané s piesčitými hlinami. Aj prítomnosť ojedinelých sférických oválnych klastov karbonatických hornín má svoj pôvod v zlepencoch neogénu.

Relatívna výška uvedených výskytov je 70 – 80 m nad nivou Váhu.

47 štrky a rezíduá štrkov nerozlíšených akumulácií 3. a 2. vysokej terasy (günz v celku)

46a, b štrky a rezíduá štrkov nerozlíšených akumulácií 3. a 2. vysokej terasy (günz v celku) s pokryvom: a) spraší, b) sprašových hlín a splachov

Ide o najstaršiu fluviálnu terasovú akumuláciu Váhu v tomto regióne. Je doložená len z dvoch maloplošných výskytov z. a jz. od Šípkového. V poľnej ceste medzi Šípkovským majerom a Očkovom vo výške asi 75 – 80 m nad nivou Váhu sa vyskytujú rezíduá piesčitých, dobre opracovaných polymiktných strednozrn-

ných štrkov (Ø 4 – 8 cm). Petrograficky, na rozdiel od blízkych proluviálnych sedimentov, prevládajú v štrkoch kremence a kremeň, zastúpené sú aj zvetrané granitoidy (najmä granity), menej rozpadavé karbonatické horniny (rozličné druhy vápencov) s hojným zastúpením drviny svorov, bridlíc a rozvetraných pieskovcov. V okolí miesta výskytu obliakov nápadne narastá prítomnosť hrubopiesčitej frakcie.

Druhý neďaleký výskyt na lokalite Pod cestou zaberá väčšiu plochu, ale obliaky štrkov sú výraznejšie premiešané s hlinami, prípadne ich úplne pokrývajú sprašové hliny. Reziduálne štrky smerom na západ priamo prechádzajú do opísaných proluviálnych sedimentov Holešky (kolónka 49).

STREDNÝ PLEISTOCÉN – staršia časť

Sedimenty staršej časti stredného pleistocénu (mindel v celku) sú na zmapovanom území zastúpené prevažne plošne rozsiahlymi proluviálnymi akumuláciami tzv. vrchných náplavových kužeľov malokarpatských tokov a zodpovedajúcimi fluviálnymi akumuláciami „vrchných“ terás pravobrežia Váhu vrátane terasových akumulácií niektorých jeho pravostranných prítokov.

Proluviálne sedimenty boli deponované v dvoch pásmach, ktoré sa smerom na sever zbiehajú. Obe pásma odrážajú línie diskontinuity a pohybovú tendenciu hlavných štruktúrno-tektonických blokov pahorkatiny.

Prvé pásmo vývoja prolúvií tvorí bezprostredné východné predpolie Malých Karpát. Sedimenty sa tam zachovali v rôznych výškových pozíciách od Viničného cez Dubovú, Častú, Dolné Orešany po Boleráz a po kratšom prerušení pokračujú ďalej v úpätnom pásme od Kátloviec na SV cez Dechtice a Chtelnicu po Vrbové. Severnejšie výskyty sa nepotvrdili.

Druhé pásmo súvekých kužeľov sa začína nad osadou Martin západne od Blatného a v krátkom úseku pokračuje po Báhoň. Tam je prerušené priečnymi neotektonickými kryhami sz.-jv. smeru. Výskyty sedimentov kužeľov sa znovu objavujú až v Bohdanovciach nad Trnavou a pokračujú cez Špačince a Dolné Dubové po Kátlovce a spájajú sa s kužeľmi prvého pásma. Väčšinu sedimentov uvedených proluviálnych akumulácií pokrývajú hrubé vrstvy mladších sprašových sérií, prípadne sprašových hlín a pri úpätí Malých Karpát aj svahovín.

Fluviálne sedimenty vrchných terás čiastočne lemujú druhé pásmo proluviálnych uložení, ktoré ich miestami úplne nahrádzajú. Sú zachované pod hrubými vrstvami spraší pravobrežia Váhu v rozširujúcom sa pásme západného okraja Trnavskej tabule od Šteruského potoka po Kátlovce, v okolí Jaslovských Bohuníc a severne od Trnavy. Na ľavobreží Váhu je zaznamenaný jediný výskyt, vo Vinohradoch nad Váhom.

Okrem fluviálnych sedimentov v terasovom vývoji sa v dôsledku synsedimentárneho poklesu okrajovej časti gabčíkovskej priehlbiny na území južne od

pásma Bernolákovo – Senec – Sládkovičovo, resp. Sereď, zistili staršie strednopleistocénne akumulácie v superpozičnom vývoji. Tie na povrch nevystupujú.

Výpočet uloženín staršej časti stredného pleistocénu uzatvárajú ojedinelé výskyty erozívnych zvyškov tenkých vrstiev stratigraficky zodpovedajúcich spraší (Mnešice, Senec), ktoré dokazujú eolickú sedimentáciu aj v tomto období.

45 hlinité až piesčito-hlinité štrky s úlomkami hornín vo vrchných náplavových kužeľoch (mindel v celku)

44a, b hlinité až piesčito-hlinité štrky s úlomkami hornín vo vrchných náplavových kužeľoch (mindel v celku) s pokryvom: a) spraší, b) sprašových hlín a splachov

Staršie strednopleistocénne akumulácie vrchných náplavových kužeľov sa na zmapovanom území zachovali v rozličných formách a na rôznych plochách výskytu. Boli tu identifikované jednak maloplošné erózne zvyšky na svahoch južnej časti Podmalokarpatskej pahorkatiny, jednak plošne rozsiahlejšie terasované telesá vložených kužeľov predpolia Malých Karpát, laterálne vymedzené mladšími tokmi.

V západnej časti Trnavskej tabule a v severnej časti malokarpatského úpätia sa pod sprašovým pokryvom zachovali plošne najrozsiahlejšie vejáre telies súvekých kužeľov. Na rozdiel od starších proluviálnych akumulácií (kolónky 51, 49), uvedené kužele tokov malokarpatskej proveniencie sú deponované až v dvoch prerušovaných, smerom na sever sa zbiehajúcich pásmach. Obe pásma výskytov zodpovedajú hlavným neotektonickým rozhraniam základných štruktúrno-tektonických blokov územia.

V prvom pásme, tvoriacom užšie predpolie Malých Karpát, boli sedimenty deponované v podobe vložených a neskôr terasovaných kužeľov najmä do priestoru mladých čiastkových depresií (Pezinok – Modra; Dubová, Častá – Doľany; Dolné Orešany – Horné Orešany; Smolenice – Trstín – Bíňovce), vznikajúcich v tom čase medzi pohorím a pahorkatinou.

O neotektonickom vývoji týchto depresií svedčí najjužnejší výskyt proluviálnych sedimentov staršej časti stredného pleistocénu v tomto pásme. Je zachovaný v podobe maloplošného erozívneho zvyšku potoka Blatina severne od Viničného v časti Čierne zeme. Zahlinené piesčité štrky a úlomky hornín malokarpatského kryštalinika tohto, pôvodne rozsiahleho kužeľa boli denudované a dnes vystupujú len na západnom svahu šenkvickej kryhy Podmalokarpatskej pahorkatiny v relatívnej výške 30 – 35 m. Pokrýva ich tenká, najviac do 2 m hrubá vrstva sprašových hlín.

Ďalšie, severnejšie kužele podmalokarpatského pásma sú plošne rozsiahlejšie. Patrí k nim úzky, ale až 8 km dlhý kužeľ Gidry. Jeho sedimenty boli vplyvom bifurkácie toku v jeho apikálnej časti deponované do susednej depresie okolia Dubovej a siahajú až do Vištuku. Ide o vložený, neskôr terasovaný kužeľ hrubý 2 – 10 m (obr. 31).

Proluviálne terasované sedimenty Štefanovského potoka sú zachované v centre ďalšej čiastkovej depresie od Častej po Budmerice v dĺžke asi 5 km. Maloplošný výskyt sa zistil aj na mezidepresnej kryhe južne od Dolných Orešian.

Všetky náplavové kužele sú tvorené zahlinenými piesčitými zvetranými štrkmi. Klastický materiál je hrubý, neopracovaný až poloopracovaný, s ílovitými, hlinitými a piesčitými polohami prevažne sivej, sivohnedej až hnedej farby.



Obr. 31. Úlomky kremencov lúžňanského súvrstvia v plošne rozsiahlych proluviálnych náplavoch Gidry, redeponované do vzdialenosti 8 km od pohoria (foto J. Maglay).

V petrografickom zložení materiálu výrazne dominujú horniny obalovej jednotky tatrika. Reprezentujú ich kremence (80 – 90 %) ružovej až červenkastej farby a v severnejších výskytoch okrovej farby. Približne 10 – 20 % petrografického obsahu klastov tvoria navetrané biotitické granodiority, fylity a amfibolity. Okrem hrubých klastov hornín (Ø 5 – 10 cm) sú pomerne hojné aj balvany až bloky s priemerom do 30 – 50 cm. Hrubopiesčitá frakcia sľudnatého zaílovaného piesku tvorí rovnomernú výplň medzištrkového priestoru. V kuželi jz. od Dolných Orešian sa našli len okrovohnedé spodnotriasové subangulárne až angulárne, nízko sférické úlomky kremencov, premiešané s piesčitými hlinami a ílmi neogénneho podložia. Hrúbka tohto kužeľa sa pohybuje v rozmedzí 0,3 – 3 m (vrt TPM-20A; Maglay et al., 2005).

Dôkaz o plošne rozsiahlej akumulácii súvekých proluviálnych sedimentov do priestoru čiastkových podmalokarpatských depresií podávajú sedimenty zistené vrtom TPM-22 (Maglay et al., l. c.) pod 15 m hrubým súvrstvím spraší sz. od Bolerázu. Ide o zhruba 7 m hrubú vrstvu zahlinených piesčitých štrkov (Ø 2 až 5 cm) a sporadicky úlomkov hornín (Ø 5 – 8 cm) prislúchajúcich k distálnej zóne

kužeľa Trnávky. Petrograficky tu dominujú kremence a kremeň, vysoký podiel však majú aj karbonatické horniny. Ojedinelé sférické oválne klasty karbonatických hornín pochádzajú zo zlepencov neogénu. Pôvodne rozsiahly kužeľ s apikálnou časťou v mieste vyústenia toku z pohoria bol neskôr v oblasti bíňovskej depresie (Stankoviansky, 1994a) čiastočne erodovaný a denudovaný. Zachovala sa len jeho frontálna časť, zasahujúca od vodnej nádrže Boleráz po Klčovany na pravobreží údolia Trnávky, ďaleko do centra pahorkatiny.

V úpätnom pásme Malých Karpát od Trstína na V, resp. SV sa proluviálne sedimenty staršej časti stredného pleistocénu objavujú len v krátkom úseku od Dechtíc po Chtelnicu. Ide o plošne rozsiahle zdvojené kužele malokarpatských tokov Blavy a Chtelničky (Výtoku), vybiehajúce v úzkom pruhu z pohoria ďaleko do tabuľovej časti pahorkatiny. Tam prstovite zasahujú do fluviálnych sedimentov súvekých vrchných terás Váhu. Presné hranice prechodu proluviálnych sedimentov do fluviálnych nie sú spoľahlivo vyznačené, pretože tieto sedimenty sú pokryté vrstvami spraší hrubými 10 – 15 m (miestami až 20 m). Mapa zobrazuje predpokladaný rozsah kužeľov na základe morfológie reliéfu po Kátlovce, Dolné Dubové, Jaslovské Bohunice, Radošovce a Nižnú. Obdobne ako v bíňovskej depresii, aj v čiastkovej dechtickej depresii absentuje vrcholová časť kužeľa Blavy. Objavuje sa až jeho stredná časť v okolí Kátloviec a pokračuje frontálnou zónou až po Dolné Dubové. Tu sa kužeľ spája s paralelne prebiehajúcimi proluviálnymi telesami druhého pásma.

Na rozhraní pohoria a pahorkatiny bol identifikovaný najsevernejší výskyt proluviálnych akumulácií tohto pásma priamo vo Vrbovom, ale najmä severne od Vrbového. Ide o kužeľ Holešky, postgeneticky rozčlenný a terasovaný bočnými prítokmi (Šípkovský a Vrbovský potok). Zachovala sa najmä jeho ľavobrežná vetva. Sedimenty kužeľa sú pokryté vrstvou vrchnopleistocénnych spraší hrubou až 14 m. Na povrch vystupujú len v umelých odkryvoch v západnej časti mesta, kde je pokryv sprašových hlín najmenší (2 – 3 m). Ide o zmiešaný materiál opracovaných aj neopracovaných strednozrnných klastov, zmiešaných s piesčitými hlinami. Petrograficky prevládajú pomerne zvetrané pieskovce neogénu, hojné sú navetrané vápence a dolomity. Vyskytujú sa aj kremence. Ojedinelé oválne až veľmi oválne sférické obliaky pochádzajú zo zlepencov neogénu.

V druhom pásme proluviálnych akumulácií zodpovedajúcom zóne prechodu Podmalokarpatskej pahorkatiny do Trnavskej tabule sa prvé výskyty súvekých kužeľov objavujú jv. od Šenkvíc nad osadou Martin. Dnes sú to už len 2 maloplošné erózne zvyšky pôvodne rozsiahlejšieho kužeľa Stoličného potoka. Piesčité štrky a úlomky hornín vystupujúce na povrch sa tu zistili vo výške 25 – 30 m nad tokom v častiach Dolné diely a Vinohrady. Pomerne chudobný pôdny kryt vyvinutý na povrchu obsahuje veľké množstvo detritu a piesčitá frakcia je hrubozrnná.

V tej istej morfopozícii, ale na väčšej ploche sa vyskytujú vrcholové časti súvekých kužeľov v okolí Báhoňa a ďalej po Cífer. Akumuloval ich Vištucký potok a čiastočne Gidra. Sedimenty týchto kužeľov sú pokryté vrstvami spraší

hrubými do 5 – 8 m (odvodené z vrtu TPM-7; Maglay et al., 2005). Telesá sú terasované mladšími, strednopleistocénnymi až vrchnopleistocénnymi kužeľmi.[9]

Všetky akumulácie južnej časti pásma pozostávajú z piesčitých štrkov a úlomkov hornín. Piesčitá zložka je hrubozrnná, sľudnatá. Prevláda poloopracovaný až neopracovaný materiál, v spodných častiach hruboklastický. Petrograficky prevládajú kremene a kremence, ojedinelé sú svory a rozvetraný granit.

Severne od Cífera sa v tomto pásme proluviálne sedimenty strácajú. Pravdepodobne tu neboli ani uložené. Objavujú sa až na ľavobreží Trnávky v Bohdanovciach nad Trnavou pri jej vyústení do tabuľovej časti. Kužeľ Trnávky zasahuje až do priestoru sz. od Trnavy a prechádza do fluviálnych sedimentov vrchných terás Váhu. Na SZ sa spája s plošne rozsiahlym súvekým kužeľom Krupského potoka s pravobrežnou osou v smere Dolná Krupá – Špačince. Ľavobrežná os kužeľa je terasovaná vloženým mladším, strednopleistocénnym kužeľom v Špačinciach a smerom na SZ prechádza do ďalšieho súvekého kužeľa Dubovského potoka v Dolnom Dubovom.

Na sever až SZ od Dolného Dubového sa v úseku po Radošovce akumulácie oboch pásiem spájajú s rozsiahlym kužeľom Blavy. Vzhľadom na to, že sedimenty všetkých uvedených proluviálnych akumulácií sú pokryté vrstvami spraší (miestami sprašových hlín) hrubými 10 – 25 m, mapa zobrazuje len predpokladaný rozsah kužeľov, odvodený na základe morfológie reliéfu.

Z vrtov TPM-17, TPM-26 a -26A je zrejmé, že proluviálne sedimenty tohto úseku pozostávajú zo silno zahlinených až zaílovaných strednozrnných piesčitých štrkov s priemerom 4 – 6 cm s výrazným podielom úlomkov hornín s priemerom 2 – 5 cm. Petrograficky v klastoch dominujú kremence a kremeň. Ďalšie horniny sú výrazne zvetrané, prípadne v niektorých karbonátoch rozpadnuté v ílovitom matrixe. Oválne až veľmi oválne sférické obliaky pochádzajú zo zlepencov neogénu.

Na západnom úpätí Považského Inovca bol identifikovaný jediný výskyt vrchného kužeľa, a to v severnej časti územia jz. od Kálnice. Ide o kužeľ bezmenného potoka z doliny Tabov kút, prípadne o ľavú krajnú vetvu rozsiahleho vloženého terasovaného kužeľa Kálnického potoka. Mapa zobrazuje len jeho frontálnu časť, limitovanú nivou Váhu.

[9]Na území medzi Báhoňom a Cíferom, ale sporadicky aj na iných miestach Trnavskej tabule, sa počas terénneho výskumu a mapovania zaznamenali povrchové deštrukcie až celkové kolapsy sprašových sérií. Prejavujú sa lokálnymi zníženinami reliéfu, resp. jamami hlbokými niekoľko m. Výskyt uvedeného javu sa viaže len na spraše, ktorých podložie tvoria štrkopiesčité proluviálne a fluviálne sedimenty. Výrazné jarné zvodnenie štrkopiesčitých sedimentov spôsobuje na ich styku s nadložnými vrstvami spraší vyplavovanie palynomorfného $CaCO_3$ a iných pelitických zložiek z nich. V kombinácii s účinkom sufózie nastáva v spodných polohách spraší úbytok hmoty, ktorý sa v ojedinelých prípadoch prejavuje až vznikom kavern s možným zrútením vrchných polôh spraší. Vznik takýchto kavern je pravdepodobne dôsledkom starších vrtov naftového a hydrogeologického prieskumu.

Kužeľ tvoria silno zahlinené štrky, úlomky hornín a kremité hrubozrnné piesky. Materiál bezprostredne mimo okraja študovaného územia miestami pripomína soliflukčno-múrové bahenné prúdy s chaotickým nahromadením hmoty. Povrchové časti kužeľa sú buď pokryté sprašovými hlinami, alebo sa stali súčasťou hlinito-kamenitých svahovín. V petrografickom zložení klastov výrazne prevládajú ostrohranné úlomky svorov a rúl, nasledujú kremence a kremeň, ojedinelé sú aj karbonatické horniny, najmä gutensteinské vápence. Ide o materiál inoveckej proveniencie.

43 piesčité štrky a štrky vrchných terás (mindel v celku)

42a, b piesčité štrky a štrky vrchných terás (mindel v celku) s pokryvom: a) spraší, b) sprašových hlín a splachov

Fluviálne sedimenty staršieho obdobia stredného pleistocénu majú súvislejšie rozšírenie najmä v severnej časti územia. Boli identifikované pod mohutným vývojom spraší a sprašových hlín na pravobreží Váhu. V prerušovanom pásme tvoria západný okraj Trnavskej tabule. Vrchné terasy Váhu a čiastočne aj niektorých jeho malokarpatských prítokov (Lopašová) vystupujú morfologicky (laterálne) pod úrovňou terás spodného pleistocénu, resp. na úrovni, miestami až pod úrovňou súvekých proluviálnych sedimentov vrchných náplavových kužeľov (kolónka 45), ktoré do nich prstovite zasahujú.

V smere toku Váhu sa sedimenty vrchných terás začínajú prvýkrát objavovať až od Šteruského potoka a v postupne sa rozširujúcom tvare pokračujú ďalej na JV. V okolí Nižnej sú krátko prerušené mladšími sedimentmi ľavobrežia potoka Výtok. Pokračujú pod sprašami ďalej v južnom smere a tam dosahujú najväčšie plošné rozmery. Pri Veľkých Kostoľanoch zasahujú najbližšie k nive Váhu a od západu sú limitované okrajovými časťami prolúvií rozsiahleho súvekého kužeľa Blavy. Ten ich pri Jaslovských Bohuniciach úplne nahrádza. V úseku medzi Blavou a Krupským potokom vrchné terasy zanikajú a sú nahradené plošne rozsiahlymi prolúviami týchto tokov. Posledný výskyt vrchných terás tohto pásma je zaznamenaný na veľkých plochách medzi Krupským potokom a Trnávkou v smere od Špačiniec po severný okraj Trnavy. Na južnejších častiach územia Trnavskej tabule sa výskyty vrchných terás nepotvrdili.

Z menších výskytov je známa terasa ľavobrežia Váhu vo Vinohradoch nad Váhom a v reziduálnej forme súveké sedimenty opísal Vaškovský (1970, 1977) zo sondy v Novom Meste nad Váhom-Mnešiciach.

Fluviálne terasové sedimenty severnej časti územia Trnavskej tabule vystupujú na povrch spod návejov spraší len v niekoľkých menších odkryvoch v nárazovom brehu potoka Výtok v časti Kecerovec na SZ od Veľkých Kostolian. Na ostatných miestach boli identifikované z vrtov. V spomenutých odkryvoch sú sedimenty zložené z piesčitých, miestami zvetraných, veľmi zahlinených hrubých štrkov. Smerom do nadložia dobre opracovaný obliakový materiál bez zre-

teľnej hranice prechádza do viac vytriedených hrubozrnnejších pieskov a piesčitých štrkov, opäť veľmi premiešaných s hlinami. Horizont povodňových hlín a ílov povrchovej časti terasy nebol identifikovaný, hoci na základe analógie so súvekými terasami z Nitrianskej pahorkatiny je jeho prítomnosť veľmi pravdepodobná.

Najspodnejšia časť akumulácie je hrdzavosivej farby. Obliakový materiál je miestami stmelený železitým tmelom. V petrografickom zložení prevažne strednozrnných suboválnych až oválnych štrkov dominujú kremence, kremeň, navetrané granity, hojné sú kryštalické bridlice, rohovce, sporadicky sú zastúpené obliaky vápencov, permských pieskovcov a pieskovcov neogénu. Štrky sú prevažne dobre opracované, obliaky pieskovcov si zachovávajú plochý tvar. Charakter zvrstvenia nie je známy. Hrúbka fluviálnych sedimentov terás sa pohybuje podľa údajov z vrtov od 2 do 10 (12) m.

Štrky zachované pod sprašovou sériou v Mnešiciach sú len vo forme rezíduí s maximálnou hrúbkou vrstvy do 20 cm. Tvoria ich kremence, kremene, žuly a kremité pieskovce s priemerom 2 – 5 cm, ojedinele aj 10 cm.

Akumulácie piesčitých štrkov s výraznejšou hrúbkou sú vyvinuté na sever od Trnavy a západne od Jadrovej elektrárne Jaslovské Bohunice. Piesčité štrky tam dosahujú hrúbku až 15 m. Povrch terás je 10 – 20 m nad nivou Váhu. V nadloží fluviálnych sedimentov a nepotvrdených interglaciálnych pôd(?) terás vystupuje mohutný, 10 – 15 m hrubý vývoj spraší, fosílnych pôd a sprašových hlín, opísaných v príslušných statiach (kolónky 23, 22, 21). Vrchné terasy, pôvodne pozostávajúce z dvoch výškových úrovní, nebolo možné spoľahlivo rozčleniť pretože sú pokryté sprašami. Na geologickej mape sú zobrazené v celku.

dunajská štrková séria: piesčité štrky s polohami ílovitých hlín a ílov bazálnej časti stredného komplexu (mindel) – len v litostratigrafickej kolónke

Keďže panvový vývoj centrálnej gabčíkovskej priehlbiny pokračoval aj v starej časti stredného pleistocénu synsedimentárnym poklesom, boli do nej postupne inkorporované aj jej stabilnejšie, resp. menej intenzívne poklesávajúce okrajové časti. Na tomto území ide najmä o jeho najjužnejšiu časť medzi Sencom a Sládkovičovom (Podunajská rovina) a čiastočne aj o časť územia južne od Serede. Tu všade prebiehala superpozičná sedimentácia strednopleistocénnych fluviálnych akumulácií.

V uvedenej priehlbine s centrom mimo zmapovaného územia sa fluviálne sedimenty staršieho obdobia stredného pleistocénu podieľali na veľkej časti stavby jej kvartérnej sedimentárnej výplne a tvoria spodnú časť tzv. stredného komplexu piesčito-štrkového stredného súvrstvia. V podstate ide o obrovský plochý vejár náplavového kužeľa Dunaja, zakrytý pokračujúcou fluviálnou sedimentáciou vrchného pleistocénu a holocénu.

Toto stredné súvrstvie (stredný komplex) označil Janáček (1967) ako dunajská štrková séria. Leží na spodnom fluviálno-limnickom až fluviálnom palkovičovskom súvrství, od ktorého je oddelené hlinito-ílovitými polohami. V týchto polohách bola stanovená magnetická inverzia zodpovedajúca hranici Brunhes – Matujama (asi 700 bp), t. j. kromerskému interglaciálu (Vaškovský a Vaškovská, 1977). V okrajových častiach gabčíkovskej priehlbiny zasahujúcich do regiónu nie je prechod z podložia kontinuálny a závisí od postupnej poklesovej inkorporácie okrajových štruktúr pahorkatiny. Fluviálne piesčité štrky súvrstvia tu preto ležia diskordantne na vrstvách finálneho pliocénu a nikde nevystupujú na povrch.

Hrúbka spodnej časti stredného súvrstvia nie je rovnaká. Medzi Sencom a Sládkovičovom dosahuje odhadom asi 10 – 20 m a smerom do strednej časti depresie v okolí Gabčíkova (mimo zobrazeného územia) sa zväčšuje až na zhruba 160 m.

Stredné súvrstvie tvoria prevažne hrubšie štrky, piesčité štrky a piesky. Na rozdiel od staršieho spodného súvrstvia sa v ňom zriedkavejšie vyskytujú hrubé polohy ílovitých, resp. hlinitých sedimentov. Podľa Vaškovského a Vaškovskej (1977) je zastúpenie hrubšieho štrkového materiálu v súvrství odrazom akumulácie s prevládaním korytových fácií nad nivnou. Jednotlivé fácie sa cyklicky opakujú. Štrkový materiál sa vyznačuje charakteristickým hrdzavohnedým až hnedožltým a sivým sfarbením a dobrým opracovaním. V petrografickom zložení materiálu najviac prevládajú kremene a kremence, menej silicity, pieskovce, vápence, dolomity, ruly a granitoidy. Hlinito-ílovité vrstvy sú po granulometrickej stránke rozmanité, sú tu od piesčitých a prachovitých hlín po ílovité hliny a íly. Tvoria šošovky aj súvislejšie vrstvy, ktoré pravdepodobne zodpovedajú vrstvám mindelsko-risského interglaciálu. Svedčí o tom výskyt interglaciálnej fauny (Schmidt, 1977).

spraše a piesčité spraše (starší a mladší mindel) – len v litostratigrafickej kolónke

Za najstaršie kvartérne eolické sedimenty na zmapovanom území okrem opísaných splachov zo spraší zachovaných v starej seneckej tehelni sa považujú spraše z umelého odkryvu v Novom Meste nad Váhom-Mnešiciach, ktoré z tamojšej tehelne opísali Vaškovský (1970) a Šajgalík (1976), a spraše z tehelne v Senci, ktoré opísali Halouzka (1968) a Halouzka a Schmidt (1979). Na oboch lokalitách ide o typické spraše mladšieho mindelu hrubé do 2 m. Sú svetlosivej farby so slabým nádychom do žlta. Obsahujú najmenej humusu (0,3 %) zo všetkých mladších (nadložných) spraší. Obsah piesčitej frakcie sa pohybuje okolo 9 %, v Senci až do 10 %.

Všeobecne ide o spraše so spoločenstvom mäkkýšov, predstavujúce stepný biotop chladnej a suchšej klímy v čase ich genézy [*Helicopsis striata* (MÜLL.), *Succinea oblonga* (DRAP.), *Pupilla* sp.].

V seneckej tehelni na týchto spraši leží interštadiálna červenohnedá fosílna pôda (PK-VI) hrubá do 0,5 m so spoločenstvom mäkkýšov poukazujúcich na fakt, že sediment vznikal, naopak, v podmienkach teplej a vlhkejšej stepi. Ďalšie spraše uložené na tejto fosílnej pôde obsahujú spoločenstvá mäkkýšov [*Vallonia tenuilabris* (A. BR.), *Helicopsis striata* (MÜLL.), *Pupilla muscorum* (L.), *Pupilla loesisica* (LŽK.) a i.] dokladajúce až extrémne chladnú a suchú klímu prostredia sprašovej stepi (mladší mindel). Tieto spraše nie sú z technických dôvodov znázornené na mape a v súčasnosti nevystupujú na povrch.

STREDNÝ PLEISTOCÉN – staršia časť/mladšia časť

41 slabo humózne rubifikované fosílne pôdy (mindel – riss, holstein) – len v reze a v litostratigrafickej kolónke

Ide o fosílne pôdy identifikované v umelých odkryvoch v Novom Meste nad Váhom-Mnešiciach (Vaškovský, 1970) a v starej tehelni v Senci (Halouzka, 1968; Halouzka a Schmidt, 1979). Reprezentuje ich komplex hnedočervených, silno zvetraných rubifikovaných fosílnych pôd, typologicky zaradených k hnedozemiam až parahnedozemiam. Predstavujú zložitý, vplyvom klimatických oscilácií nejednotný útvar vystupjúci 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. Horninové zrná (mikroklasty) pôd pozostávajú z kremeňa a reliktov živcov. Celý komplex vykazuje slabo kyslú reakciu. Podľa Vaškovskej (1970) je v pôdach nápadný nízky obsah piesku (12 %) a zároveň občasný stredne vysoký obsah humusu (1,2 %). Pôdny komplex v Mnešiciach dosahuje hrúbku 80 cm, v Senci sa pohybuje medzi 40 – 90 cm. Pôdy sú pokryté mladšími sprašami, ktoré ich chránia pred pôsobením následných postgenetických pôdotvorných procesov. Na Trnavskej pahorkatine majú pravdepodobne širší plošný rozsah najmä na miestach priameho kontaktu so svojím predkvartérnym podložím. V súčasnosti tieto fosílne pôdy nikde nevystupujú na povrch.

STREDNÝ PLEISTOCÉN – mladšia časť

Sedimenty mladšieho obdobia stredného pleistocénu reprezentujú 2 až 3 samostatné vývojové cykly kvartérnej akumulácie. Na zmapovanom území ich zastupujú plošne rozsiahle proluviálne uloženiny tzv. stredných náplavových kužeľov malokarpatských a čiastočne inoveckých tokov a im zodpovedajúce uloženiny „vyšších a nižších stredných“ terás Váhu vrátane terás niektorých jeho pravostranných prítokov. Nižšie (mladšie) stredné kužele a terasy v porovnaní s vyššími strednými kužeľmi a terasami sú na tomto území zastúpené v oveľa väčšej miere.

Proluviálne sedimenty boli v južnej časti územia deponované vo dvoch pásmach, v severnejších častiach od Dolných Orešian po Vrbové už len v jednom priúpätnom pásme Malých Karpát. Na úpätnom pásme Považského Inovca sa proluviálne sedimenty vplyvom neskoršej laterálnej erózie Váhu vyskytujú len sporadicky. Všetky uvedené pásma vývoja prolúvií odrážajú línie diskontinuity a pohybovú tendenciu hlavných štruktúrno-tektonických blokov skúmaného územia.

Prvé pásmo vývoja prolúvií uvedeného obdobia zodpovedá výhradne syngenetickému vývoju lokálnych tektonických depresií bezprostredného východného predpolia Malých Karpát, kam boli sedimenty malokarpatských tokov usmerňované. Zachovali sa v rôznych výškových pozíciách od Pezinka a Vinosadov cez Dubovú, Častú, Doľany a Dolné Orešany až po Smolenice a Trstín. Smerom na sever až SV sa prolúviá tohto obdobia v úpätnom pásme vyskytujú len sporadicky, v lokálnej depresii pri Dechticiach a vo Vrbovom. Ďalšie severnejšie výskyty sa nepotvrdili.

Sedimenty náplavových kužeľov druhého pásma sa zachovali len na kratšom úseku južnej časti územia, ale plošne dosahujú veľké rozmery. Toto pásmo sa začína severne od Senca cez Blatné po Cífer, kde je prerušené priečnymi neotektonickými kryhami sz.-jv. smeru. V uvedenom úseku kužele zasahujú na územie Trnavskej tabule až po Čataj a Slovenský Grob. Severnejšie výskyty sa nepotvrdili.

Na západnom úpätí Považského Inovca vybiehajú do Dolnovážskej nivy terasované náplavové kužele len sporadicky, a to v Kálnici, Hôrke nad Váhom a v Moravanoch nad Váhom.

Väčšina sedimentov uvedených proluviálnych akumulácií, okrem akumulácií v lokálnych podmalokarpatských depresiách, je pokrytá hrubými vrstvami mladších sprašových sérií, prípadne sprašových hlín a pri úpätiach pohorí aj svahovín.

Fluviálne sedimenty dvoch stupňov stredných terás sú zachované najmä pod premenlivo hrubými vrstvami spraší pravobrežia Váhu v pásme Trnavskej tabule rozširujúcom sa zo severu na juh. Najväčšie plochy stredných terás Váhu sa zaznamenali v severnej časti územia pod súvrstviami spraší medzi Vrbovým, Trnavou až Majcichovom hrubými 10 – 15 m. V južnej časti územia sú to z väčšej časti terasy malokarpatských tokov medzi Voderadmi, Veľkým Grobom a Pustými Úľanmi.

Na ľavobreží Váhu pozdĺž úpätia Považského Inovca sú výskyty stredných terás v dôsledku jeho neskoršej laterálnej erózie zachované len ojedinele, a to v Kočovciach, Hôrke nad Váhom a v Koplotovciach. Na priľahlej časti Nitrianskej pahorkatiny sa plošne rozsiahle stredné terasy objavujú až v pásme od Šintavy na juh.

V dôsledku pokračujúceho synsedimentárneho poklesu okrajovej časti gabčíkovskej priehlbiny sa na území južne od pásma Bernolákovo – Senec – Sládkovičovo (Sereď) zistili aj mladšie strednopleistocénne akumulácie, deponované v superpozičnom vývoji. Tie na povrch nevystupujú.

V mladšom období stredného pleistocénu prerušovane pokračovala aj akumulácia spraší. Svedčia o tom ich ojedinelé výskyty vo forme erozívnych zvyškov tenkých vrstiev v Mnešiciach a v Senci, ako aj údaje z niektorých vrtov radu TPM.

40 hlinité až piesčito-hlinité štrky s úlomkami hornín vo vyšších stredných náplavových kužeľoch (starší riss)

39a, b hlinité až piesčito-hlinité štrky s úlomkami hornín vo vyšších stredných náplavových kužeľoch (starší riss) s pokryvom: a) spraší, b) sprašových hlín a splachov

Akumulácie starších stredných náplavových kužeľov majú v porovnaní s mladšími kužeľmi výrazne menšie plošné, objemové aj početné zastúpenie. Na študovanom území sa zachovali v rozličných formách a na rôznych plochách výskytu, hoci dnes predstavujú už len erozívne zvyšky pôvodne rozsiahlych akumulácií. Všetky vyššie stredné kužele sú terasované a v mladších obdobiach laterálne erodované.

Obdobne ako opísané staršie strednopleistocénne proluviálne akumulácie (kolónka 45) sú v južnej časti územia pahorkatiny aj mladšie kužele tokov malokarpatskej proveniencie deponované v dvoch prerušovaných pásmach a v severnej časti len v jednom pásme. Tretie pásmo depozície tvorí hranica Považského Inovca s Dolnovážskou nivou na ľavobreží Váhu. Všetky pásma výskytov zodpovedajú hlavným neotektonickým rozhraniam základných štruktúrno-tektonických jednotiek územia.

V prvom pásme, zaberajúcom užšie predpolie Malých Karpát, boli proluviálne sedimenty deponované najmä do priestoru mladých čiastkových depresií, ktorých vývoj pokračoval aj v mladšej časti stredného pleistocénu. Ide najmä o depresie v oblasti Pezinok – Modra, v okolí Dubovej, v oblasti Častá – Doľany, Dolné Orešany – Horné Orešany, Smolenice – Trstín – Bíňovce a v okolí Dechtíc. Všade tu boli proluviálne sedimenty deponované vo forme plošne rozsiahlych vložených kužeľov. Tie boli neskôr vlastnými tokmi hĺbkovo erodované, terasované a v mnohých prípadoch až úplne denudované. O ich niekdajšej prítomnosti v tomto pásme svedčia často už len maloplošné erozívne zvyšky ich distálnych zón.

V pezinsko-modranskej depresii sa sedimenty pôvodne rozsiahleho zdvojeného kužeľa potoka Blatina a Trnianskeho potoka zistili len na jej okraji tvoriacom západný svah šenkvickej kryhy Podmalokarpatskej pahorkatiny. Na JV od Vinosadov medzi železnicou a cestou Pezinok – Šenkvice reziduálne vystupujú zahlinené piesčité štrky a úlomky hornín kremencov a malokarpatského kryštalinika v podobe malého erozívneho zvyšku s výškou povrchu 15 – 20 m nad súčasnými tokmi. Je obťažné určiť hrúbku proluviálnej akumulácie, pretože hruboklastické sedimenty sú výrazne premiešané so sprašovými hlinami a gravi-

tačne rozvlečené do nižších polôh. Väčšiu časť zvyšku kužeľa pokrýva tenká vrstva sprašových hlín s hrúbkou do 2 m.

Obdobná situácia sa zistila na okraji častiansko-dolianskej depresie. Súvеké proluviálne sedimenty tam vystupujú v spodnej časti sz. svahu vysokej neotektonickej kryhy medzi Štefanovou a Suchou nad Parnou. V úzkom, lokálne prerušovanom pruhu erozívnych zvyškov na pravobreží Podhájskeho (Bosnáckeho) potoka od priehrady po Dlhú s výškou povrchu 15 – 20 m nad tokom sa zachovali hruboklastické sedimenty s priemerom 5 – 10 (15) cm. Pozostávajú najmä zo subangulárnych až angulárnych úlomkov hornín s menším množstvom suboválnych štrkov. Hrubšie klasty sú premiešané s hlinito-piesčitým matrixom, pričom smerom na povrch prevládajú piesčité hliny a na niektorých miestach až sprašové hliny tvoriace 2 – 5 m hrubý pokryv. Petrograficky v štrkoch dominujú horniny obalovej jednotky tatrika. Reprezentujú ich kremence a kremene okrovej farby (80 – 90 %). Približne 10 – 20 % petrografického obsahu klastov tvoria navetrané biotitické granodiority, fylity a amfibolity. O pôvodnom rozsahu vyšších stredných kužeľov Štefanovského a Podhájskeho (Bosnáckeho) potoka v tejto depresii svedčí aj reziduálny zvyšok štrkov s obdobným petrografickým zložením, zachovaných na povrchu neogénneho pahorka s kaplnkou na križovatke ciest z Dolian a Častej do Štefanovej.

Ďalšie, severnejšie kužele podmalokarpatského pásma deponované do bíňovskej depresie sa zachovali na väčšej ploche. Ide najmä o strednú až frontálnu osovú časť kužeľa Trnávky východne od Smoleníc siahajúcu po vodnú nádrž Boleráz a súčasný tok Smolenického potoka. Z vrtov TPM-23 a TPM-24 (Maglay et al., 2005) sa potvrdilo, že pod vrstvou vrchnopleistocénnych spraší s obsahom fosílneho pôdneho komplexu PK-I hrubou 4 – 8 m je vrstva zahlinených piesčitých, selektívne navetraných štrkov (Ø 2 až 5 cm) a sporadicky aj úlomkov hornín (Ø 5 – 8 cm) hrubá 2 – 4 m. Tenké piesčité vrstvičky sivohnedej až hnedej farby obsahujú veľa sľudy. Petrograficky v štrkoch dominujú okrové kremence a kremeň, vysoký podiel majú rôzne navetrané karbonatické horniny s fialovo sfarbenými telesami pochádzajúcimi z redepozitov karpatského keuperu. Malé zastúpenie majú aj rozpadavé vápnité pieskovce. Prítomnosť ojedinelých sférických oválnych klastov karbonatických hornín má svoj pôvod v zlepencoch neogénu. Povrch štrkov telesa kužeľa po odrátaní nadložných spraší je 12 až 15 m nad tokom Trnávky.

V úpätnom pásme Malých Karpát od Trstína na východ, resp. SV, po Nové Mesto nad Váhom sa proluviálne sedimenty súvеkých vyšších stredných kužeľov objavujú len na dvoch lokalitách, v miestach vyústenia tokov z pohoria priamo do pahorkatiny v Šterusoch a vo Vrbovom. Ide o plošne malé, ale morfologicky zachované kužele.

Kužeľ Šteruského potoka prstovite zasahuje do súvеkých fluviálnych sedimentov vyšších stredných terás Váhu. Presné hranice prechodu proluviálnych sedimentov do fluviálnych nie sú spoľahlivo vyznačené, pretože tieto sedimenty sú pokryté vrstvami sprašových hlín hrubými 5 – 10 m. Mapa zobrazuje len

predpokladaný rozsah kužeľa, identifikovaný z morfológie reliéfu. Na základe prítomnosti drobných úlomkov hornín premiešaných so sprašovými hlinami v apikálnej časti telesa kužeľa v Šterusoch sa predpokladá, že klasty pozostávajú najmä zo stredne opracovaných až neopracovaných karbonatickýc hornín (dolomity a vápence) s malým podielom suboválnych až oválnych obliakov pochádzajúcich z neogénnych zlepencov.

Vložený, postgeneticky terasovaný kužeľ Vrbovského potoka v južnej časti Vrbového tvorí najsevernejší výskyt súvekých proluviálnych akumulácií v regióne. Po vyústení z pohoria sa os ľavobrežnej vetvy kužeľa stáča na SV do doliny Holešky. Proluviálne sedimenty sú pokryté vrstvou vrchnopleistocénnych spraší a splachov hrubou 2 – 5 m. Na povrch vystupujú len v umelých odkryvoch (výkopy pre základy rodinných domov), kde je pokryv spraší hrubý len 2 – 3 m. V sedimentoch prevládajú oválne až veľmi oválne sférické obliaky pochádzajúce zo zlepencov neogénu. V menšej miere sú zastúpené úlomky vápnitých pieskovcov neogénu zmiešaných s piesčitými hlinami. Petrograficky ide najmä o karbonatický materiál (navetrané vápence a dolomity).

V druhom pásme proluviálnych akumulácií, tvoriacom rozhranie Podmalokarpatskej pahorkatiny a Trnavskej tabule, sa súveké strednopleistocénne kužele zachovali na oveľa väčších plochách. Sú takmer úplne pokryté vrchnopleistocénnymi sprašami s priemernou hrúbkou 5 – 10 m. Všetky kužele tohto veku sú vložené do starších proluviálnych akumulácií (mindel) a zároveň terasované mladšími proluviálnymi akumuláciami (mladší riss).

Prvé južné výskyty sedimentov druhého pásma sa objavujú na západ od Blatného. Tvoria pravobrežnú, plošne menšiu vetvu kužeľa Stoličného potoka. Južne od Čihákovského mlyna v miestnej časti Kopanice od hája vystupujú spod spraší na povrch. Je to jediný povrchový výskyt súvekých proluviálnych akumulácií tohto pásma tvorených hlinito-piesčitými štrkmi a úlomkami hornín malokarpatskej proveniencie – kremencov a kremeňov, menej kryštalických bridlíc a granitov. Okolie výskytu tvoria soliflukčne, ale aj antropogénne resedimentované hlinito-štrkovité až hlinito-kamenité delúviá. Väčšiu časť kužeľa pokrýva pomerne tenká (0,5 – 2,5 m) vrstva spraší. Povrch telesa kužeľa je 15 m nad tokom a jeho sedimenty majú hrúbku 5 – 10 m.

Väčšiu plochu v tej istej morfopozícii zaberajú súveké zdvojené vejáre kužeľov akumulované Stoličným (ľavobrežie) a Vištuckým potokom, Gidrou a čiastočne Ronavou. Ide o telesá južne a východne od Báhoňa až po Jablonec a Cífer. Proluviálne akumulácie tohto pásma sa končia plošne veľkou ľavobrežnou vetvou kužeľa Gidry siahajúcou od Jablonca cez Nový dvor až po tok Ronavy. Severnejšie pravdepodobne neboli deponované a nahrádzajú ich fluviálne terasové akumulácie.

Na základe povrchového odkryvu pri Blatnom, ako aj odvodenia z vrtov TPM-5 – TPM-7 (Maglay et al., 2005) možno konštatovať, že všetky akumulácie južnej časti druhého pásma pozostávajú z piesčitých štrkov a úlomkov hornín. Piesčitá zložka je hrubozrnná, sľudnatá. Prevláda poloopracovaný až neopraco-

vaný materiál, v spodných častiach hruboklastický, s priemerom do 10 cm. Petrograficky všade dominujú horniny malokarpatskej proveniencie – kremene a kremence (90 – 95 %), ojedinelé sú svory a rozvetraný granit. Sedimenty všetkých kužeľov sú pokryté vrstvami spraší hrubými do 5 – 8 m a sú terasované mladšími strednopleistocénnymi až vrchnopleistocénnymi kužeľmi.[10]

Zo severného úseku kontaktu pahorkatiny a tabule je morfologicky identifikovaný jediný výskyt vyššieho stredného kužeľa na ľavobreží Krupského potoka, a to v Špačinciach. Je to vložený kužeľ, prstovite prechádzajúci do súvekých fluviálnych terasových sedimentov Váhu. Vzhľadom na to, že sedimenty sú pokryté vrstvami spraší hrubými 10 – 25 m, geologická mapa zobrazuje len predpokladaný rozsah kužeľa, odvodený na základe morfológie reliéfu.

Na západnom úpätí Považského Inovca bol identifikovaný jediný výskyt súvekého kužeľa v podobe erozívneho zvyšku jeho pravobrežnej vetvy. Je to terasovaný kužeľ Hrádockého potoka v Hrádku. Materiál Inoveckej proveniencie tvoria silno zahlinené, stredne opracované až neopracované úlomky karbonatických hornín s prevahou dolomitov a hrubozrnné hlinité piesky. Povrch kužeľa dosahuje výšku 15 – 18 m nad tokom Váhu. Severné časti kužeľa sú buď pokryté sprašami, alebo sa stali súčasťou hlinito-kamenitých svahovín (cintorín).

38 piesčité štrky a štrky vyšších stredných terás (starší riss)

37a, b piesčité štrky a štrky vyšších stredných terás (starší riss) s pokryvom: a) spraší, b) sprašových hlín a splachov

Fluviálne sedimenty vyšších stredných terás sú rozšírené len v severnej časti regiónu. Boli identifikované na pravobreží Váhu pod mohutným a hrubým vývojom vrchnopleistocénnych, prípadne aj najmladších, strednopleistocénnych spraší Trnavskej tabule. Na celom ľavobreží Váhu v úseku medzi Beckovom a Sereďou (Šintavou) sa fluviálna akumulácia v zodpovedajúcom terasovom vývoji

[10]Obdobne ako pri opísaných starších proluviálnych a fluviálnych akumuláciách je potrebné poznamenať, že na území medzi Báhoňom, Cíferom a sporadicky aj na iných miestach Trnavskej tabule sme pozorovali povrchovú deštrukciu až celkový kolaps sprašových sérií. Prejavuje sa lokálnymi zníženinami reliéfu, resp. jamami hlbokými niekoľko m. Výskyt tohto javu sa viaže len na tie spraše, ktorých podložie tvoria štrkopiesčité proluviálne a fluviálne sedimenty. Najmä výrazné jarné zvodnenie štrkopiesčitých sedimentov spôsobuje na ich styku s nadložnými vrstvami spraší vyplavovanie pelitických zložiek z nich. V kombinácii s účinkom sufózie tak v spodných polohách spraší nastáva úbytok hmoty, prejavujúci sa v ojedinelých prípadoch až vznikom kavern s možným zrútením vrchných polôh spraší. Vznik takýchto kavern je pravdepodobne dôsledkom starších vrtov naftového a hydrogeologického prieskumu.

nezachovala. Príčinu tohto javu možno hľadať v geodynamike územia, spojenej s neotektonickou aktivitou počas pleistocénu.[11]

Terasy Váhu a čiastočne aj niektorých jeho väčších malokarpatských prítokov (Holeška, Výtok, Trnávka, Parná) vystupujú morfologicky (laterálne) pod úrovňou terás staršej časti stredného pleistocénu (mindel), resp. na úrovni, miestami až pod úrovňou súvekých sedimentov opísaných náplavových kužeľov, ktoré do nich prstovite zasahujú.

Na existenciu terasovej štrkovej akumulácie v oblasti tabule poukazujú jednak morfometrické údaje spojené s analýzou reliéfu, jednak údaje pochádzajúce najmä z máp vrtnej preskúmanosti (vrty radov HM, JB, JHB, ŽKS, RH, cf. a TPM), z máp MGII (Kubeš et al., 2004), z prác Kováča et al. (1991a, 1996), Vaškovského (1970, 1971) a Halouzku (in Kováč et al., 2001), ako aj z maloplošných lokálnych odkryvov v záreze poľnej cesty v Nižnej, v záreze cesty na hrane terasy pri Veľkých Kostoľanoch a vo výkope na dne ťažobnej jamy starej tehelne v Trnave-Kopánke.

Z uvedených údajov je zrejmé, že v smere toku Váhu sa sedimenty vyšších stredných terás začínajú prvýkrát objavovať pod sprašami len v tenkom, do 200 m širokom pásme prerušovanom lokálnymi tokmi od obce Ostrov po nivu Holešky pri Vrbovom. Terasa tu tvorí pozdĺžny zvyšok situovaný na úpätí svahov pahorkatiny, laterálne limitovaný mladšou terasou. Južne od prítoku Holešky sa pásmo vyššej strednej terasy výrazne rozširuje na 2 – 4 km a v takto širokom pruhu pokračuje až po nivu potoka Výtok. Pozdĺž neho úzkym výbežkom zasahuje na SZ až po Nižnú. V okolí Veľkých Kostolian sa plocha terasy zužuje na 2 km, pričom samotná terasa sa dostáva až k okraju súčasnej nivy Váhu. Ďalej na J až JZ sa terasa rozširuje do najväčších plošných rozmerov a vypĺňa priestor medzi Jadrovou elektrárňou Jaslovské Bohunice, Jaslovskými Bohunicami, Špačincami, Malženicami a Trakovicami a tam opäť bezprostredne zasahuje po nivu Váhu. V Špačinciach ju zo západu limituje súveký kužeľ, ktorý do nej prstovite zasahuje. Medzi Špačincami a Bučanmi sa terasa opäť stáča na JV a v pásme širokom približne 4 km pokračuje až do Trnavy. Tam sa spája so súvekou ľavobrežnou terasou Trnávky. Posledný výskyt tejto terasy je zaznamenaný v medziriečí Trnávky a Parnej na úseku dlhom asi 7 km medzi osadou Nemečianka a Hrnčiarovcami. Ďalšie južnejšie výskyty súvekých terasových sedimentov na Trnavskej tabuli sa nepotvrdili.

[11]V niektorých prácach kvartérnych geológov zaoberajúcich sa geodynamikou a neotektonickou aktivitou územia Západných Karpát (Šajgalík, 1967; Maglay et al., 1993, 1999; Halouzka et al., 1998) sa autori zmieňujú o zatláčaní toku Váhu východným smerom, najmä v úseku medzi Beckovom a Sereďou. Následkom tohto pleistocénneho javu bolo, že staršie akumulačné formy riečnych terás Váhu tvoriace svahy a úpätie Považského Inovca zanikli v neskorších fázach vplyvom jeho vlastnej laterálnej erózie. Zachovali sa len lokálne, resp. v reziduálnych podobách. Šajgalík (l. c.) tento jav pripisuje viacnásobnému zaštrkovaniu a opätovnému vyprázdneniu koryta Váhu počas pleistocénu.

Z vrtov vyplýva, že vrstva piesčitých štrkov hrubá asi 5 – 12 m má v zistenom rozsahu severnej časti Trnavskej sprašovej tabule bázu vo výške 8 – 10 (12) m nad bázou dnovej akumulácie Váhu a –1 až +2 m nad jeho strednou hladinou. Povrch piesčitých štrkov terasy sa pohybuje vo výške 3 – 10 m nad tokom Váhu, resp. 2 až 8 m nad tokmi Parnej, Trnávky a Výtoku. Všetky uvedené parametre terás sú udané bez sprašového pokryvu.

Na základe umelých odkryvov, a najmä z vrtov sa zistilo, že sedimenty terasy tvorí zdvojená akumulácia piesčitých štrkov v superpozičnom vývoji s interštadiálnou medzivrstvou jemnozrnných zaílovaných pieskov a drobných štrčíkov hrubou 0,4 – 2,0 m. Spodná akumulácia dosahuje hrúbku do 3 – 4 m a vrchná do 6 – 8 m. Hlavnú hmotu terasy tvoria piesčité, selektívne navetrané zahlinené, prevažne strednozrnné, len zriedka hrubozrnné suboválne až oválne štrky s polohami stredno- až hruborznných vytriedených fluviálnych pieskov sivej farby. Maximálny priemer obliakov je 6 cm. Po odvodení z vrtu TPM-16 (Maglay et al., 2005) a vrtov radu JE vychodí, že bezprostredne v nadloží fluviálnych štrkov terás vystupujú ílovité, jemne piesčité nevápnité povodňové hliny finálnej nivnej sedimentácie s hrúbkou maximálne 4 m. Sú sivej farby, s hnedými a ešte výraznejšími sivými a sivozelenými až škvrnitými zátekmi. Na spomínanom nadloží sa sformovali tmavohnedé až červenkasté prachovité nevápnité hliny, ktoré možno priradiť ešte k rubifikovaným fosílnym pôdam interštadiálu(?) R1/R2 (tréne).

V petrografickom zložení štrkov, na rozdiel od starších terás, dominujú granitoidy (granity a granodiority, granitové aplity), kryštalické bridlice (ruly a svory), bázické vulkanity a kremence, nasleduje žilný kremeň a žilný kalcit, arkózy, droby a kremité pieskovce, hojné sú rohovce, rozličné druhy vápencov a dolomitov, nepatrne sú zastúpené obliaky permských pieskovcov a pieskovcov neogénu. Obliaky pieskovcov si zachovávajú plochý tvar pôvodných vrstiev. Charakter zvrstvenia nie je známy. Veľká diverzita petrografických typov v materiáli štrkov poukazuje na veľkú rozlohu znosovej oblasti. To zodpovedá vážskej proveniencii.

V terasách malokarpatských prítokov Váhu sú štrky viac piesčité, drobnejšie, sivej farby, s polohami stredno- až hruborznných vytriedených fluviálnych pieskov. Celkove je obliakový materiál drobný až stredne veľký. Petrograficky prevládajú kremence a kremene (Parná) a karbonatické horniny (Trnávka, Výtok a Holeška).

V dôsledku mohutného, asi 8 – 20 m hrubého pokryvu spraší a vápnitých splachov pokrývajúcich piesčité štrky týchto terás nie sú známe detailné, najmä tylové hranice ich rozšírenia. Preto na geologickej mape je vyznačený len pravdepodobný rozsah terás, odvodený na základe morfometrickej analýzy reliéfu a z vrtov.

36 prevažne hlinité a piesčité štrky, piesky a piesčité hliny s úlomkami hornín v nižších stredných náplavových kužeľoch (mladší riss)

35a, b prevažne hlinité a piesčité štrky, piesky a piesčité hliny s úlomkami hornín v nižších stredných náplavových kužeľoch (mladší riss), s pokryvom: a) spraší, b) sprašových hlín a splachov

Proluviálne akumulácie nižších stredných náplavových kužeľov spolu s opísanými (v ďalšom texte) súvekými fluviálnymi akumuláciami reprezentujú najmladšie obdobie stredného pleistocénu vyznačujúce sa ďalším samostatným vývojovým cyklom depozície sedimentov. Kužele tohto veku majú na študovanom území v porovnaní s bezprostredne staršími kužeľmi (kolónka 40) výrazne väčšie plošné a objemové zastúpenie. Rovnako aj ich početnosť je v južnej časti územia vysoká. Väčšina telies je morfologicky dobre zachovaná v rozličných formách a na rôznych plochách výskytu s lepšie sledovateľnou osou a pôvodným vejárovitým tvarom. Všetky kužele sú vložené do telies starších kužeľov alebo ich obopínajú, sú postgeneticky terasované a v mladších obdobiach tiež laterálne erodované. Ich povrch, ak absentuje pokryv spraší, resp. sprašových hlín, je porovnateľne nižší ako povrch starších kužeľov a v priemere sa vyskytuje 5 – 10 m nad príslušným tokom.

Aj nižšie stredné kužele tokov malokarpatskej proveniencie sú obdobne ako všetky opísané staršie proluviálne akumulácie v južnej časti územia pahorkatiny zhruba po dolinu Trnávky (úsek Trstín – Trnava) deponované v dvoch pásmach. V severnej časti vystupujú len v jednom prerušovanom pásme. Tretie pásmo depozície tvorí úpätná hranica Považského Inovca s Dolnovážskou nivou na ľavobreží Váhu. Všetky pásma výskytov zodpovedajú hlavným neotektonickým rozhraniam základných štruktúrno-tektonických jednotiek (blokov) územia.

V prvom pásme, tvoriacom rozhranie Malých Karpát a pahorkatiny, boli najmladšie strednopleistocénne proluviálne sedimenty deponované už výlučne do priestoru mladých čiastkových depresií, ktorých geodynamický vývoj (pokles) syngeneticky a kontinuálne pokračoval aj v tomto období.

V najjužnejšej, *pezinsko-modranskej depresii* dominuje mohutný, plošne rozsiahly zdvojený kužeľ Blatiny (Cajlanského potoka) a Trnianskeho potoka dlhý do 9 km. Geologická mapa síce nezobrazuje jeho vrcholovú časť, ale zo zachyteného zobrazenia je zrejmé, že os kužeľa sa od jeho najužšej časti pri vyústení z pohoria medzi Pezinkom a Vinosadmi vplyvom bariéry západného svahu *šenkvickej kryhy* delí na 2 vetvy. Väčšia vetva telesa sa stáča smerom na juh a zasahuje cez Viničné až po Mlynský potok južne od Slovenského Grobu. Pôvodná severná vetva telesa bola postgeneticky erodovaná a dnes len jej nepatrná časť smeruje na V až SV do modranskej časti depresie a doliny Stoličného potoka. Teleso celého kužeľa je pomerne ploché, hĺbkovou eróziou potoka Blatina postgeneticky rozdelené na 2 časti a terasované Trnianskym potokom. V súčasnosti tvorí zároveň rozvodie medzi oboma tokmi. Časť proluviálneho materiálu

telesa vystupuje aj na úpätných miestach svahov *šenkvickej kryhy* Podmalokarpatskej pahorkatiny. Zväčša je pokryté sprašovými hlinami a sprašami.

Náplavy kužeľa sú zložené zo zahlinených, hrubých až veľmi hrubých, v horných častiach telesa aj blokovitých, poloopracovaných až opracovaných klastov, štrkov a pieskov. Smerom do distálnych častí sedimenty prechádzajú do dobre vytriedeného zahlineného piesčitého štrku. Všeobecne smerom na povrch pribúdajú piesčité hliny, len v úsekoch blízkych k pohoriu vystupujú úlomky hornín a štrky priamo na povrch. V petrografickom zložení dominujú kremence, hojne sú zastúpené žuly a kremité bridlice, menej amfibolity, chloritické bridlice a ruly. Hrúbka akumulácie sa pohybuje iba medzi 3 – 4 m a na okraji pri tehelni v Pezinku je len 1 – 2 m (obr. 32). Východný okraj kužeľa je pri prechode do pahorkatiny pokrytý vrstvami spraší a sprašových hlín hrubými do 5 m.



Obr. 32. Náplavy zdvojeného nižšieho stredného kužeľa Cajlanského a Trnianskeho potoka v erozívnom kontakte s podložnými ílmi panónskeho veku na okraji hliniska tehelne (lok. Pezinok, foto J. Maglay).

O niečo severnejšie v *dubovskej depresii* vyniká erózny zvyšok osovej časti kužeľa dlhý 2,5 km a široký do 0,5 km tiahnuci sa od Dubovej po cestu Modra – Budmerice. Kužeľ je plytký a terasovaný. V materiáli dominujú hlinito-piesčité stredno- až hrubozrnné klasty poloopracovaných kremencov, ojedinelé sú kryštalické bridlice. Hlinito-kamenitý materiál vystupuje na povrch a mieša sa s recentným pôdnym horizontom.

Prvé dva kužele svojou plochou zaberajú takmer celé územie severnej časti tejto depresie. Tým podávajú dôkaz o pôvodne ucelenej proluviálnej výplni všetkých čiastkových depresií tohto pásma. Telesá kužeľov sú plytké, eróziou vlastných migrujúcich tokov postgeneticky rozdelené na viaceré časti. Ich distálnu zónu pokrývajú sprašové hliny a spraše v hrúbke 2 – 5 m. Rozsah telies je obmedzený tokmi Bosniackeho a Podhájskeho potoka, ktoré obtekajú neotektonicky vymedzený západný okraj vysokej kryhy pahorkatiny medzi Štefanovou a Suchou nad Parnou. Hoci je plocha telies kužeľov rozsiahla (pozri geologickú mapu), ich hrúbka je maximálne 8 m. Povrch sedimentov bez pokryvu spraší dosahuje relatívnu výšku 8 – 10 m a s pokryvom spraší v okolí Dlhej až 15 m. Náplavy všetkých kužeľov pozostávajú zo zahlinených hrubých, v horných častiach telies až veľmi hrubých poloopracovaných až opracovaných klastov, štrkov a pieskov. Smerom do distálnych častí sa opracovanie zvyšuje až na štrk s priemerom zŕn 2 – 5 cm. Smerom na povrch telies pribúdajú piesčité hliny. V petrografickom zložení sedimentov dominujú kremence (80 až 90 %) a kremene okrovej farby, menej sú zastúpené kremité bridlice, amfibolity, fylity, chloritické bridlice a ruly.

V *bíňovskej depresii* sa zachovali ďalšie 3 telesá kužeľov, navzájom vekovo zodpovedajúcich. Od juhu na sever je to kužeľ ľavobrežia Lošonského potoka tvoriaci tenší pruh z.-v. smeru od Lošonca po časť Horný háj dlhý 2 km, kužeľ v Smoleniciach siahajúci od pohoria na východ do časti Pod družstevným, ale najmä kužeľ pravobrežia Trnávky siahajúci od Trstína po vodnú nádrž Boleráz. Prvé dva kužele sú pokryté tenkou vrstvou spraší a splachov len v distálnych častiach, zatiaľ čo kužeľ Trnávky pokrývajú splachy a spraše s hrúbkou 1 – 6 m na celej jeho ploche (vrt TPM-24A). Pod vrstvou vrchnopleistocénnych spraší s obsahom tenkých polôh drobnozrnných kremitých štrčíkov sa nachádza vrstva zahlinených piesčitých, selektívne navetraných štrkov (Ø 2 – 5 cm) a úlomkov prevažne karbonatických hornín (dolomitov) a vápnitých pieskovcov hrubá len 1 – 2 m. Občasné sférické oválne štrky karbonatických hornín pochádzajú zo zlepencov neogénu. Povrch štrkov telesa kužeľa po odrátaní hrúbky nadložných spraší je 4 – 8 m nad tokom Trnávky.

V materiáli ostatných kužeľov dominujú zahlinené piesčité štrky a úlomky rozličných druhov karbonatických hornín (vápencov a dolomitov), sporadicky sú zastúpené kremence a paleovulkanity. Hrúbka týchto kužeľov sa pohybuje od 1 do 5 m a ich výška nad príslušnými tokmi je maximálne 8 – 10 m (kužeľ Lošonského potoka v časti Rúbanice).

V ďalšom úseku úpätného pásma Malých Karpát od Trstína na V, resp. SV, sa proluviálne sedimenty nižších stredných kužeľov zistili už len na dvoch lokalitách, v Dechticiach a Vrbovom.

Plošne rozsiahlejšie sú zdvojené kužele potokov Vrbovec a Blava. Zaberajú veľkú časť plochy čiastkovej *dechtickej depresie*. Frontálne úseky kužeľov sú limitované južným, neotektonicky vymedzeným okrajom depresie. Proluviálne sedimenty zväčša pokrýva vrstva sprašových hlín, resp. hlinitých splachov hrubá 0,5 až 5 m, občas vystupujú aj na povrch. Podľa týchto výstupov je zrejmé, že

v polooopracovanom piesčito-štrkovom, drobno- až strednozrnnom materiáli dominujú rozličné druhy vápencov a dolomity. Hojné sú aj klasty zlepencov a brekcií, prípadne dobre opracovaných, sféricky oválnych obliakov karbonatických hornín aj kremencov pochádzajúcich z uvedených zlepencov. Kužeľ v Dechticiach dosahuje hrúbku až 10 m, pričom relatívna výška jeho povrchu dosahuje maximálne 15 m.

V južnej časti Vrbového sa na menších plochách zachoval vložený, postgeneticky segmentovaný terasovaný kužeľ Vrbovského potoka, vyvinutý po oboch jeho stranách. Pravá vetva kužeľa postupne prechádza do súvekých terasových sedimentov Holešky. Proluviálne sedimenty pokrýva 2 – 5 m hrubá vrstva vrchnopleistocénnych spraší a vápnitých splachov. Na povrch nevystupujú. Pri stavebných výkopoch sa premiešali s nadložnými hlinami. Podľa týchto údajov v sedimentoch prevládajú oválne až veľmi oválne sférické obliaky pochádzajúce zo zlepencov neogénu. V menšej miere sú zastúpené úlomky vápnitých pieskovcov neogénu. Petrograficky ide najmä o karbonatický materiál.

V druhom pásme sa vekovo zodpovedajúce kužele zachovali na rozsiahlych plochách južnej časti Trnavskej tabule. Sú takmer úplne pokryté vrchnopleistocénnymi sprašami s priemernou hrúbkou 5 – 10 m, v južnej časti len 0 – 2 m. Všetky kužele tohto veku sú vložené do starších proluviálnych akumulácií (mindel, starší riss), pričom zároveň tvoria ich východnejšie predpolie.

Podstatnú plochu zaberá trojica spojených nižších stredných kužeľov. Začína sa na juhu kužeľom bezmenného potoka od osady Martin cez rozsiahlejší kužeľ Stoličného potoka až po plošne najrozsiahlejší kužeľ Vištuckého potoka. Frontálne časti kužeľov v úseku Červený majer – Blatné – Čataj sú tektonicky limitované. Morfologicky sa to prejavuje výraznou okrajovou hranou na ich styku s Podunajskou rovinou. Východne od Čataja kužeľ prstovite zasahuje do súvekých fluviálnych sedimentov nižších stredných terás Gidry. Výpočet kužeľov južnej časti tabule uzatvára kužeľ ľavobrežia Gidry rozprestierajúci sa od Cífera po tok Ronavy.

Proluviálne sedimenty kužeľov vystupujú na povrch vo frontálnych častiach na morfologicky výraznom, tektonicky predisponovanom svahu uvedeného pásma. Pod nadložnými vrchnopleistocénnymi sprašami ich zachytili vrty TPM-4 a TPM-5 (Maglay et al., 2005). Povrchové výstupy tvoria hlinito-piesčité drobno- až strednozrnné štrky a úlomky hornín malokarpatskej proveniencie. Úpätia svahov tvoria resedimentované štrky a úlomky, ako aj hlinito-štrkovité až hlinito-kamenité delúviá.

Všetky proluviálne akumulácie pozostávajú z piesčitých štrkov a úlomkov hornín. Piesčitá zložka je hrubozrnná, sľudnatá, vytvára samostatné polohy, pričom smerom nadol pribúda ílovitej frakcie. V sedimentoch prevláda polooopracovaný až neopracovaný materiál s priemerom 2 – 5 cm, v spodných častiach až hruboklastický do 10 cm. Petrograficky všade ide o horniny malokarpatskej proveniencie, najmä kremene a kremence (90 – 95 %), ojedinele svory a rozvetraný granit, najmenej kryštalické bridlice. Sedimenty distálnej časti kužeľa v Čataji

majú hrúbku len 0,5 – 1 m a na nich je pokryv spraší hrubý 6 – 7 m. Sedimenty kužeľa v Blatnom majú hrúbku len 1 m, pokryv spraší je hrubý 3 m. V podloží kužeľov boli všade navŕtané sedimenty neogénu. Z morfometrických údajov vyplýva, že báza prolúvií je 1 – 2 m nad strednou hladinou tokov a povrch dosahuje 2 – 8 m.

Odlišná situácia je na ľavobreží Váhu v pásme styku jeho nivy s Považským Inovcom. Takmer všetky nižšie stredné kužele tam boli vplyvom laterálnej erózie Váhu vo vrchnom pleistocéne postgeneticky erodované a denudované. Zachovali sa len menšie, v súčasnosti výrazne terasované zvyšky pôvodne väčších kužeľov inoveckých prítokov Váhu, aj to len v severnej časti pásma od Kálnice po Hrádok vrátane južnejšieho kužeľa v Moravanoch nad Váhom.



Obr. 33. Náplavy nižšieho stredného kužeľa s pokryvom chaoticky uložených, hrubozrnných až blokovitých solifluovaných sedimentov (lok. Kálnica, foto J. Maglay).

Pomerne dobre zachovaný je zdvojený a terasovaný kužeľ Rybnického a Kálnického potoka v Kálnici, z ktorého však na zmapované územie zasahuje iba jeho frontálna časť pokrytá sprašovými hlinami a deluviálnymi splachmi v hrúbke 1 až 3 m. V južnejšej vetve ľavobrežia Kálnického potoka vystupujú proluviálne sedimenty aj na povrch. Ide o poloopracované, lokálne drobnozrnné (Ø 0,5 – 2 cm), zväčša však strednozrnné (Ø 2 – 5 cm) piesčité štrky, pri povrchu silno zahlinené, chaoticky premiešané s neopracovanými úlomkami hornín. V nižších polohách telesa, resp. v častiach bližšie k pohoriu sa vyskytujú aj hrubozrnné, menej opracované štrky a úlomky (Ø 5 – 10 cm), ojedinele až bloky s priemerom do 30 cm. V sedimentoch sú občas zreteľné polohy oxidov Fe a Mn tvoriace povlak na drobných štrčíkoch kremeňa aj kremencov. Výraznejšie sú polohy a šošovky piesčitých hlín až jemnozrnných pieskov hrdzavej, okrovej až bielej farby a šošovky preplavených spraší. Petrograficky v štrkoch prevládajú rozličné druhy kryštalických bridlíc nad pieskovcami permu a karbonátmi. Karbonáty sú selektívne navetrané a niektoré ich úlomky sú až rozpadavé. Resedimentované úlomky zvetraných pieskovcov pochádzajúcich zo starších častí kužeľa dodávajú hlinitej zložke výrazné hrdzavé a tmavofialové sfarbenie (obr. 33). Na zobrazenej časti telesa kužeľa bez pokryvu sprašových hlín dosahuje hrúbku 5 – 10 m, východnejšie smerom do pohoria hrúbka narastá až na 25 m(!).

Súveký kužeľ Kočovského potoka východne od Kočoviec tvorí len malý erozívny zvyšok jeho apikálnej časti pokrytý sprašami. Tá odolala laterálnej erózii Váhu len vďaka mezozoickému pahorku Skaly (226 m n. m.), excentricky vybiehajúcemu z pohoria (obr. 34).



Obr. 34. Intraformačná vrstva piesčitých štrkov a úlomkov hornín v spraši ach vrchného pleistocénu na okraji nižšieho stredného kužeľa (lok. Kočovce-cintorín, foto Kvassayová).

Plošne najrozsiahlejšie a morfologicky najvýraznejšie sú terasované kužele Novianskeho a Hôrčanského potoka. Druhý z nich je plošne väčší a objemovo mohutnejší. Rozprestiera sa v obci Hôrka nad Váhom. Tvorí morfologickú dominantu vyznačujúcu sa plochým tvarom s výraznými, Váhom terasovanými okrajmi (hranami), prechádzajúcimi na juh do okrajov jeho súvekej fluviálnej terasy[12]. O intenzite a mohutnosti depozície proluviálnych sedimentov v tejto časti územia svedčí aj fakt, že Váh svojou laterálnou eróziou východného smeru nedokázal postgeneticky erodovať a denudovať celé teleso kužeľa, ako to bolo na ostatných miestach vyústenia inoveckých dolín do doliny Váhu. Takmer celý kužeľ, s výnimkou niektorých častí terasovaných okrajov, je pokrytý vrstvami vrchnopleistocénnych spraší hrubými 2 – 8 m a vápnitými splachmi s intraformačnými vrstvami drobných štrčíkov. Z prevažne strednozrnných úlomkov hornín a štrkov vystupujúcich lokálne na jeho hranách z piesčito-hlinitého materiálu kužeľa je zrejmé, že petrograficky prevládajú rozličné druhy karbonatických hornín, menej sú zastúpené kryštalické bridlice (svory). Šajgalík (1967) z tohto kužeľa uvádza aj hrubé štrky a úlomky hornín (Ø do 20 cm) s hrubopiesčitou prímesou a šošovkami preplavenej spraše. Štrková akumulácia dosahuje hrúbku (sensu Šajgalík, l. c.) 4 – 14 m, pričom jej povrch pod nadložnými sprašami tvorí strednozrnný piesok, povodňové hliny alebo hnedá ílovitá zvetranina ekvivalentu alpského *schotterlehm*. Ostatné údaje o charaktere sedimentov pre nedostatok odkryvov a údajov z vrtov nie sú známe. Výška povrchu kužeľa vrátane sprašového pokryvu je 13 – 20 m nad povrchom nivy a jeho báza –1 až +4 m.

Vložený a terasovaný kužeľ Hrádockého potoka v Hrádku tvorí len malý erozívny zvyšok pokrytý vrstvami vápnitých splachov zo spraší hrubými do 2 až 4 m. Obsahuje chaoticky uložený materiál inoveckej proveniencie s prevahou karbonatických hornín.

Terasovaný kužeľ Striebornice v Moravanoch nad Váhom je plošne rozsiahlejší ako predchádzajúci kužeľ. V jeho severnej časti vystupuje skalné podložie do výšky 5 m nad povrchom nivy. Ide o nárazový breh Váhu zasahujúci vrcholovú časť tohto kužeľa. Sedimenty vystupujú na povrch spod nadložných spraší a splachov hrubých 2 – 6 m len na malej ploche starej ťažobnej jamy. Ide o chaoticky deponovaný hruboštrkovitý a úlomkovitý materiál miestnej znosovej oblasti, v ktorom petrograficky prevládajú dolomity a vápence nad kryštalickými bridlicami. Báza štrkov kužeľa sa pohybuje od –1 do +5 m.

[12]Ložek a Tyráček (1960) a Šajgalík (1967) túto terasu vrátane súvekých plochých (periglaciálnych) terasovaných kužeľov označujú ako *vážska pseudoterasa*, ktorá svojou výškovou pozíciou zodpovedá hlavnej strednej, tzv. *sídelnej terase* Váhu, ktorú Mazúr (1963) označil aj ako *žilinská terasa.*

34 piesčité štrky, piesky a štrky nižších stredných terás (mladší riss)

33 ílovité, ílovito-siltovité až piesčité povodňové hliny vo vrchných polohách nižších stredných terás (mladší riss) – len v reze

32a, b piesčité štrky, piesky a štrky nižších stredných terás (mladší riss) s pokryvom: a) spraší, b) sprašových hlín a splachov (würm – holocén)

Fluviálne sedimenty najmladšieho obdobia stredného pleistocénu z hľadiska geologického vývoja tohto územia predstavujú významný fenomén[13]. Súvislejšie sú rozšírené na pravobreží Váhu a v podobe morfologicky výrazného stupňa (hrany) nižšej strednej terasy lemujú takmer celý východný okraj Trnavskej tabule. Tým ju odčleňujú od Dolnovážskej nivy. Terasové sedimenty Váhu a čiastočne jeho väčších malokarpatských prítokov, obdobne ako susedné staršie terasové akumulácie (kolónka 38), sú tu zachované pod hrubými návejmi vrchnopleistocénnych spraší. Boli identifikované mnohými vrtmi v pásme od Beckovskej brány až po zakončenie Trnavskej tabule oproti Podunajskej rovine na juhu územia.

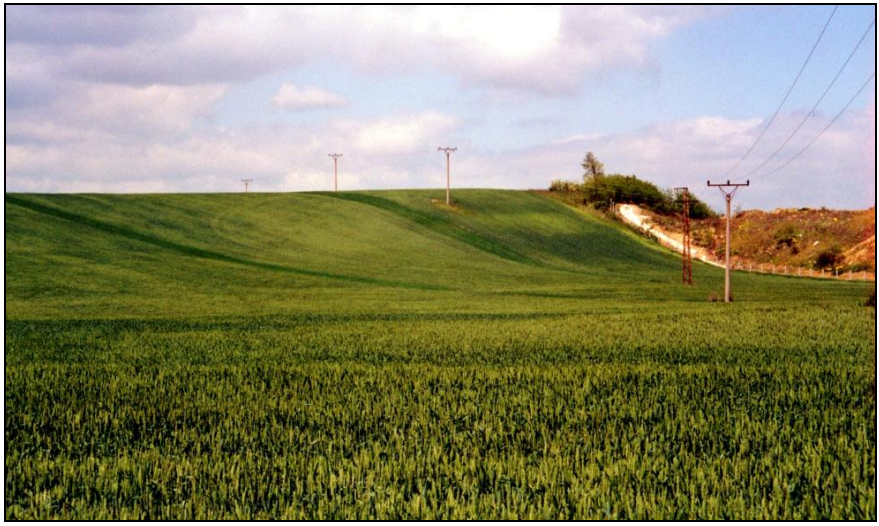
Na ľavobreží Váhu v zobrazenej časti úpätného pásma Považského Inovca sa fluviálna akumulácia v zodpovedajúcom terasovom vývoji zachovala iba lokálne na malých plochách. Plošne rozsiahlejšie nižšie stredné terasy ľavobrežia Váhu sa objavujú až pod Sereďou (Šintavou) a pokračujú ďalej na JV (mimo regiónu), kde sa rozširujú do veľkoplošných terás Nitrianskej tabule (Pristaš et al., 2000a). Aj tieto fluviálne terasové akumulácie sú pokryté sprašovými sériami.

Pravobrežné aj ľavobrežné terasy Váhu a čiastočne aj terasy niektorých jeho väčších malokarpatských prítokov (Holeška, Trnávka – Parná, Gidra) tvoria najjužnejší úsek pokračovania tohto terasového pásma zo severnejších častí údolia Váhu, opísaného viacerými autormi (Lukniš, 1946; Ložek a Tyráček, 1960; Šajgalík, 1967) ako *vážska terasa,* resp. *pseudoterasa*. Sedimenty terás vystupujú morfologicky (laterálne) pod úrovňou bezprostredne starších vyšších stredných terás (starší riss), resp. na úrovni, miestami až pod úrovňou súvekých proluviálnych sedimentov opísaných z južnej časti tabule, ktoré tu do nich prstovite zasahujú. Na existenciu tejto terasovej štrkovej akumulácie v oblasti sprašovej tabule poukazujú jednak morfometrické údaje spojené s analýzou reliéfu, jednak údaje pochádzajúce najmä z máp vrtnej preskúmanosti (vrty radov HM, JB, JHB, ŽKS, RH, kategórie cf. a vlastné vrty TPM), z máp MGII (Kubeš et al., 2004), z prác Kováča et al. (1991a, 1996) a Vaškovského (1970, 1971), ako aj z maloplošných lokálnych odkryvov južne od Hôrky nad Váhom a z okolia Veľkého Grobu.

[13]Fluviálne sedimenty nižších stredných terás tvoria popri geologickom, geodynamickom a neotektonickom fenoméne aj významný geomorfologický fenomén, a to nielen na mapovanom území, ale aj v dolinách všetkých väčších tokov Západných Karpát. Preto sa tieto akumulácie v minulosti označovali rôznymi termínmi: napr. *žilinská terasa* (Mazúr, 1963), *vážska terasa, vážska pseudoterasa* (Lukniš, 1946; Ložek a Tyráček, 1960; Šajgalík, 1967), *sídelná terasa, hlavná terasa, II. stredná terasa* (Vaškovský, 1977), *stredná terasa* (Harčár in Harčár et al., 1988), *III. stredná terasa* (Halouzka in Nagy et al., 1998) či *spodná stredná terasa* (Pristaš in Pristaš et al., 2000). Na hrane terasy v pozícii nad nivou Váhu vznikol v minulosti celý rad vidieckych sídel.

V smere toku Váhu sa sedimenty nižších stredných terás jeho pravobrežia začínajú objavovať bezprostredne po jeho opustení Beckovskej brány, a to maloplošným výskytom pod sprašami v Mnešiciach. Súvislejšie terasové pásmo pokračuje od pravobrežia Kamečnice v Novom Meste nad Váhom (mestská terasa) výrazným, južnejšie lokálne povrchovo erodovaným stupňom až po Čachtice. Tam je opäť prerušené prítokom Jablonky. V ďalšom pokračovaní sa pásmo postupne rozširuje cez Častkovce až do Krakovian a dosahuje šírku viac ako 1,5 km. Prítokom Holešky je opäť prerušené, ale jej pravobrežné terasové pásmo vo Vrbovom postupne prechádza do pokračujúceho pásma terasy Váhu od Trebatíc na juh.

Medzi Trebaticami a Dubovanmi terasa nadobúda smer S – J so šírkou do 1 km, vo Veselom lokálne do 2 km. V tomto úseku bočné prítoky Váhu prerušujú len jej sprašový pokryv. Medzi Dubovanmi a Veľkými Kostoľanmi sa nižšia stredná terasa stráca (zaniká) v prospech staršej strednej terasy, ktorá sa v tomto mieste dostáva až k nive Váhu. Južne od Veľkých Kostolian sa terasa opäť na krátko objavuje, v Pečeňadoch dosahuje maximálnu šírku len do 1 km a v Žlkovciach sa opäť vyklinuje v prospech staršej terasy (obr. 35).



Obr. 35. Výrazná morfologická hrana východného okraja Trnavskej sprašovej tabule sa tiahne od Nového mesta nad Váhom po Abrahám. Tvoria ju fluviálne sedimenty nižšej strednej terasy Váhu, pokryté hrubými vrstvami spraší vrchného pleistocénu (lok. Žlkovce, foto J. Maglay).

Po kratšom prerušení sa terasa objavuje v Trakoviciach, cez Bučany a Brestovany sa postupne rozširuje na JZ po Trnavu a tam sa spája s terasou Trnávky. Smerom na JV až JJV od Trnavy dosahuje najväčšie plošné rozmery a končí sa,

resp. je prerušená nivou Trnávky severne od Opoja. Medzi Parnou a Trnávkou sa zachovala súveká terasa oboch tokov prebiehajúca z južného okraja Trnavy až po Zeleneč.

Nižšia stredná terasa Váhu po prerušení Trnávkou a Parnou pokračuje v neúplnom vývoji cez Majcichov v pásme širokom len okolo 0,5 – 1 km[14] a severne od Abraháma sa stáča na SZ do doliny Ronavy a Gidry. Tam sa rozširuje a tvorí ich ľavobrežnú terasu. Súveká pravobrežná terasa Gidry postupným prechodom z vlastných proluviálnych sedimentov do fluviálnych sa začína od Cífera a smerom na JV nadobúda veľké plošné rozmery. Prechádza až po Pusté Úľany a v zužujúcom sa pruhu sa tektonicky vyklinuje. Aj jej celé južné ohraničenie medzi Podunajskou rovinou (nivou Čiernej vody) má pozdĺž *sládkovičovského zlomu* výrazný neotektonický charakter.

Na ľavobreží Váhu v úseku Beckov – Hlohovec – Sereď sa fluviálne sedimenty nižšej strednej terasy zachovali iba lokálne v podobe maloplošných erozívnych zvyškov situovaných na východnom okraji Dolnovážskej nivy. Najsevernejšia terasa tohto pásma sa tiahne východne od Kočoviec v dĺžke asi 750 m a maximálnej šírke do 100 m úpätím Považského Inovca po Skalku (226 m n. m.) a tam zaniká. Medzi Hôrkou nad Váhom a Hrádkom sa objavuje znova na úseku dlhom asi 500 m v súvislosti so súvekým kužeľom Hôrčanského potoka. S ním si zachováva totožnú úroveň povrchu vrátane nadložných spraší. S terasou v tomto mieste geneticky súvisí jej maloplošný, erozívny zvyšok obkolesený nivou Váhu, zachovaný v podobe terasového „ostanca“ tvoriaceho geomorfologicky výrazný fenomén – obtočník. V južnejších úsekoch úpätia Považského Inovca sa terasa znova objavuje už len v Koplotovciach. Jej povrch tu tvoria opäť spraše a vápnité splachy zo spraší.

Najväčší plošný výskyt súvekých terasových sedimentov ľavobrežia Váhu je známy z jz. časti Nitrianskej pahorkatiny, označovanej ako Nitrianska tabuľa. Na mapované územie zasahuje len najzápadnejšia časť terasy medzi Šoporňou a Šintavou. Terasu na celom zobrazenom úseku pokrývajú sprašové hliny a splachy.

Z morfometrických údajov, ako aj údajov zo spomenutých vrtov vyplýva, že erozívna báza nižšej strednej terasy sa na pravobreží Váhu v rozsahu zmapovaného územia všeobecne pohybuje len 2,5 – 5 m nad bázou dnovej akumulácie Váhu, teda v rozpätí –7 až –5 m pod úrovňou povrchu jeho nivných náplavov (Maglay et al., 1998). V prípade zodpovedajúcej terasy ľavobrežia Váhu je jej erozívna báza mierne vyššie a vrátane zobrazenej časti Nitrianskej pahorkatiny dosahuje –2 až –5 m pod úrovňou povrchu nivných náplavov (Pristaš in Pristaš et al., 2000b).

[14]V úseku medzi Majcichovom a Abrahámom na jv. zakončení vyššej tektonickej kryhy sedimentovali a zachovali sa pod sprašami iba najvrchnejšie (povodňové) fácie fluviálneho súvrstvia nižšej strednej terasy Váhu v podobe ílovitých a piesčitých hlín a pieskov ležiacich priamo na sedimentoch neogénu (vrt TPM-3; Maglay et al., 2005). Piesčité štrky tam úplne absentujú (obr. 36). Aj šírka terasovej akumulácie je pomerne malá a jej sedimenty sa smerom na SZ pravdepodobne rýchlo vytrácajú.

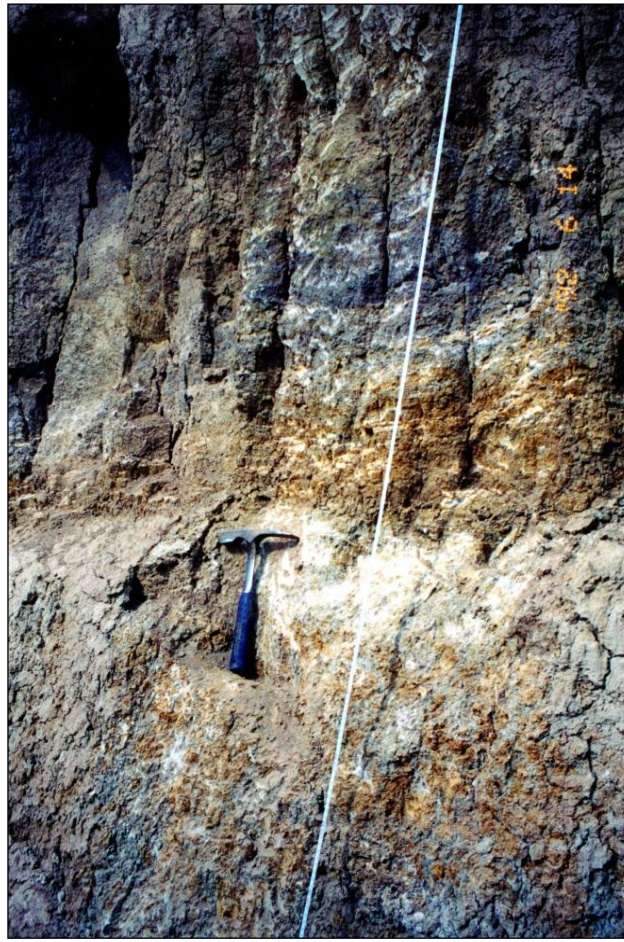
Navŕtaná hrúbka polohy piesčitých štrkov terasy sa pohybuje v rozmedzí 5 – 10 m. Povrch terasy bez nadložných spraší, ale vrátane nadložného telesa hlinito-ílovitých pieskov povodňových sedimentov hrubého 0,5 – 1,5 m (kolónka 33) sa pohybuje vo výške 1 – 3 m nad súčasným povrchom nivy Váhu, resp. 0 – 3 m nad nivami Parnej, Trnávky a Výtoku. Na ľavobreží Váhu je povrch piesčitých štrkov terasy v zodpovedajúcej výške, do 3 m nad nivou.

Kvôli lepšiemu pochopeniu uvedených morfometrických údajov je potrebné poznamenať, že všetky nižšie stredné terasy pravobrežia Váhu sú taktiež pokryté súvrstvím nadložných sprašových sérií hrubým 8 – 18 m. Preto skutočný povrch terás je vo výške 8 – 20 m nad nivou (kolónka 32a). Na ľavobreží Váhu je sprašový pokryv vrátane splachov s úlomkami hornín vo výške 5 – 8 m (Ložek a Tyráček, 1960), na Nitrianskej pahorkatine je terasa pokrytá vrstvou sprašových hlín a splachov hrubou do 8 m (kolónka 32b), takže povrch terasy sa pohybuje v rozmedzí 6 – 15 m.

Na základe štúdia vrtov a čiastočne aj z umelých odkryvov v Pustých Úľanoch a Hôrke sa zistilo, že sedimenty terasy tvoria najmä piesčité, len ojedinele selektívne navetrané, smerom na povrch zahlinené, prevažne strednozrnné, menej drobnozrnné a len zriedka hrubozrnné suboválne až oválne sivé piesčité štrky s polohami stredno- až hruborznných vytriedených pieskov sivej farby. Smerom na povrch pribúdajú žltosivé piesčité štrčíky s priemerom 1 cm a obsahom piesčitej zložky až 45 %. Ďalej v nadloží dominujú vymyté škvrnité, sivé a oranžovožlté strednozrnné sľudnaté piesky. Maximálny priemer obliakov je 6 – 8 cm, ojedinele sú vtrúsené obliaky s priemerom 15 – 18 cm.

Po odvodení z vrtu TPM-15 (Brestovany) vychodí, že v nadloží fluviálnych piesčitých štrkov terás vystupujú ílovité, slabo piesčité nevápnité povodňové hliny sivej až sivozelenej farby s hnedými až červenohnedými a sivozelenými až škvrnitými zátekmi. Hrúbka tejto povodňovej fácie (kolónka 33) silno varíruje od 0,5 do 1,5 m a miestami táto fácia úplne absentuje. V úseku terasy medzi Majcichovom a Abrahámom je situácia mierne odlišná. Vrt TPM-3 (Maglay et al., l. c.) potvrdil, že fluviálne piesčité štrky, inde tvoriace hlavnú masu akumulácie, sa na tomto úseku nezachovali. Vystupujú tu len najvrchnejšie členy v podobe opísanej povodňovej fácie s hrubšou polohou fluviálnych pieskov v spodnej časti. Povodňová fácia tu leží priamo na sedimentoch neogénu (obr. 36).

Petrografické zloženie štrkov terasy je všeobecne polymiktné. Prevahu majú žilné kremene, spodnotriasové kremence a kremité pieskovce (34 – 57 %). Nasledujú granity, granodiority, granitové pegmatity, granitové aplity, metamorfity (ruly a svory) a paleovulkanity (11 až 27 %). Hojné sú aj žilné kalcity, rohovce, arkózy, droby, kremité a vápnité pieskovce paleogénu a neogénu, rozličné druhy vápencov (organodetritické, sivé pelagické, hľuznaté sakokómové, rádiolóriové, piesčité, krinoidové, steinalmské, gutensteinské, wettersteinské) a dolomitov, permské pieskovce a pieskovce neogénu (3 – 15 %). Obliaky pieskovcov si zachovávajú plochý tvar pôvodných vrstiev.



Obr. 36. Ílovito-piesčité až jemnopiesčité sedimenty povodňovej fácie nižšej strednej terasy Váhu deponované na sedimentoch *beladického súvrstvia* neogénu (lok. Abrahám--hlinisko, foto J. Maglay).

V terasách malokarpatských prítokov Váhu sú štrky viac piesčité, stredno-zrnné, sivej farby, s polohami stredno- až hruborznných vytriedených fluviálnych pieskov. Celkovo je obliakový materiál drobný až strednej veľkosti.

Petrograficky prevládajú kremence a kremene (Parná) a karbonatické horniny (Trnávka, Výtok, Holeška).

V dôsledku mohutného, asi 8 – 18 m hrubého pokryvu spraší, sprašových hlín a vápnitých splachov pokrývajúcich piesčité štrky týchto terás tylové hranice ich rozšírenia nie sú detailne známe. Na geologickej mape je preto vyznačený

len pravdepodobný tylový rozsah terás, odvodený na základe morfometrickej analýzy reliéfu. 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 celého východného okraja Trnavskej tabule (pozri geologickú mapu, obr. 35).

Laterálne vzťahy nižšej strednej terasy k dnovej akumulácii a bezprostredne starším terasám vyjadrujú kvartérne geologické rezy.

dunajská štrková séria: piesčité štrky s polohami ílovitých hlín a ílov v strednej časti stredného komplexu (riss v celku) – len v litostratigrafickej kolónke

V mladšej časti stredného pleistocénu kontinuálne pokračoval synsedimentárny pokles centrálnej *gabčíkovskej priehlbiny*. Dotýkalo sa to aj jej menej intenzívne poklesávajúcich okrajových častí. K takýmto územiam patrí aj územie Podunajskej roviny medzi Sencom a Sládkovičovom (čiastočne až po Sereď). Prebiehala tam superpozičná sedimentácia mladších strednopleistocénnych fluviálnych akumulácií.

Stredné súvrstvie (stredný komplex) tvoria prevažne (hrubšie) štrky, piesčité štrky a piesky s tenšími polohami a šošovkami ílovitých hlín a ílov. Jednotlivé (korytové a nivné) fácie sa cyklicky opakujú. Štrkový materiál sa vyznačuje charakteristickým hrdzavohnedým až hnedožltým a sivým sfarbením a dobrým opracovaním. Hlinito-ílovité polohy sú po granulometrickej stránke rozmanité, od piesčitých a prachovitých hlín po ílovité hliny a íly, ktoré pravdepodobne zodpovedajú interštadiálnym polohám (R_1/R_2).

Hrúbka strednej časti *stredného súvrstvia* nie je rovnaká. Medzi Sencom a Sládkovičovom je odhadom 20 m.

O charaktere tejto sedimentácie, ako aj o jej litologickej náplni sa podrobnejšie hovorí v predchádzajúcom texte v závere kapitoly o staršej časti stredného pleistocénu.

spraše a piesčité spraše (riss v celku) – len v litostratigrafickej kolónke

slabo humózne rubifikované fosílne pôdy – len v litostratigrafickej kolónke

Spraše glaciálu mladšej časti stredného pleistocénu boli na zmapovanom území z povrchového výstupu opísané len z odkryvov v Novom Meste nad Váhom-Mnešiciach (Kukla et al., 1962; Vaškovský, 1970; Šajgalík, 1976) a pri Mnešiciach „Hradlo – Búdy“ (Ložek a Tyráček, 1960). Ostatné údaje pochádzajú z vrtov radu JB (Šajgalík a Rybárová, 1981; Šajgalík a Modlitba, 1983) a z vlastných vrtov radu TPM (Maglay et al., 2005).

Podľa údajov z vrtov sú spraše tohto glaciálu najlepšie vyvinuté a zachované v pásme prechodu pahorkatiny do tabule, ale iba v jeho centrálnej časti na SZ až S od Trnavy v okolí Jaslovských Bohuníc (Šajgalík a Mahr, 1975). Sú uložené čiastočne na fluviálnych terasových sedimentoch staršej časti stredného pleistocénu (mindel) a čiastočne priamo na sedimentoch neogénu pahorkatiny. Na základe údajov z výkopovej jamy jadrovej elektrárne a na základe uvedených odkryvov je zrejmé, že sprašový komplex tvoria dva výraznejšie zachované sprašové horizonty, vzájomne oddelené interrisským fosílnym pôdnym komplexom PK-IV.

Spodný (starší) horizont na všetkých lokalitách tvoria subaerické svetlosivé, menej chemicky zvetrané piesčité spraše (8 – 9 % piesku) s nízkym obsahom ílovitej zložky (4 %). To dokazuje, že v čase ich tvorby boli optimálne podmienky na eolickú činnosť, ale zlé podmienky na chemické zvetrávanie. Spraše sú v spodných častiach preplavené, prípadne deponované ešte pri zvýšenej vlhkosti. Dokladá to prítomnosť *Succinea oblonga* (DRAP.). Hlavná časť horizontu bola deponovaná pri chladnejšej suchej klíme s prvkami moluskovej fauny ako napríklad *Pupilla loessica* LŽK., *Pupilla muscorum densegy-rata* LŽK. a *Vallonia tenuilabris* (A. BR.).

V nadloží spodného horizontu sa zachoval fosílny pôdny komplex PK-IV, zodpovedajúci interštadiálu (tréne). Reprezentujú ho dve mohutné rubifikované hnedozeme hrubé 2 – 3 m, oddelené vrstvou nakrátko resedimentovanej ronovej spraše obsahujúcej polohy splachov z bazálnych reliktných pôd hrubou do 10 až 20 cm. Tento zdvojený humusový vývoj pôd s medzivrstvou spraše je najlepšie zachovaný v dnách pochovaných úvalín po oboch stranách odkryvu v Mnešiciach. Horná (mladšia) fáza pôdneho vývoja lokálne obsahuje na svojej báze aj relikty pôd černozemného typu. Obsah ílovitých častíc najmä vo vrchnejšom pôdnom horizonte je až 38 %, pričom karbonáty sa nevyskytujú ani v bazálnych častiach oboch polôh. Zdvojený pôdny horizont sa vyvinul v teplom podnebí, zodpovedajúcom takmer interglaciálnym podmienkam. Charakter sedimentov v sprašovej medzivrstve pôdneho komplexu a prítomnosť pupilovej fauny s druhom *Chondrula tridens* (MÜLL.) poukazujú zasa na kryomér v tomto teplom období. Z niektorých vrtov (najmä TPM-16) badať, že aj v nadloží fluviálnych terasových, jemne piesčitých povodňových ílovitých hlín vyšších stredných terás sa sformovali tmavohnedé až červenkasté prachovité nevápnité hliny, ktoré pravdepodobne taktiež prináležia k tomuto fosílnemu pôdnemu komplexu.

Nad uvedeným zdvojeným pôdnym komplexom sa zachoval vrchný (mladší) horizont svetlosivých až žltosivých, chemicky menej zvetraných piesčitých spraší hrubý 1 – 4 m (6 – 7 % piesku) s rovnako nízkym obsahom ílovitej zložky ako pri spodnom horizonte. Spraše mladšieho risského štadiálu reprezentujú opäť suché a chladné podnebie otvorených sprašových stepí s pupilovou a kolumelovou faunou s druhom *Vallonia tenuilabris* (A. BR.). Tieto spraše už zachovávajú lepšiu stĺpovitú odlučnosť, no vo vrchných polohách badáme výrazné tenké rôznofarebné vrstvičky vápnitých splachov.

Ani tieto spraše, obdobne ako staršie spraše, z technických dôvodov nie sú znázornené na geologickej mape. V súčasnosti vystupujú na mapovanom území na povrch len na nepatrnej ploche odkryvu v Mnešiciach.

STREDNÝ/VRCHNÝ PLEISTOCÉN

31 prachovité hliny – spraše s polohami slabo humóznych, mierne rubifikovaných fosílnych pôd PK-III (riss – würm, ém) – len v reze

Posledný interglaciál je v regióne zastúpený prevažne zdvojeným, podľa Halouzku a Schmidta (1979) až trojitým pôdnym komplexom, ktorý v minulosti vystupoval na povrch v sprašových odkryvoch Mnešice (Kukla et al., 1962; Vaškovský, 1970, 1977; Šajgalík, 1976), „Hradlo – Búdy" (Ložek a Tyráček, 1960), Moravany nad Váhom (Ložek a Prošek in Ambrož et al., 1952; Pelíšek, 1952), Senec (Halouzka, 1968; Halouzka a Schmidt, 1979), Vlčkovce (Bárta et al., 1962) a Trnava-tehelňa (Vaškovská, 1965). Dôkaz o širšom plošnom rozšírení tohto fosílneho pôdneho komplexu podávajú aj niektoré vrty radu HM, JB, JHB, ŽKS, RH a TPM.

Fosílny pôdny komplex uvedeného interglaciálu vystupuje všade v neúplnom vývoji, buď s erodovaným povrchom, alebo s preplaveným alochtónnym podložím. To sťažuje jeho stratigrafické umiestnenie. V Mnešiciach tvoria bázu komplexu ilimerizované alebo ešte mierne rubifikované parahnedozeme, v Senci a Vlčkovciach už černozeme (ém), všade s tenkou medzivrstvou spraší in situ, miestami aj ich splachov (mikroštadiál intraém). Vrchnejšia časť pôdneho černozemného horizontu nachádzajúca sa nad spomínanou medzivrstvou je zvyčajne hrubšia (0,6 – 1,0 m) a predstavuje dlhšiu teplejšiu klimatickú epizódu vývoja pôd. V Mnešiciach túto hrubšiu vrstvu tvorí tmavšia hnedozem až parahnedozem, jej spodná časť je svetlohnedá. Organicko-minerálne zlúčeniny tu sfarbujú pôdu do červenohneda až tmavohneda (škvrnitá pôda). Smerom do nadložia horizontu v jeho vrchnej zóne badať aj černozem *(?Amersford).*

V Senci je v nadloží hlavnej vrstvy fosílnych černozemí vyvinutá ďalšia tenká medzivrstva spraší, ktorú Halouzka (1968) označuje ako sediment pre-würmského štadiálu. Interglaciál sa končí tenkou polohou fosílnej pôdy parahnedozemného typu.

V hlavnej mase je sediment pôd ílovito-hlinitý, s prizmatickou štruktúrou a s obsahom drobných (1 mm) zrniek kremeňa. Vápnitý íl 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. V niektorých prípadoch je možné tento pôdny komplex identifikovať len na základe iluviálneho prevápneného horizontu s konkréciami $CaCO_3$.

V súčasnosti tento pôdny komplex vystupuje na povrch len na malej ploche sprašového odkryvu v Mnešiciach a čiastočne v Moravanoch nad Váhom (Hlboký jarok).

VRCHNÝ PLEISTOCÉN

Sedimenty vrchného (mladšieho) pleistocénu tvoria samostatný vývojový cyklus kvartérnej akumulácie[15]. Pokrývajú podstatnú časť územia Trnavskej pahorkatiny, Dolnovážskej nivy a Podunajskej roviny, ako aj okraje priľahlých pohorí. Ležia na predkvartérnom – terciérnom, mezozoickom a kryštalinickom – podloží aj na starších kvartérnych sedimentoch.

Obdobne ako pri starších sedimentoch, aj vo vrchnom pleistocéne sú morfologicky a litofaciálne výraznejšie diferencované proluviálne sedimenty tzv. nízkych náplavových kužeľov tokov malokarpatskej a čiastočne inoveckej proveniencie, ako aj fluviálne sedimenty tzv. nízkych terás a dnovej akumulácie riečnych nív Váhu, Holešky, Blavy, Trnávky, Parnej, Gidry a dnových akumulácií nív ich väčších prítokov.

Popri uvedených typoch kvartérnych sedimentov majú v regióne dominantné postavenie plošne rozsiahle a často veľmi hrubé pokryvy vrchnopleistocénnych eolických až eolicko-deluviálnych sedimentov – spraší, sprašovitých hlín a sprašových hlín a ich kombinácií. Všetky uvedené typy vytvárajú najmä v oblasti pahorkatiny a tabule charakteristický krajinný ráz.

Proluviálne sedimenty nízkych kužeľov v porovnaní so staršími kužeľmi sú zastúpené v oveľa menšej miere. Boli deponované najmä na východnom predpolí Malých Karpát, kde boli sedimenty malokarpatských tokov aj naďalej usmerňované do priestoru lokálnych tektonických depresií. Sporadicky sa zachovali v prerušovanom pásme od Svätého Jura cez Pezinok, Modru, Dubovú, Častú, Doľany, Dolné Orešany až po Smolenice. Severnejšie výskyty prolúvií v priúpätnom pásme Malých Karpát sa potvrdili len z Čachtíc. Na západnom úpätí Považského Inovca vybiehajú do Dolnovážskej nivy súveké terasované náplavové kužele iba ojedinele, a to v Moravanoch nad Váhom a Hlohovci. Vplyvom neskoršej laterálnej erózie Váhu boli zväčša erodované a denudované. Väčšina proluviálnych sedimentov nízkych kužeľov, na rozdiel od starších prolúvií (kolónky 48, 44, 39, 35), je odkrytá, resp. pri úpätiach pohorí je pokrytá svahovinami a pôdami.

Rovnako ako nízke kužele, aj nízke terasy v porovnaní so strednými terasami sú v tomto regióne zastúpené v oveľa menšej miere. Sú zachované v jednom stupni pod premenlivo hrubými vrstvami spraší a splachov na pravobreží Váhu v úzkom pásme jv. okraja Trnavskej tabule. Toto pásmo sa začína od Horných Lovčíc a cez Zavar, Križovany nad Váhom a Opoj s krátkym prerušením pokra-

[15]Pri eolických sedimentoch, najmä sprašiach a sprašových hlinách, je možné hovoriť najmenej o troch samostatných podcykloch ich vývoja, zodpovedajúcich príslušným klimatickým štadiálom. Označujú sa W_1, W_2 a W_3.

čuje v Majcichove po Abrahám a Sládkovičovo. Najväčšie plochy nízkych terás sa zistili v južnej časti územia pod súvrstviami spraší hrubými 2 – 10 m medzi Cíferom a Sládkovičovom v doline Gidry. Známe sú aj súveké terasy Trnávky a Parnej a zo severu jediné odkryté terasy Klanečnice v Novom Meste nad Váhom.

Na ľavobreží Váhu pozdĺž úpätia Považského Inovca sú výskyty nízkych terás v dôsledku jeho neskoršej laterálnej erózie zachované len ojedinele, najviac medzi Koplotovcami a Hlohovcom.

Zo súvekých dnových akumulácií tokov vyniká najmä akumulácia Váhu v plošnom rozsahu jeho nivy a terasy. Významné sú však aj dnové akumulácie všetkých jeho väčších prítokov. Sedimenty dnovej akumulácie vystupujú na povrch len v umelo vytvorených štrkoviskách, prípadne v podobe odkrytých častí nízkych terás.

V dôsledku pokračujúceho vrchnopleistocénneho synsedimentárneho poklesu okrajovej časti *gabčíkovskej priehlbiny* sa na území južne od pásma Bernolákovo – Senec – Sládkovičovo (Sereď) zistili aj zodpovedajúce najvrchnejšie akumulácie *stredného komplexu* „*dunajskej štrkovej série*“, deponované v superpozičnom vývoji. Na povrch vystupujú len v umelých odkryvoch štrkovísk, prípadne v podobe nadnivnej terasy spod erodovaných holocénnych náplavov v Čiernej vode.

Popri akumulácii uvedených typov sedimentov prebiehala vo vrchnom pleistocéne výrazná a intenzívna eolická akumulácia spraší, dnes uložených v podobe sprašových sérií s obsahom fosílnych pôd alebo v podobe polygenetických sprašových hlín. Spraše a ich deriváty v premenlivej, zväčša však veľkej hrúbke dnes pokrývajú väčšinu plochy Podmalokarpatskej pahorkatiny vrátane starších proluviálnych sedimentov a celú Trnavskú tabuľu vrátane fluviálnych terás Váhu a jeho prítokov. Pokrývajú a zahladzujú disekciu reliéfu aj na svahoch okolitých pohorí vrátane priľahlých častí Nitrianskej pahorkatiny.

30 prevažne hlinité a piesčité štrky, piesky a piesčité hliny s úlomkami hornín v nízkych náplavových kužeľoch (würm)

29a, b prevažne hlinité a piesčité štrky, piesky a piesčité hliny s úlomkami hornín v nízkych náplavových kužeľoch (würm) s pokryvom: a) spraší, b) sprašových hlín a splachov (neskorý würm – holocén)

Proluviálne akumulácie nízkych náplavových kužeľov v porovnaní so strednopleistocénnymi kužeľmi majú výrazne menšie plošné, objemové a početné zastúpenie[16]. Všetky kužele sú buď vložené do telies starších kužeľov, alebo ich obtekajú, prípadne úplne nahrádzajú staršie proluviálne akumulácie. Väčšina telies je morfologicky dobre zachovaná v rozličných vejárovitých formách a na

[16]Príčinu tohto stavu možno hľadať v dvoch faktoroch. Prvý z nich je neotektonický faktor, prejavujúci sa vo vrchnom pleistocéne zníženou intenzitou vertikálnych pohybov na rozhraní príslušných morfotektonických blokov. Druhý faktor poukazuje na intenzívnejšiu postgenetickú eróziu a denudáciu proluviálnych sedimentov buď vlastnými tokmi, alebo inými, dominantnejšími tokmi (napr. Váh v predpolí Považského Inovca).

rôznych plochách výskytu. Obdobne ako staršie kužele, aj tieto kužele sú postgeneticky terasované, vlastnými tokmi delené na vetvy, prípadne v postglaciáli a holocéne laterálne erodované. Ich odkrytý povrch je nízky a plochý, len v prípade kratších a strmších telies je morfologicky nápadnejší. Ich výška je v priemere 2 – 7 (10) m nad príslušným tokom.

Výskyt nízkych kužeľov je sústredený najmä na líniu rozhrania Malých Karpát a Podmalokarpatskej pahorkatiny. Proluviálne sedimenty tam boli deponované výlučne do priestoru mladých čiastkových depresií, ktorých vývoj syngeneticky a kontinuálne pokračoval aj vo vrchnom pleistocéne. Početnosť výskytu kužeľov priamo závisí od intenzity a charakteru neotektonickej aktivity.

V *pezinsko-modranskej depresii* sa vo vrchnom pleistocéne vyvinuli 4 nízke kužele, pričom najjužnejšie z nich sú zároveň na celom mapovanom území plošne najrozsiahlejšie. Ide o zdvojené kužele Myslenického a Cajlanského potoka (Blatina), dovedna zaberajúce plochu medzi Limbachom (mimo mapovaného územia), Pezinkom, Slovenským Grobom a Myslenicami. Východnejší kužeľ Blatiny je plošne rozsiahlejší a jeho os má od severného okraja Pezinka po Mlynský kanál južne od Slovenského Grobu smer S – J. Aj os kužeľa Myslenického potoka sa po opustení pohoria stáča na juh. Oba kužele sú ploché a postgeneticky rozdelené na viaceré samostatné časti.

Náplavy kužeľov pozostávajú zo zahlinených polohrubých, hrubých, pri pohorí až veľmi hrubých poloopracovaných až opracovaných klastov štrkov a pieskov. Smerom do distálnych častí sedimenty prechádzajú do dobre vytriedeného zahlineného piesčitého štrku. Smerom na povrch telies všeobecne pribúdajú piesčité hliny. V petrografickom zložení materiálu prevládajú žuly, biotitické fylity, ruly, amfibolity a kremité bridlice. V distálnejších zónach prevažujú štrky kremencov. Hrúbka akumulácie kužeľov sa pohybuje len medzi 1 až 5 m. Povrch kužeľov tvoria piesčité hliny, ktoré sú pri prechode do nív viac ílovité (obr. 37).

Erozívny zvyšok kužeľa Trnianskeho potoka vo Vinosadoch je výrazne terasovaný. V umelom odkryve cesty priamo v obci spod jeho náplavov hrubých 1 až 3 m vystupujú piesky neogénu. Aj materiál tohto kužeľa tvoria identické zahlinené piesčité štrky a úlomky, no v petrografickom zložení pribúdajú aj fylity *harmónskej série* a biotitický granodiorit – tonalit.

V severnom okraji *pezinsko-modranskej depresie* dominuje rozsiahly plochý kužeľ Stoličného potoka, v Modre siahajúci až do oblasti rašelinísk. Jeho piesčité štrky a úlomky hornín sú pokryté vrstvou ílovito-piesčitých hlín a deluviálno-fluviálnych hlinito-piesčitých splachov hrubou 1 – 1,5 m. Naplavený materiál dosahuje v Modre hrúbku 5 – 8 m a v distálnej časti pri slatinnom rašelinisku len 0,5 m. Petrografické zloženie sedimentov je zhodné s materiálom kužeľa vo Vinosadoch a jeho podložie v depresii tvoria neogénne íly.

V *dubovskej depresii* vynikajú dva súveké kužele – kužeľ Vištuckého potoka v Modre-Kráľovej a kužeľ Dubovského potoka v Dubovej. Prvý z nich je plošne



Obr. 37. Zahlinené piesčité štrky v náplavoch nízkeho kužeľa Cajlanského potoka v Pezinku (foto J. Maglay).

rozsiahlejší, ale plytší, druhý je strmší a kratší. V stredne hrubých až hrubých piesčitých štrkoch a úlomkoch hornín náplavov oboch kužeľov dominujú okrovo až červenkasto sfarbené kremence, hojné sú biotitické granodiority, rozličné fylity a nízko metamorfované amfibolity. Štrky a úlomky hornín vystupujú až na povrch.

V *častiansko-dolianskej depresii* súveké proluviálne sedimenty reprezentuje najmä plochý kužeľ Štefanovského potoka v Častej a výrazne vložený kužeľ Podhájskeho potoka na SV od Dolian. Charakter proluviálneho materiálu je zhodný s materiálom spomínaných kužeľov, ale pribúda ružových až červenkastých kremencov tvoriacich základ angulárnych klastov. Úlomky hornín sú orbou rozvlečené po povrchu.

V *orešianskej depresii* dominuje kužeľ miestneho potoka v Dolných Orešanoch. Vyznačuje sa plochým tvarom vysokým do 3 – 4 m a výrazným obsahom svetlookrových kremencov v úlomkoch pri povrchu. Materiál kužeľa je málo opracovaný, silno piesčitý a zahlinený. V petrografickom zložení dominujú spomenuté kremence (80 – 90 %) a kremene, v menšej miere sú zastúpené kremité bridlice, amfibolity, fylity, chloritické bridlice a ruly.

Z *bíňovskej depresie* sú známe kužele Smolenického potoka zo Smolenickej Novej Vsi a Luhového potoka zo severného okraja Smoleníc. Oba ploché vložené kužele pozostávajú zo zahlinených polohrubých, v horných častiach telesa až veľmi hrubých poloopracovaných až opracovaných klastov štrkov a pieskov. Pod povrchovou vrstvou piesčitých hlín hrubou 0,5 m s obsahom tenkých polôh

drobnozrnných vápnitých štrčíkov sa nachádza vrstva zahlinených piesčitých, selektívne navetraných štrkov (Ø 2 – 5 cm) a úlomkov prevažne karbonatických hornín (dolomitov) a vápnitých pieskovcov hrubá len 1 – 3 m. Nepatrne sú zastúpené aj okrové kremence a kremeň. Občasné sférické oválne štrky karbonatických hornín v severnejšom kuželi pochádzajú zo zlepencov neogénu.

V severnom úseku úpätného pásma Malých Karpát sa plošne rozsiahlejšie proluviálne sedimenty nízkych kužeľov zistili len v Čachticiach. V obci sa zachovala ľavobrežná vetva plochého a terasovaného kužeľa Jablonky. Jeho sedimenty v tomto priestore nahradili staršiu fluviálnu terasovú akumuláciu Váhu a prstovite zasahujú do vrchných polôh jeho súvekej dnovej akumulácie. Podľa umelého odkryvu na hrane kužeľa je viditeľné, že proluviálne sedimenty sú pokryté vrstvou vrchnopleistocénnych spraší posledného štadiálu (W_3) hrubou 2 až 3 m. V sedimentoch prevládajú suboválne až subangulárne strednozrnné karbonatické zahlinené piesčité štrky, menej sú zastúpené neopracované úlomky vápnitých pieskovcov neogénu a rozličných druhov vápencov a dolomitov. Oválne až veľmi oválne sférické obliaky pochádzajú zo zlepencov neogénu. Sedimenty kužeľa okrem uvedeného odkryvu nikde nevystupujú na povrch. Ich báza sa pohybuje na úrovni –3 až +2 m vo vzťahu k úrovni nivy Váhu.

V pásme prechodu pahorkatiny do tabule sa vekovo zodpovedajúce kužele nevyvinuli. Prítomnosť týchto sedimentov pod najmladším sprašovým pokryvom sa predpokladá len v oblasti sv. od Cífera na pravobreží Ronavy.

Na ľavobreží Váhu v pásme styku jeho nivy s Považským Inovcom sa nízke kužele stačili vyvinúť vždy len na krátky čas, pretože vzápätí boli postgeneticky erodované a denudované laterálnou eróziou Váhu. Zachovali sa len 3 menšie, výrazne terasované zvyšky pôvodne rozsiahlejších kužeľov inoveckých prítokov Váhu v Moravanoch nad Váhom, Koplotovciach a v Hlohovci.

Dôkazom postgenetickej erózie a denudácie je zvyšok terasovaného kužeľa Striebornice v Moravanoch nad Váhom, pokrytý vrstvou spraší štadiálu W_3 a splachov hrubou do 2 m. V sedimentoch kužeľa ide o chaoticky deponovaný čerstvý hruboštrkovitý a úlomkovitý materiál miestnej znosovej oblasti, v ktorom petrograficky prevládajú dolomity a vápence nad kremencami a kryštalickými bridlicami. Báza štrkov kužeľa sa pohybuje od –3 do –1 m pod úrovňou nivy a jeho hrúbka bez sprašového pokryvu je 6 m.

Aj zo súvekého kužeľa južne od Koplotoviec sa vplyvom neskoršej laterálnej erózie Váhu zachovala len jeho najhrubšia, vrcholová časť. Sedimenty sa tu však akumulovali len opakujúcimi sa prívalovými vodami. Svedčí o tom ich chaotické usporiadanie a častá zmena zrnitostných frakcií. Situácia sa dá sledovať v odkryve poľnej cesty v jeho ľavej južnej časti. Z odkryvu je zrejmé, že kužeľ tvoria zahlinené piesčité štrky a úlomky. Obliakový materiál je stredno- až jemnozrnný. Často sa šošovkovite strieda s hrubopiesčitou frakciou. Je poloopracovaný až neopracovaný. Piesčité polohy prevažne sivej, sivohnedej až hnedej farby sú pravidelne šikmo zvrstvené. Obliakový materiál pochádza najmä zo sedimentov neogénu a v menšej miere aj z fluviálnych nánosov Váhu (striedanie polôh).

V materiáli pochádzajúcom zo zdrojovej bočnej dolinky petrograficky prevládajú kremence a vápence, vážsky materiál najčastejšie obsahuje granitoidy, kryštalické bridlice, kremence a kremenné pieskovce.

Proluviálne súvrstvie dosahuje hrúbku 10 – 15 m, pričom vrchná časť je posilnená o pokryv spraší štadiálu W_3 a splachov hrubý 2 – 3 m. V preplavených sprašiach najvrchnejšej časti kužeľa sa našli viaceré artefakty (najmä úlomky keramiky), znesené pravdepodobne prívalovými vodami z vyšších polôh úboče pohoria.

Plošne najväčší nízky kužeľ úpätia Považského Inovca sa zachoval v mieste vyústenia bezmenného potoka v Hlohovci. Je morfologicky málo výrazný a plynulo prechádza do povrchovej časti fluviálnych sedimentov Váhu. Má vyvinutý nadložný pokryv tvorený splachmi a sprašami, v hornej časti aj hlinito-kamenitými sutinami. V apikálnej časti, na rozdiel od ostatných kužeľov tohto pásma, badať len náznaky jeho laterálneho obmedzenia.

Materiál kužeľa pod sprašami je prevažne neopracovaný, obliaky sa vyskytujú len sporadicky. Obsahuje veľa piesku striedajúceho sa s ílovitými polohami. Petrograficky sú zastúpené horniny zdrojovej oblasti Inovca, predovšetkým karbonáty a kremence, ale aj granity a kryštalické bridlice. Kužeľ má centrálnu os dlhú do 1 km a v najhrubších častiach dosahuje hrúbku 7 m.

28 piesčité štrky, štrky a piesky dnovej akumulácie v nízkych terasách a v nivách (würm)

27a, b piesčité štrky, štrky a piesky dnovej akumulácie v nízkych terasách a v nivách (würm) s pokryvom: a) spraší, b) sprašových hlín a splachov (neskorý würm – holocén)

Najsúvislejšie a najrozsiahlejšie plochy rozšírenia fluviálnych sedimentov vrchného (mladého) pleistocénu v podobe dnovej akumulácie a jej zodpovedajúceho terasového vývoja sú v mapovanom regióne rozšírené v doline Váhu (Dolnovážska niva) a v dolinách jeho väčších pravostranných prítokov (Klanečnica, Holeška, Blava, Krupinský potok, Trnávka, Parná, Gidra, Vištucký a Šenkvický potok). Z južného a jz. okraja skúmaného územia reprezentovaného Podunajskou rovinou sem prináležia aj dnové akumulácie Čiernej vody a Malého Dunaja. Tvoria zároveň najvrchnejšiu, finálnu akumuláciu *stredného komplexu* „*dunajskej štrkovej série*“.

Na základe analógie a širších korelačných vzťahov s územiami ostatných pahorkatín Podunajskej nížiny (Vaškovský a Halouzka, 1976; Harčár et al., 1988; Halouzka in Nagy et al., 1998; Pristaš et al., 2000) tvoria fluviálne sedimenty nízkej *(abrahámskej)* terasy v rámci dnovej akumulácie samostatný, spravidla starší vrchnopleistocénny vývojový cyklus[17].

[17]Nízka terasa bola termínom *abrahámska terasa* označená na základe morfologického tvaru prejavujúceho sa ako výrazná erozívna hrana najmä v obci Abrahám. Tu sa vyhodnotili aj základné morfometrické parametre a geologické údaje, platné pre túto terasu na celom zmapovanom území. Tvaru terasy a jej plošnému rozsahu je prispôsobené situovanie uvedeného vidieckeho sídla.

Nízka terasa sa súvislejšie zachovala najmä na pravobreží Váhu. V podobe morfologicky výraznejšieho stupňa pokrytého sprašami lemuje západný okraj južnej časti nivy Váhu (obr. 38). V smere toku sa začína objavovať v Horných Lovčiciach a v južnom smere v postupne sa rozširujúcom pruhu prechádza cez Zavar, Križovany nad Váhom, Vlčkovce až po Opoj. Tam sa spája s nízkymi terasami Trnávky a Parnej. V Majcichove ju nakrátko prerušuje nižšia stredná terasa, ktorá tu zasahuje až k nive Váhu.



Obr. 38. Povrch nízkej *(abrahámskej)* terasy Váhu tvoria spraše najmladšieho štadiálu W_3 posledného glaciálu (lok. Veselé, foto J. Maglay).

Nízka terasa sa výrazne morfologicky objavuje opäť severne od Abraháma a priamo v Abraháme sa spája so súvekou terasou ľavobrežia Gidry. Tu nadobúda najvýraznejšiu morfologickú formu.

V doline Gidry sa nízke terasy zachovali obojbrežne od Cífera cez Slovenskú Novú Ves po Voderady a tam sa spájajú s terasou Ronavy. Od Voderád po Sládkovičovo pokračujú terasy Gidry pravobrežne. Na tomto území medzi Voderadmi, Pavlicami, Pustými Úľanmi a Sládkovičovom dosahuje nízka terasa najväčšie plošné rozmery z celého územia zmapovaného regiónu, pričom jej južný a jv. okraj je vo vzťahu k Podunajskej rovine tektonicky limitovaný.

Z pravostranných prítokov Váhu možno spomenúť nízke odkryté terasy Klanečnice v Mnešiciach a Novom Meste nad Váhom, súveké zakryté terasy Trnávky v Bíňovciach, a najmä v Trnave, terasy pravobrežia Parnej medzi Hornými Orešanmi a Suchou nad Parnou, resp. terasy v jej sútokovej oblasti s Trnávkou.

Na ľavobreží Váhu v úpätnom pásme Považského Inovca a Nitrianskej pahorkatiny sa fluviálna dnová akumulácia v zodpovedajúcom vývoji zachovala iba lokálne na malých plochách medzi Sokolovcami a Jalšovým a medzi Koplotovcami a Hlohovcom, ako aj priamo v Hlohovci.

Z morfometrických údajov spojených s analýzou reliéfu, z vrtov radu HM, JB, RH, vrtov kategórie cf, z vlastných vrtov radu TPM a z máp MGII (Kubeš et al., 2004) vyplýva, že vrchnopleistocénne terasy zaujímajú na celom študovanom území morfologicky najnižšiu pozíciu. Vrátane nadložného sprašového pokryvu dosahujú relatívnu výšku povrchu 5 – 6 m nad riečnymi nivami tokov na pravobreží Váhu a maximálne 7 – 8 m na jeho ľavobreží. Povrch sedimentov nízkych terás bez nadložného sprašového pokryvu sa pri Váhu pohybuje zväčša v relatívnej výške zodpovedajúcej úrovni povrchu jeho holocénnej nivy, prípadne aj mierne pod touto úrovňou. Na väčšine ostatných tokov je povrch nízkych terás bez pokryvu 3 – 4 m nad nivou.

Erozívna báza fluviálnych štrkov terás väčšiny hlavných tokov mapovaného územia sa nachádza približne na úrovni, resp. mierne nad úrovňou (0,5 – 1 m) bázy štrkov dnovej akumulácie. V horných úsekoch nív väčších malokarpatských potokov, v ktorých dnovú akumuláciu v plnom profile nahrádzajú holocénne nivné náplavy (Parná pod Hornými Orešanmi), sa báza „ostancov" štrkov nízkej terasy pohybuje v rozpätí okolo 1,5 – 2 m nad bázou štrkov a piesčitých hlín nivy.

Hrúbka piesčitých štrkov dnovej akumulácie v nive Váhu vplyvom nerovnosti iniciálneho dna a povrchu nivy, ako aj vplyvom mladej tektoniky mierne kolíše. Z máp vrtnej preskúmanosti a mapy hrúbky kvartéru (obr. 39) vyplýva, že sa pohybuje v rozmedzí 7 – 9 m a lokálne narastá na 10 – 12 m. V nízkych terasách dosahuje približne rovnaké hodnoty. Na ostatných tokoch sa hrúbka dnovej akumulácie pohybuje medzi 2 až 5 m a niekde sa táto akumulácia vôbec nezachovala.

Kvôli lepšiemu pochopeniu uvedených morfometrických údajov o nízkych terasách je potrebné poznamenať, že takmer všetky terasy sú pokryté 3 – 8 m hrubými vrstvami spraší vrátane fosílneho pôdneho horizontu PK-I (kolónka 27a). V Hlohovci tento pokryv pozostáva z vrstvy sprašových hlín a splachov hrubej 6 – 7 m (kolónka 27b). Povrch terás je prevažne plochý, len mierne zvlnený deflačnou, eolickou a deluviálno-fluviálnou činnosťou v neskorom glaciáli würmu a v holocéne.

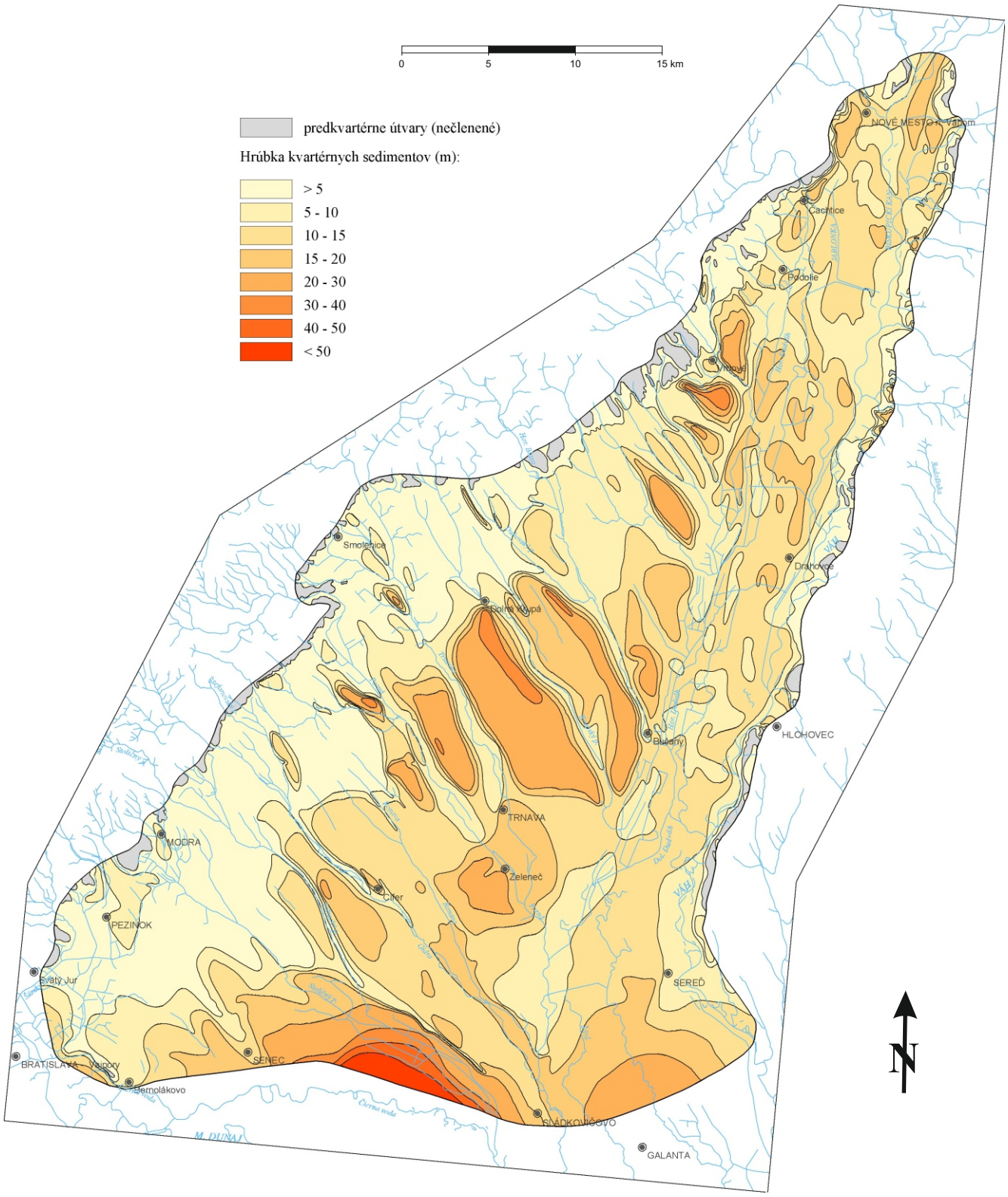
Morfologická pozícia terás je zrejmá najmä v miestach, kde terasy laterálne susedia so strednopleistocénnymi terasami, ako je to v južnej časti Trnavskej tabule. Ohraničenie nízkych terás oproti nivám je morfologicky výraznejšie v dôsledku prevažne ostrých prechodov nadložných spraší do nivných fluviálnych sedimentov.

Na základe štúdia vrtov sa zistilo, že sedimenty *abrahámskej terasy*, s výnimkou premenlivého pokryvu spraší, sprašových hlín, splachov a deluviálnych piesčitých sedimentov, sú litologicky i petrograficky zhodné so sedimentmi dno-

vej akumulácie tokov. Vyznačujú sa však polycyklickým vývojom fluviálnych sedimentov a preplavených spraší. Väčšinou ich tvoria nezvetrané, čerstvé, len občas selektívne navetrané, dobre opracované suboválne až oválne zvodnené piesčité štrky s telesami stredno- až hruborznných vytriedených pieskov sivej farby, ktoré v dnovej akumulácii Váhu prechádzajú do pieskov agradačných valov. Pokiaľ ide o zrnitosť, na Váhu prevládajú stredné až hrubé frakcie (Ø 2 až 7 cm), na báze miestami až veľmi hrubé [Ø 10 – 15 (18) cm]. Smerom na povrch dnovej výplne aj povrch terás sa jednotlivé frakcie zjemňujú. Pribúdajú drobné žltosivé piesčité štrčíky (Ø 1 – 2 cm) a rovnako pribúda aj piesčitá frakcia, ktorá v terasách Trnávky, Parnej a Gidry dosahuje až 60 %.

Z odvodenia z vrtov TPM-1 (Sládkovičovo) a TPM-14 (Zavar) vyplýva, že v nadloží zakrytých piesčito-štrkových fluviálnych sedimentov *abrahámskej terasy* vystupujú vymyté škvrnité, sivé a oranžovožlté stredno- až hrubozrnné fluviálne sľudnaté piesky so sivým vápnitým piesčitým ílom s výraznými limonitovými zátekmi, ako aj s výskytom drobných konkrécií $CaCO_3$. Nad touto vrstvou je hnedastá siltovito-ílovitá, slabo vápnitá až nevápnitá hlina (30 cm), pravdepodobne zodpovedajúca oglejenej fosílnej pôde PK-I. Tá smerom do nadložia prechádza do hnedastých až zelenkavých a sivastých prachovito-jemnopiesčitých, slabo vápnitých až ílovito-prachovitých hlín *močiarových spraší*, ktoré napríklad vo vrte TPM-1 obsahujú malakofaunu tvorenú pupilovo-kolumelovou a vodnou faunou (Kernátsová in Maglay et al., 2005). Dominantné zastúpenie majú chladnomilné terestrické druhy ako *Columella columella* (MART.), *Pupilla musc. densegyrata* LŽK. a *Vertigo genesii* (GRED.). Spoločenstvo vodnej fauny predstavuje močiarny systém mokrade, ktorá vznikla prostredníctvom zvýšenej zrážkovej činnosti alebo počas záplav v blízkosti väčšieho vodného toku. Taxóny ako *Gyraulus acronicus* (FÉRR.), *Galba truncatula* (MÜLL.), ale aj *Stagnicola palustris* (MÜLL.) a *Physa fontinalis* (L.), patria k prvkom vyskytujúcim sa v temporálnych vodách nížinného až pahorkatinného stupňa. Výskyt malakofauny v týchto sedimentoch sprevádzajú nálezy prevažne vlhkomilných druhov rastlín, napríklad *Chenopodium album* L., *Chenopodium hybridum* L. a *Polygonum aviculare* L. (Kernátsová a Vaněková in Maglay et al., l. c.).

Hrúbka tejto fácie môže výrazne varírovať, prípadne táto fácia úplne absentuje a je nahradená svetložltými ílovito-prachovitými, slabo piesčitými vápnitými hlinami typických spraší posledného štadiálu W_3 (kolónka 27a). Ich spoločenstvo mäkkýšov tvoria prevažne zástupcovia chladnej pupilovo-kolumelovej fauny. Spoločenstvo je druhovo chudobné, zložené z prvkov otvorenej krajiny a stredne vlhkých biotopov. Dominujú v ňom druhy ako *Succinella oblonga* (DRAP.), *Pupilla loessica* LŽK a *Pupilla muscorum densegyrata* LŽK. Na niektorých lokalitách sa objavuje predstaviteľ lesného spoločenstva *Vitrea crystallina* (MÜLL.), bežný v najmladších würmských sprašiach Podunajska (Kernátsová a Vaněková in Maglay et al., l. c.).



Obr. 39 Mapa hrúbky kvartéru Trnavskej pahorkatiny (Tkáčová a Tkáč, 2005).

V Hlohovci terasu pokrývajú piesčité nevápnité žltohnedé až hrdzavohnedé hliny s častými vrstvičkami alebo šošovkami pieskov (kolónka 27b).

Štrkovito-piesčitá dnová výplň tokov vystupuje priamo na povrch spod holocénneho nivného pokryvu len v miestach umelých odkryvov, reprezentovaných najmä ťažobnými jamami štrkovísk v Novom Meste nad Váhom-Zelenej vode, Jalšovom, Drahovciach, Leopoldove, Bučanoch (obr. 40), Koplotovciach, Hlohovci, Maduniciach, Dolnej Strede, Zeleniciach, Siladiciach, Senci, Veľkom Grobe – Pustých Úľanoch a i., alebo v miestach erodovaného a denudovaného holocénneho pokryvu dnovej akumulácie v širšej oblasti Čiernej vody. Väčšinou je však dnová akumulácia nesúvisle pokrytá würmsko-holocénnymi resedimentovanými štrkmi prikorytovej fácie, ale najmä holocénnymi nivnými hlinami a piesčitými hlinami povodňovej fácie.



Obr. 40. Piesčité štrky dnovej akumulácie v nive Váhu na štrkovisku v Bučanoch (foto J. Maglay).

Petrografické zloženie štrkov dnovej akumulácie a nízkych terás je najmä v prípade Váhu vysoko polymiktné. Prevahu majú žilné kremene, spodnotriasové kremence a kremité pieskovce (34 – 50 %). Nasledujú granity, granodiority, granitové pegmatity, granitové aplity, metamorfity (ruly a svory) a paleovulkanity (10 – 30 %). Hojné sú aj žilné kalcity, rohovce, arkózy, droby, kremité a vápnité pieskovce paleogénu a neogénu, rozličné druhy vápencov (organodetritické, sivé pelagické, hľuznaté sakokómové, rádiolóriové, piesčité, krinoidové, steinalmské, gutensteinské, wettersteinské) a dolomitov, permské pieskovce a pieskovce neogénu (3 – 10 %).

V terasách malokarpatských prítokov Váhu sú štrky viac piesčité, strednozrnné, sivej farby, s polohami stredno- až hrubozrnných vytriedených fluviálnych pieskov. Celkove je obliakový materiál drobný až strednej veľkosti. Petrograficky prevládajú kremence a kremene (Šenkvický potok, Gidra, Parná), karbonatické horniny (Trnávka, Blava, Holeška) a karbonatické horniny a pieskovce paleogénu a neogénu (Klanečnica).

Laterálne vzťahy *abrahámskej terasy* k dnovej akumulácii a bezprostredne staršej nižšej strednej terase vyjadrujú kvartérne geologické rezy.

26 piesky (sporadicky drobné štrky) agradačných valov (würm)

Osobitnú kategóriu vrchnopleistocénnych sedimentov najmä v sedimentačnom priestore nivy Váhu tvoria fluviálne až čiastočne fluviálno-eolické piesky agradačných valov. Tieto sedimenty sú úzko geneticky späté so sedimentmi dnovej akumulácie. Tým, že sú deponované v jej vrchných polohách, prípadne bezprostredne na povrchu, predstavujú finálne štádium a zároveň jednu z jej výraznejších fácií.

Ide o pôvodne ucelené pásmo, resp. systém prikorytových valov, ktoré sa neskôr v dôsledku laterálnej erózie migrujúcich tokov rozčlenili na sled viac-menej izolovaných plochých piesčitých telies – miernych vyvýšenín vo forme presypov, resp. nepravidelných ostrovov. Všetky tieto formy reliéfu prevyšujú povrch holocénnej nivy o 2 – 3 m. Takéto telesá nachádzame po oboch stranách toku Váhu, no najmä na jeho pravobreží. Plošne najrozsiahlejšie sú pozostatky valov pri Ducovom a Seredi-Hornom Čepeni. Najpočetnejšie maloplošné výskyty sú medzi Leopoldovom a Siladicami.

Sedimenty agradačných valov pozostávajú zo zreteľne zvrstvených fluviálnych sivých až okrových, zväčša vápnitých jemnozrnných až strednozrnných pieskov s polohami hrubozrnnej frakcie, ojedinele na báze s prítomnosťou drobných štrčíkov s priemerom 0,5 – 1 cm. Piesky boli vo vrchných častiach v podmienkach suchšej klímy čiastočne eolicky redeponované. Pri vlhkých pieskoch prevláda hnedožltá a žltá farba.

Na rozdiel od eolických pieskov, fluviálne piesky nevytvárajú strmšie formy, sú tmavšie a hrubozrnnejšie.

Hrúbka akumulácie sa najčastejšie pohybuje v rozmedzí 1 – 7 m (Pristaš in Tkáčová et al., 1996).

dunajská štrková séria: piesčité štrky vrchnej časti stredného komplexu (riss v celku) – len v litostratigrafickej kolónke

Vrchnopleistocénne fluviálne akumulácie na území s poklesovou pohybovou tendenciou, akým je aj priľahlá časť Podunajskej roviny medzi Sencom a Sládkovičovom (čiastočne až po Sereď), tvoria najvyššiu časť opísaného *stredného súvrstvia,* resp. *stredného komplexu dunajskej štrkovej série*. Akumulácie tu budujú podložie riečnych nív Malého Dunaja a jeho prítokov.

Litologicky sú sedimenty vrchnej finálnej časti súvrstvia tvorené zvodnenými, dobre vytriedenými a opracovanými, prevažne hrubšími piesčitými štrkmi a pieskami, ktoré dominujú najmä na povrchu. Štrkový materiál sa vyznačuje charakteristickým hrdzavohnedým až hnedožltým a sivým sfarbením. V nadloží pieskov sú vyvinuté hlinité, ale najmä hlinito-piesčité a piesčité nivné sedimenty.

V petrografickom zložení štrkov Malého Dunaja podľa Horniša (1987) prevládajú kremence a kremene. Nepatrne sú zastúpené granitoidy, kryštalické bridlice, vápence a pieskovce.

V okolí Čiernej vody západne od Jurského Šúru vystupujú piesčité štrky *stredného komplexu* priamo na povrch, obdobne ako v „jadre" Žitného ostrova (mimo zmapovaného regiónu). Ostatné výskyty predstavujú umelé odkryvy v podobe štrkovísk (Senec).

Hrúbka vrchnej časti *stredného súvrstvia* medzi Sencom a Sládkovičovom je asi 10 – 12 m. Tým sa toto súvrstvie stotožňuje s dnovou akumuláciou.

25 jemnozrnné piesky s krátkym eolickým transportom (neskorý würm)

Tieto sedimenty predstavujú charakteristický morfologický a čiastočne aj špecifický genetický typ finálnej vrchnopleistocénnej eolickej sedimentácie. Kvôli svojmu morfologickému tvaru uloženia v podobe presypov sú naviate piesky charakteristickým genetickým typom kvartérnych sedimentov a prvkom reliéfu. Ich výskyty sa viažu na nižšie položené rovinaté časti územia, teda aj na styk Podunajskej roviny s okrajovými pahorkatinami v pásme pozdĺž tokov Váhu a Malého Dunaja. Na zmapovanom území sú naviate piesky väčšinou uložené na fluviálnych sedimentoch dnových akumulácií tokov a s ich pieskami majú úzku genetickú spätosť. Mimo zobrazeného územia sa vyskytujú aj na nízkych a čiastočne stredných terasách Nitrianskej pahorkatiny.

Z okrajových častí Podunajskej roviny na zmapované územie zasahuje pásmo naviatych pieskov až do južnej časti Dolnovážskej nivy medzi Sereďou, Sládkovičovom a Galantou a do priestoru južne od Trnavskej tabule medzi Sencom a Sládkovičovom. Ich rozsah a početnosť výskytov sa v nive Váhu smerom na sever zmenšuje, až sa napokon úplne vytrácajú.

Morfológia presypov je veľmi zložitá. Prevládajú podlhovasté, parabolické a oblúkovité presypy. Ich orientácia je veľmi deformovaná erozívnou činnosťou bočných potokov, a najmä laterálnou eróziou Váhu a Dudváhu.

Hrúbka presypov nie je rovnaká, pohybuje sa v rozmedzí 2 – 4,5 m, maximálne 6 m. Najmenšiu hrúbku (2,5 m) majú piesky previate na krátku vzdialenosť z agradačných valov (kolónka 26). Najväčšie plochy sa zaznamenali v Reci, sv. od Veľkej Mače, západne od Serede a sz. od Galanty. Výška presypov je miestami 2 – 4 m, maximálne 6 m nad okolitým terénom (Mačianske vŕšky medzi Sládkovičovom a Sereďou).

Z hľadiska zrnitosti sú naviate piesky prevažne veľmi jemnozrnné, ale aj strednozrnné, občas lokálne hlinité. Prevláda frakcia 0,5 – 0,25 mm. Piesky sú

pórovité a sypké, no miestami sú v nich prítomné hrubšie zrná a drobné štrčíky, ale aj prachovité častice. Zrná piesku sú všeobecne dobre opracované a ich vytriedenie sa zvyšuje s dĺžkou transportu. Majú svetložltú, žltú až hnedastú farbu, často sú druhotne vybielené a miestami zvrstvené. Vrstvovitosť v podobe krížového zvrstvenia je často zvýraznená zrnitostným zložením a železitou zložkou, ale aj občasnými striedajúcimi sa polohami previatych humusových pôd. V mineralogickom zložení pieskov dominuje kremeň.

Podľa Kernátsovej (in Pristaš et al., 2000) obsahujú piesky presypov bežnú sprašovú malakofaunu najmladšieho štadiálu W_3. Tvoria ju druhy *Succinea oblonga* (DRAP.), *Vallonia tenuilabris* (BR.), ale aj spoločenstvo studenej boreálno-alpínskej malakofauny s *Columella columella* (MART.), *Pupilla muscorun densegyrata* (LOŽEK) a ich sprevádzajúce druhy *Trichia hispida* (LINNÉ). V spodnej časti presypov Kernátsová (in Pristaš et al., l. c.) uvádza nárast vlhkomilnejších druhov s *Chochlicopa lubrica* (MÜLL.), *Vallonia enniensis* (GRED.), *Succinea putris* (LINNÉ), *Vitrea crystalina* (MÜLL.) a *Vertigo pygmaea* (DRAP.).

Väčšia časť presypov sa sformovala v období neskorého glaciálu, no ich previevanie prebieha aj v recente.

24 prachovité hliny – spraše s polohami fosílnych pôd PK-I, PK-II (würm) – len v reze

23 prachovité, sporadicky jemne piesčité hliny – spraše (würm)

Spraše a humusové fosílne pôdy najmladšieho klimaticko-sedimentárneho cyklu pleistocénu tvoria hlavnú, povrchovú časť pokryvu sprašových komplexov a v zmapovanom regióne majú najväčšie plošné a objemové rozšírenie. Najsúvislejšie pokryvy vytvárajú na tabuľovej časti Trnavskej pahorkatiny, ale nachádzajú sa aj na priľahlých okrajových častiach Považského Inovca (obr. 41**)** a čiastočne Malých Karpát[18].

Ležia na predkvartérnych sedimentoch, na starších sedimentoch kvartéru alebo na starších sprašiach. V oblasti Trnavskej pahorkatiny okrem fluviálnych sedimentov terás pravobrežia Váhu vrátane terás a kužeľov jeho malokarpatských prítokov pokrývajú aj väčšinu jej východne a jv. orientovaných svahov. Zatiaľ čo východnú úboč Malých Karpát pokrývajú spraše len čiastočne, v jej severnej časti od Vrbového po Trenčianske Bohuslavice západná úboč Považského Inovca vrátane zachovaných terás Váhu a terasovaných kužeľov jeho inoveckých prítokov je oveľa výraznejšie pokrytá sprašami. Na priľahlej časti Nitrianskej pa-

[18]Je potrebné poznamenať, že na základe najnovšieho výskumu majú spraše v oblasti Trnavskej pahorkatiny plošne menšie rozšírenie, ako sa udávalo v minulosti. Spraše sa nezachovali napríklad na rozsiahlych náplavových kužeľoch priúpätného pásma Malých Karpát, deponovaných do väčšiny čiastkových neotektonických depresií tohto pásma. Odkryté kužele často siahajú ďaleko do oblasti pahorkatiny. Spraše absentujú rovnako aj v južnom a strednom úseku priľahlého pásma Malých Karpát. Odkryté sú aj najvyššie časti pahorkatiny, prípadne sa tu namiesto spraší vyvinuli sprašové hliny. Na ostatných exponovanejších miestach pahorkatiny výrazne klesá aj hrúbka spraší.

horkatiny sa zachovali najmä sprašové hliny (kolónka 22). Sprašové pokryvy absentujú na kužeľoch priúpätného pásma Malých Karpát, na ich úpätí, na exponovaných častiach pahorkatiny, a najmä na miestach v rozsahu holocénnych nív všetkých tokov tak, ako sú zobrazené na geologickej mape.



Obr. 41. Typické spraše s častými vložkami piesčitých spraší a sprašovitých hlín, charakteristické pre západné úpätie Považského Inovca (lok. Banka pri Piešťanoch, foto J. Maglay).

Spraše a ich deriváty majú okrem svojho stratigrafického významu aj reliéfotvorný význam, pretože ich súčasné akumulačné formy zakrývajú alebo zahladzujú disekciu iniciálneho štruktúrno-tektonického predkvartérneho aj kvartérneho reliéfu. Prejavuje sa to napríklad ich väčšou hrúbkou na záveterných svahoch a vo výplniach starých úvalín, rovnomerným pokryvom plôch povrchu strednopleistocénnych riečnych terás a náplavových kužeľov a zvýšenou hrúbkou na prechode starších terasových stupňov do mladších (Ložek, 1963; Šajgalík, 1967). Naopak, samotné úložné pomery spraší závisia od vplyvu pôvodného reliéfu, ako aj od pleistocénnych klimatických výkyvov a tým sa stávajú veľmi komplikovanými.

Na mierne zvlnenom až takmer rovnom reliéfe podložných riečnych terás a plochých náplavových kužeľov sa vyvinuli sprašové komplexy. Sú uložené zväčša subhorizontálne v hrúbke 6 – 18 (20) m. Na svahoch a ostatných viac exponovaných častiach pahorkatiny, Považského Inovca a Čachtických Karpát majú akumulácie spraší zložitejší šupinovitý typ úložných pomerov s veľmi premenlivou hrúbkou sprašových sérií, 5 až 15 m, resp. 2 – 10 m. Tento typ často prechádza do úvalinového typu vývoja (Vaškovský, 1977; obr. 42).



Obr. 42. Typické spraše s fosílnymi pôdami v úvalinovom vývoji na mezozoických horninách *tatrika* priľahlej časti Považského Inovca (lok. opustený lom Dubník pri Hlohovci, foto J. Maglay).

Problematika stavby a zloženia spraší sa podrobne študovala a spracovala na viacerých lokalitách územia. V minulosti to boli najmä hliniská lokalít Hradlo – Búdy a Mnešice pri Novom Meste nad Váhom (Kukla et al., 1962; Vaškovský, 1970, 1977; Šajgalík, 1976; Ložek a Tyráček, 1960), Moravany nad Váhom (Ložek a Prošek in Ambrož et al., 1952; Pelíšek, 1952), Banka (Prošek a Ložek, 1953), Vlčkovce a Žlkovce (Bárta et al., 1962), Trnava (Vaškovská, 1965) a Senec (Halouzka, 1968; Schmidt, 1971; Halouzka a Schmidt, 1979). Na túto problematiku boli zamerané aj výskumy Vaškovského (1971), Schmidta (1975), Kernátsovej (in Kováč et al., 1991a; in Maglay et al., 1997) a Halouzku (in Kováč et al., 1996). Najnovšie výsledky o paleoekosystémoch spraší posledného glaciálu podávajú v archívnej správe Kernátsová a Vaněková (2005).

Bázu sedimentov vrchnopleistocénneho sprašového komplexu spravidla tvorí slabo humózna a slabo vápnitá ílovitá hlina svetlohnedej, hnedej až červenkastej farby s obsahom preplavených zrniek kremeňa. Prináleží ešte k vrchným polohám posledného interglaciálneho fosílneho pôdneho komplexu PK-III (kolónka 31). Na iných miestach býva nahradená humóznejšou hnedou pôdou, prípadne je táto fosílna pôda úplne erodovaná. Na fluviálnych sedimentoch terás Váhu bázu tvorí vápnitá až slabo vápnitá svetlosivá až sivohnedá prachovito-piesčitá hlina so sivými a hnedými ílovitými zátekmi, reprezentujúca povrchovú povodňovú fáciu.

Na bazálnych sedimentoch leží 0,2 – 1 m hrubý pokryv slabšie vyvinutých eolických až eolicko-deluviálnych sivožltých až okrovožltých periglaciálnych

vápnitých 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 zdvojený fosílny pôdny komplex PK-II (brörup) interštadiálu W_1/W_2. Jeho pôdy vystupujú na všetkých uvedených lokalitách a zachytili ich aj vrty radu TPM (Maglay et al., 2005) a radu JB. Komplex tvoria v severnejších častiach územia zdvojené hnedozeme, resp. len ich splachy (Kukla a Ložek, 1962), v južnejších častiach prevažujú hnedé černozeme. V pôdnom horizonte prevláda čiastočne preplavená striatovo-tridensová fauna indikujúca mierne teplejšie a vlhkejšie obdobie v severnej časti územia. Podľa humusového horizontu južných častí územia vyznačujúceho sa drobnohrudkovitou štruktúrou so zvýšeným obsahom organických látok, s výskytom pseudomycélií a prítomnosťou karbonátov sa pôda vyvíjala v pomerne suchom a mierne teplom klimatickom období.

V nadloží fosílnej pôdy PK-II ležia spraše stredného štadiálu W_2. Mimo zmapovaného územia tvoria hlavnú masu sprašového pokryvu, ale na študovanom území pahorkatiny a tabule vrátane svahov pohorí ich hrúbka výrazne klesá na 2 – 5 m. Na báze stredného komplexu sa vyskytujú preplástky až výrazné polohy piesčitých splachov, prípadne sú tieto splachy prítomné aj v hlavnej mase. V tejto mase sa podľa Halouzku a Schmidta (1979) nachádza aj medzipoloha humóznych hlinitých splachov až slabo výraznej humóznej fosílnej pôdy s hrúbkou do 10 cm. Spraše zastupuje prachovitá hlina žltej až svetložltej farby s vysokým obsahom (39,1 – 75,2 %) zŕn hrubého prachu (0,01 – 0,005 mm). Obsah humusu je veľmi nízky, občas pribúdajú polohy so zvýšenou prímesou jemnozrnného piesku. Karbonáty sa nachádzajú vo forme pseudomycélií, žiliek a drobných konkrécií. Mimo polôh splachov sú spraše nevrstvovité, menej však držia stĺpovitú odlučnosť.

Bazálna časť stredného sprašového komplexu obsahuje pupilovú faunu s prvkami striatovej fauny, vrchná časť kolumelovú a pupilovú faunu s občasným výskytom striatovej fauny. Zastúpenie malakofauny v sprašiach poukazuje na ich sedimentáciu v podmienkach sprašovej stepi s ojedinelým výskytom parkových lesov.

Nad komplexom spraší W_2 sa sporadicky zachovali fosílne parahnedozeme, resp. málo intenzívne iniciálne hnedozeme, a na juhu územia aj 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 polohy so zníženým obsahom $CaCO_3$, resp. naopak, so zvýšeným obsahom, ako poloha konkrécií v mieste iluviálneho horizontu. Pôdny horizont je slabo oglejený a má hrudkovitú štruktúru. Okrem pseudomycélií sa tu nachádzajú uhlíky a zvyšky malakofau-

ny tvorenej pupilovo-tridensovou faunou spolu s prvkami vlhkejšej ariantovej fauny (Kernátsová et al., 2005). Dominantné zastúpenie majú najmä druhy *Helicopsis striata* (MÜLL.), *Chondrula tridens* MÜLL., *Pupilla triplicata* (ROSS.), *Pupilla bigranata* (ROSS.) a *Vallonia costata* (MÜLL.). Na pôdotvorné procesy poukazuje najmä zvýšený obsah Al_2O_3, Fe_2O_3 a znížený obsah CaO a MgO.

Začlenenie tohto fosílneho pôdneho horizontu do interštadiálu W_2/W_3 potvrdzuje aj rádiometrické datovanie uhlíka metódou ^{14}C z odkryvu v Moravanoch nad Váhom na 21 300 až 23 000 r. BP (pred súčasnosťou) (Bárta, 1966), ako aj novšie datovanie uhlíka metódou AMS na lokalite Kaplná na 31 350 ± 350 r. BP, ktoré uvádzajú Kernátsová a Vaněková (in Kernátsová et al., 2005).

V nadloží fosílnej pôdy PK-I sa vyvinul finálny (vrchný) sprašový komplex najmladšieho štadiálu W_3 tvoriaci povrchovú stavbu všetkých miest na študovanom území, kde sa spraše zaznamenali. Spraše tohto štadiálu sa vyznačujú kolísavou hrúbkou medzi 4 – 6 m, na nízkej terase Váhu až do 10 m na starších terasách a kužeľoch tabule. Na záveterných svahoch môžu ojedinele dosiahnuť hrúbku až 15 m. Na svahoch pohorí ich hrúbka kolíše ešte výraznejšie a odhadom sa pohybuje od 1 do 8 m[19].

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 ide o piesčito-prachovité hliny s obsahom veľmi jemného piesku (15 až 30 %), hrubého prachu (35 – 56 %) a ílovitej frakcie (do 13 %) (Vaškovská, 1970). Spraše sa vyznačujú stredným až vysokým koeficientom mikroagregácie. Sú vápnité až veľmi vápnité, s obsahom $CaCO_3$ 11,5 –26 % a sú slabo humózne. Karbonáty majú rozličné formy. Buď sú rozptýlené, alebo sa koncentrujú vo forme pseudomycélií, ale najmä vo forme konkrécií, ktoré sa nachádzajú v spodných častiach pôdnych horizontov. Na zmapovanom území sa pri týchto sprašiach zaznamenala zmena v zrnitostnom zložení, pórovitosti a obsahu uhličitanov aj v horizontálnom smere. Na náveterných stranách, ako aj v blízkosti neogénneho, ale aj mezozoického a paleozoického podložia na okrajoch pohorí v sprašiach pribúda jemne piesčitej frakcie a znižuje sa vápnitosť. Spraše sú zväčša nevrstvovité, homogénne a na stenách odkryvov majú stĺpovitú odlučnosť.

Na báze sprašového pokryvu v oblasti Považského Inovca a Čachtických Karpát takmer pravidelne vystupujú hlinito-kamenité deluviálne sedimenty alebo ich kombinácie s piesčito-hlinitými splachmi s úlomkami hornín (obr. 43). Na iných exponovaných miestach s intenzívnou eróziou vystupujú na povrch horizonty s množstvom vápnitých konkrécií.

[19]Vrchnopleistocénne a strednopleistocénne sprašové komplexy vrátane horizontov fosílnych pôd dosahujú na území Trnavskej pahorkatiny občas pozoruhodnú hrúbku. V oblasti JE Jaslovské Bohunice (Kováč et al., 1991) sa ich hrúbka na plošinách a chrbtoch úvalín pohybuje v rozmedzí 14 až 20 m a na svahoch a dnách úvalín 9 – 12 m. Smerom na západ k Podmalokarpatskej pahorkatine sa hrúbka spraší zmenšuje na 12 – 16 m (Vaškovský, 1970) a v oblasti pahorkatiny dosahuje 0 – 9 m. Ojedinele sa aj v oblasti pahorkatiny stretávame s hrúbkou prevyšujúcou 20 m (vrt TPM-29; Maglay et al., 2005).

Charakteristickým znakom najmladších spraší je aj výskyt typickej malakofauny. V spraši ach staršej fázy posledného štadiálu würmu pozorujeme existenciu tzv. disharmonického spoločenstva (Musil, 1997). Tvoria ho tak druhy teplejšej, tridensovo-striatovej fauny, ako aj výrazne chladnomilné druhy boreálno-alpínskeho spoločenstva, ako je Columella *columella* (MART.), *Pupilla muscorum densegyrata* (LŽK) a *Vallonia tenuilabris* (BRAUN). Výrazná klimatická zmena sa v spoločenstve mäkkýšov prejavuje aj prítomnosťou ekologickej rasy *Succinella oblonga elongata* (BRAUN).



Obr. 43. Hlinito-kamenité až piesčito-kamenité deluviálne sedimenty v podloží sprašových pokryvov (lok. Sokolovce, foto J. Maglay).

Spraše mladšej fázy posledného štadiálu würmu (Kernátsová et al., 2005) sa vyznačujú prítomnosťou prvkov chladnomilnej pupilovo-kolumelovej fauny s výrazným zastúpením vyhynutých druhov, ako je *Vertigo percedentata* (BRAUN),

Pupilla loessica (LŽK) a *Pupilla muscorum densegyrata* (LŽK), ku ktorým sa pripájajú *Pupilla muscorum* (L.), *Clausilia dubia* (DRAP.), *Pupilla sterri* (VTH) a mezofilné prvky ako *Succinella oblonga* (DRAP.) a *Trichia hispida* (L.). Ich početná prítomnosť v spraši poukazuje na vlhkejšie klimatické oscilácie. Spraše posledného štadiálu würmu na lokalite Igram sú na základe datovania ulít druhu *Succinella oblonga* (DRAP) metódou AMS zaradené do obdobia 16 030 ± 80 r. BP.

Z obdobia chladnejšej a vlhkej fázy neskorého glaciálu datovaného ulitami druhu *Succinella oblonga* (DRAP) metódou AMS na 11 510 ± 60 r. BP poznáme spraše obsahujúce terestrickú a vodnú malakofaunu, ako aj lastúrničky rodu *Candona* a početné nálezy vlhkomilných rastlín, napríklad *Chenopodium* sp., *Nymphaea* sp. alebo *Sparangium* sp. (Viničné-ihrisko).

Všetky najmladšie spraše sú pri povrchu poznačené postgenetickými vápnitými splachmi zväčšujúcimi ich hrúbku. Vápnité splachy prináležia k zeminám podobným sprašiam, vizuálne pripomínajú spraše a geneticky na ne priamo nadväzujú. Označujú sa ako sprašovité hliny. Vznikli z pôvodného sprašového, resp. piesčito-sprašového substrátu v období po sedimentácii spraší v postglaciáli. Ich genéza prebiehala paralelne s tvorbou pôdnych horizontov, ktorých kontinuálny vývoj často narúšala kombinácia svahových a iných exogénnych procesov (splach, ron, výmoľová erózia a i.). Vplyvom týchto procesov etapovite resedimentoval nielen pôdny pokryv, ale aj samotný sprašový materiál s alochtónnym pieskom a detritom, ktorý sa do spraší primiešal pri ich navievaní zo svahov.

Na odkryvoch sa splachy prejavujú drobnou vrstvovitosťou spôsobenou tenkými striedajúcimi sa humóznymi a karbonátovými horizontmi, ako aj železitými a mangánovými nátekmi recentných aj subrecentných plošných zmyvov.

Sprašovité hliny sú v tomto regióne veľmi rozšírené. Pre veľkú podobnosť s typickými sprašami nie sú na geologickej mape zvlášť vyčlenené. Sprašovité hliny sa vyskytujú vo variabilnej hrúbke, 2 – 4 m, všade tam, kde sa vyskytujú spraše (Pelíšek, 1972; Ložek, 1973).

22 sprašové hliny s polohami spraší a solifluovaných sedimentov podložia (neskorý würm)

Sprašové hliny tvoria prechodný typ sedimentov medzi sprašami (kolónka 23) a polygenetickými svahovými hlinami (kolónka 19). Na zmapovanom území majú pomerne veľké plošné zastúpenie. Vyvinuli a zachovali sa najmä na sz. svahoch Podmalokarpatskej pahorkatiny orientovaných smerom do čiastkových neotektonických depresií priúpätného pásma Malých Karpát. Okrem predkvartérneho podložia pokrývajú aj niektoré úseky spodno- a strednopleistocénnych náplavových kužeľov.

Sprašové hliny sa začínajú objavovať od línie Senec – Chorvátsky Grob a ich pokryvy pokračujú cez vysokú *šenkvickú kryhu* do Šenkvíc a ďalej smerom na

Vištuk, Budmerice, Štefanovú a Dlhú. Na sever od Dlhej sú zväčša nahradené sprašami a zaberajú len severne orientované svahy pahorkatiny. Výraznejšie a na väčších plochách sa opäť objavujú až medzi Bolerázom a Trstínom a odtiaľ pokračujú v prerušovanom pásme po úpätí Malých Karpát na SV až po Čachtice.

Na úpätnom pásme Považského Inovca sa zachovali väčšinou spraše. Výskyt sprašových hlín je doložený len z okolia Kálnice, kde pokrývajú viacgeneračný náplavový kužeľ. Veľké plochy pokrytia sprašovými hlinami sú známe až z priľahlej časti Nitrianskej pahorkatiny od Hlohovca po Šintavu a Šoporňu. Na týchto miestach pokrývajú aj nižšie stredné terasy Váhu.

Hrúbka sprašových hlín je veľmi premenlivá. Najväčšia je na úpätiach svahov. Tam tieto hliny tvoria miestami až úpätné deluviálne plášte s hrúbkou do 7 m. Výraznejšia hrúbka je aj v dolných častiach svahov úvalín, na okrajoch telies kužeľov, prípadne v medzikužeľových priestoroch. Tam sa najčastejšie pohybuje od 2 do 5 m.

Sprašové hliny majú morfológiu i habitus podobné sprašiam, ale ich genéza má odlišný charakter. Z litologických charakteristík a úložných pomerov vyplýva, že eolický prenos a akumulácia boli obdobné ako v prípade spraší, ale postsedimentačné prostredie bolo vlhkejšie. Nenastalo zosprašnenie, ale zahlinenie, pri ktorom prevládali najmä pedogenetické procesy sprevádzané odvápnením a zvýšením podielu ílovej hmoty, pričom $CaCO_3$ bol nahradený FeO_3.

Dominujúcou zložkou v sprašových hlinách je ílovitá frakcia a frakcia prachu až hrubého prachu. Miestami majú sprašový charakter alebo obsahujú prachovité polohy. Typická stĺpovitá odlučnosť a presadavosť charakteristická pre sprašové komplexy v nich absentuje. Majú malú pórovitosť. V dôsledku cyklického opakovania procesov erózie a sedimentácie a s tým súvisiaceho pravidelného obnovovania expozície svahov sú sprašové hliny do veľkej miery poznačené litologickým zložením podložných sedimentov. Hojný je v nich výskyt solifluovaných polôh neogénnych pieskov, drobných štrkov (Šenkvice, Vištuk, Dolná Krupá a i.), a najmä ílov. V bazálnych častiach obsahujú vložky soliflukčných svahovín.

Farba sedimentov je žltosivá, žltohnedá, hnedá až hrdzavosivá. Štruktúra je listovitá, hrudkovitá a hranolčekovitá. Hojne sa v nich vyskytujú drobnejšie Fe a Mn konkrécie, ojedinele aj drobnejšie konkrécie, sivé povlaky, kliny a záteky podmienené procesmi ilimerizácie. Faunisticky sú sterilné. Vrchná humusovo-hlinitá časť je výsledkom pôsobenia subrecentných pedogenetických procesov pretvorená na hnedozem (Ložek, 1973; Šajgalík a Modlitba, 1983).

PLEISTOCÉN – HOLOCÉN

Kvartérne uloženiny tohto prechodného obdobia neodrážajú samostatný vývojový cyklus, ale poukazujú na kontinuálny prechod niektorých genetických procesov kvartérneho vývoja z obdobia posledného glaciálu cez postglaciálne obdobie holocénu až do subrecentu.

Toto obdobie reprezentuje najmä vznik a neskorší vývoj celého radu deluviálnych sedimentov – sutín a svahovín v rozličných varietach, ale aj deluviálno-fluviálnych splachov, deluviálno-proluviálnych výplavov a čiastočne aj eolických presypov. Akumulácie zväčša tvorí komplex deluviálnych (polygenetických) hlín, hlinito-kamenitých, hlinito-štrkovitých a hlinito-piesčitých až ílovitých svahových sedimentov. Vystupujú na rozličných, zväčša strmších formách reliéfu úpätných pásiem priľahlých pohorí, na miestach okolia výstupov predkvartérnych hornín, ale aj na úpätiach svahov a v dnách pahorkatinných úvalín. Vývoj svahovín a ich kombinácií prebiehal v tomto regióne počas celého obdobia kvartéru, no zachovali sa len najmladšie sedimenty.

21 eolické sedimenty: piesčité spraše s polohami jemnozrnných pieskov v presypoch (neskorý würm – holocén)

Sedimenty predstavujú novovyčlenený špecifický genetický a reliéfotvorný prvok kvartérnej akumulácie študovaného územia. Ich početné výskyty sa objavujú na povrchu spraší uložených na stredných a nízkych terasách jv. zakončenia Trnavskej tabule a na priľahlých častiach nív Gidry a Váhu. Takmer všetky výskyty sa nachádzajú v priestore medzi Hrnčiarovcami, Cíferom, Slovenskou Novou Vsou, Sládkovičovom a Majcichovom. Ojedinele boli identifikované aj na SV od Trnavy, smerom na Bučany a Malženice.

Uvedené sedimenty tvoria prechodný typ medzi sprašami a naviatymi pieskami. Vyskytujú sa v podobe podlhovastých, parabolických a občas aj oblúkovitých presypov vytvárajúcich morfologicky nápadné pahorky sz.-jv. smeru. Z odkryvu vo Voderadoch a z vrtov TPM-1 a TPM-3A (Maglay et al., 2005) sa zistilo, že telesá presypov pozostávajú v celom profile z drobnorytmicky zvrstvených polôh sivožltých a piesčitých spraší, jemnozrnných svetlosivých pieskov, okrových až svetlohnedých jemnozrnných hlinitých pieskov až tmavosivých humusových hlín pri povrchu, prípadne z výrazne bielych vápnitých polôh spraší. Všetky tieto vrstvičky hrubé 1 – 5 cm sa v pravidelných intervaloch striedajú. Väčšina polôh je vápnitá, len tmavosivé polohy humusových hlín sú slabo vápnité.

Hrúbka tohto typu presypov v ich hrebeňových (osových) častiach nie je rovnaká. Väčšinou sa pohybuje v rozmedzí 2,5 – 7 m (niva Gidry) a najvyššie hodnoty, 10 – 17 m, dosahuje v presypoch na SZ od Voderád.

Vzhľadom na to, že presypy vznikli previevaním z povrchu vrchnopleistocénnych spraší aj z povrchu finálnych členov dnovej akumulácie v období neskorého glaciálu a postglaciálu a napokon aj v holocéne až recente, ich zaradenie do prechodného obdobia pleistocén – holocén je zodpovedajúce.

20 piesčité hliny až hlinité piesky s ojedinelými úlomkami hornín (würm – holocén)

Deluviálne hlinito-piesčité sedimenty predstavujú jeden z prechodných litotypov svahovín a sutín. Na študovanom území majú len ohraničené rozšírenie, pretože svojimi výskytmi indikujú prítomnosť neogénnych pieskov a pieskovcov v blízkosti podložia spraší a sprašových hlín. Občas lemujú aj plochy rozšírenia hlinito-kamenitých svahovín ako ich distálna zložka.

Vyskytujú sa na strmších a exponovaných svahoch Podmalokarpatskej pahorkatiny, priľahlej časti Nitrianskej pahorkatiny medzi Hlohovcom a Šintavou, v úpätných častiach Malých Karpát medzi Vrbovým a Trstínom aj v centre pahorkatiny pri Zvončíne (Ružová a Vlčia dolina), pri Boleráze a Dolnej Krupej (pozri geologickú mapu).

Litofaciálne zloženie hlinito-piesčitých sedimentov je poznačené okolitými výstupmi piesčitých neogénnych sedimentov, resedimentovaných spraší, sprašových hlín a polygenetických svahových hlín. Ide o sivé, sivožlté, hnedasté a hnedé odvápnené piesčité hliny až hlinité piesky, ktorých hrúbka nepresahuje 5 m. Stratigraficky patria do obdobia najmladšieho pleistocénu a spodného holocénu. Ich kontinuálnu stavbu narúša erózia a vložky sedimentov geneticky blízkych variet, s ktorými tvoria časté litofaciálne prechody (kolónky 19 – 13).

19 polygenetické svahové hliny, sporadicky piesčité, s obsahom drobných štrkov a úlomkov (würm – holocén)

Svahové hliny tvoria prechodný genetický litotyp medzi sprašovými hlinami (kolónka 22) a ostatnými varietami deluviálnych sutín a svahovín (kolónky 20, 18, 17), prípadne deluviálno-fluviálnych splachov (kolónky 14, 13). Geneticky však priamo nadväzujú na sprašové hliny. Obdobne ako predchádzajúce sedimenty, aj svahové hliny majú ohraničené rozšírenie a špecifické postavenie. Na rozdiel od čiastočne vizuálne podobných deluviálno-fluviálnych splachových sedimentov, viazaných najmä na dná úvalín a suchých dolín, sa tento typ sedimentov vyskytuje vo väčšej miere na mierne uklonených svahoch, v úpätných častiach exponovaných svahov a na povrchoch medziúvalinových chrbtov Podmalokarpatskej pahorkatiny.

Najväčšie plochy rozšírenia polygenetických hlín sa zaznamenali na severných a južných svahoch Šarkana (274 m n. m.) jz. od Dolnej Krupej, na svahoch pravobrežia zúženej časti doliny Trnávky medzi Bolerázom a Bohdanovcami nad Trnavou, na úpätí Malých Karpát v okolí Kočína a Trstína, ale najmä na juhu územia medzi Chorvátskym Grobom a Veľkým Bielom. V porovnaní s inými svahovými sedimentmi táto akumulácia nedosahuje veľkú rozlohu.

Litofaciálne zloženie hlinitých sedimentov je poznačené okolitými výstupmi ílov, piesčitých ílov a čiastočne pieskov neogénu, výstupmi resedimetovaných spraší a sprašových hlín, prípadne iných variet deluviálnych sedimentov. Sedi-

menty sú reprezentované prevažne rozličnými odvápnenými hlinami, od silno humusových po prachovité a sporadicky jemne piesčité, s detritom aj bez detritu. Ich farba má mnoho odtieňov, od sivej cez sivožltú a žltohnedú až po svetlohnedú a hrdzavohnedú.

Genéza svahových hlín je výsledkom kombinácie mnohých procesov. Bazálnu, jemne piesčitú hlinu tvoria produkty zvetrávania materskej horniny in situ a neskôr bola narušená soliflukciou. Stredná, hlinito-ílovitá časť má morfológiu i habitus podobné sprašovým hlinám. Z litologickej charakteristiky a úložných pomerov vyplýva, že išlo o eolický prenos i akumuláciu, ale postsedimentačné prostredie bolo vlhkejšie. V hline je badateľný pohyb hmôt po svahu, sprevádzaný intraformačnými splachmi.

Vrchná, humusovo-hlinitá časť sedimentov je výsledkom pôsobenia subrecentných pedogenetických procesov. Bola pretvorená na hnedozem. Hrúbka polygenetických svahových hlín je variabilná, ale na väčšine územia nepresahuje 6 m. Len medzi Veľkým Bielom a Sencom dosahuje až 10 m.

18 resedimentované hlinité a piesčito-hlinité štrky svahovín (würm – holocén)

Tieto svahové sedimenty lemujú výstupy morfologicky vyššie položených starších pleistocénnych proluviálnych aj fluviálnych akumulácií na pahorkatine a výstupy sedimentov neogénu v zlepencovom (jablonické zlepence – kolónka 66), prípadne piesčito-štrkovom vývoji na okraji Malých Karpát. Výskyty na väčších plochách sa zaznamenali severne od Šalaperskej hory (174 m n. m.) a medzi Chorvátskym Grobom a Veľkým Bielom, kde sú sčasti pokryté svahovými hlinami. Severnejšie výskyty sa nachádzajú na svahoch v okolí eróznych zvyškov spodnopleistocénnych kužeľov v okolí Šenkvíc a Vištuku (obr. 44), v okolí kužeľov medzi Dubovou a Budmericami, v okolí výstupov neogénu na kóte Šarkan (274 m n. m.), južne od Naháča, v pásme od Trstína po Dechtice a pri Vrbovom.

Sedimenty pozostávajú z intenzívne zahlinených štrkov a pieskov zvlečených na svahy. Formovali sa pôsobením ronu, splachu a soliflukcie a sú poznačené litologickým zložením podložných neogénnych sedimentov a sedimentov kvartérnych kužeľov. Hliny majú miestami sprašový charakter, sú piesčité, ílovité, občas obsahujú aj polohy s drobnými úlomkami hornín a polohy pieskov. Farba hlín je žltosivá, hnedá a hrdzavohnedá, štruktúra listovitá, hrudkovitá a hranolčekovitá. Faunisticky sú sterilné. Spravidla sú odvápnené alebo slabo vápnité. Hrúbka hlinito-štrkovitých sedimentov je 2 – 8 m.

17 hlinito-kamenité (sporadicky piesčito-kamenité) svahoviny a sutiny (würm – holocén)

Na rozdiel od iných, zväčša podhorských a horských regiónov, kde táto akumulácia tvorí plošne aj objemovo najrozsiahlejší litotyp, sa na území pahorkatiny tieto sedimenty vyskytujú len sporadicky. Výraznejšie pokryvy (plášte) sa zacho-



Obr. 44. Deluviálne piesčito-hlinité štrky, redeponované z eróznych zvyškov sedimentov vysokých kužeľov (lok. Šenkvice-strelnica, foto J. Maglay).

vali na svahoch úpätia priľahlých častí Malých Karpát a Považského Inovca (obr. 45). Sporadicky lemujú aj výstupy neogénnych pieskovcov pozdĺž strmších zlomových svahov priľahlej časti Nitrianskej pahorkatiny medzi Hlohovcom a Šintavou a výstupy podložia na miestach vyšších krýh Trnavskej pahorkatiny. Na svahoch pohorí, najmä Považského Inovca, sa staršie svahoviny nachádzajú aj na báze sprašových pokryvov.

Ide prevažne o erózno-gravitačné sutiny vzniknuté zvetrávaním podložných hornín kryštalinika, mezozoika a neogénu a ich následným posúvaním v smere spádnice po svahu ronom, soliflukciou a gravitačnými pohybmi, prípadne aj blokovými sklzmi. Hliny a piesčité hliny tohto litogenetického subtypu obsahujú premenlivé množstvo úlomkov hornín až blokov, ktoré v nich často prevládajú. Hlinito-kamenité sedimenty sú vcelku zložené zo sivých, sivohnedých až čokoládovohnedých hlín s premenlivým podielom ostrohrannej drviny, miestami gravitačných blokov mezozoických vápencov, dolomitov a granitoidov, migmatitov, rúl a svorov. Petrografické zloženie úlomkov hornín závisí od zdrojovej oblasti. V profiloch odkryvov sa miestami dajú identifikovať dve nevýrazné súvrstvia. V spodnej časti sú sedimenty obyčajne viac kamenité a blokovité, v nadloží viac hlinité a úlomkovité, s preplavenými polohami jemných zemín, hlín a humóznych hlinitých pôdnych sedimentov. V okolí granitoidov Malých Karpát sú viac piesčité.



Obr. 45. Piesčito-kamenité svahoviny tvorené zvetranými úlomkami granitov (lok. Hlohovec-Vrchné kamenné hory, foto J. Maglay).

Hrúbka hlinito-kamenitých a piesčito-kamenitých svahovín je premenlivá a závisí od expozície a sklonu svahov. Celkove prevláda hrúbka 2 – 3 m a zväčša nepresahuje 5 m. Na geologickej mape sú vyznačené len svahoviny s hrúbkou, ktorá odhadom prevyšuje 2 m.

16 piesčité hliny: a) so štrkmi; b) s úlomkami hornín v dejekčných kužeľoch (würm – holocén)

15 hliny, piesčité hliny až hlinité piesky v dejekčných kužeľoch (neskorý würm – holocén)

Deluviálno-proluviálne sedimenty deponované vo forme ronových kužeľov sa vyskytujú priebežne na celomz mapovanom území v početnom zastúpení, ale na malých plochách. Na Trnavskej tabuli a Podmalokarpatskej pahorkatine sa vyskytujú v miestach vyústenia bočných suchých úvalín, malých úvalinovitých doliniek a výmoľov do nív malokarpatských potokov. Na hrane sprašovej tabule ústia do nivy Váhu. Na úpätiach Malých Karpát a Považského Inovca sú zasa situované v miestach vyústenia suchých a občas prietočných dolín, výmoľov a žľabov buď priamo do nivy Váhu, alebo na povrch nižších stredných terás pokrytých sprašami (kolónka 32a, úsek Vrbové – Čachtice).

Morfologicky sa prejavujú ako strmšie výnosové kužele väčšinou veľmi malých rozmerov. Všetky kužele sú produktom sporadických jarných prívalových

vôd vynášajúcich soliflukčno-deluviálny a deluviálno-fluviálny materiál na krátku vzdialenosť. Litologická náplň telies je totožná s náplňou deluviálno-fluviálnych splachov výplne úvalín, dolín a výmoľov (kolónky 14, 13), na ktoré geneticky nadväzujú. Líšia sa len formou uloženia.

Kužele v oblasti sprašovej tabule tvorí prevažne hlinitý, hlinito-ílovitý až hlinito-piesčitý materiál, prinášaný prevažne občasnými bahnotokmi a kalovými vodami (kolónka 15). V oblasti vyšších častí pahorkatiny a na úpätiach pohorí sa charakter sedimentov mení. Pri zakončeniach úvalín vybiehajúcich zo starých kužeľov pleistocénu alebo zo zlepencov a štrkov neogénu dejekčné kužele tvorí hlinito-štrkovitý, chaoticky uložený materiál (kolónka 16a). Pri zakončeniach úvalín a dolín vybiehajúcich z pohorí ich tvorí hlinito-kamenitý až hlinito-piesčito-kamenitý, chaoticky uložený lokálny úlomkovitý materiál prinášaný občasnými prívalovými vodami (kolónka 16b). Okrem primárnych štrkov je materiál neopracovaný. V často strmých telesách kužeľov je možné objaviť zóny splachnutých spraší bez prítomnosti úlomkov hornín striedajúce sa s piesčitými, resp. iba drobnoštrkovitými zónami. Hrúbka akumulácií sa pohybuje do 3 – 6 m.

Formovanie kužeľov sa začalo v neskorom glaciáli, no podstatná časť telies sa vyvinula až v období holocénu. Sedimentačne je miestami spätá s formovaním nivného krytu.

14 splachové (ronové) hliny, piesčité hliny so štrkmi a štrky (neskorý würm – holocén)

13 splachové (ronové) hliny, piesčité a ílovité hliny, ojedinele s úlomkami hornín (neskorý würm – holocén)

Výskyt uvedeného typu sedimentov je v tomto regióne veľmi častý. Okrem plôch s pokryvom nivných sedimentov je táto akumulácia priebežne rozšírená po celom území. Deluviálno-fluviálne sedimenty tvoria bezprostredné pokračovanie nív v smere proti toku do úvalín a záverov úvalinovitých dolín. Tvoria prechodnú fáciu medzi nivnými a svahovými sedimentmi. Na Trnavskej tabuli a Podmalokarpatskej pahorkatine, teda na miestach s plošne rozsiahlym výskytom spraší, sprašových hlín a iných svahovín vypĺňajú dná všetkých úvalín. Sú sústredené do nepravidelných, veľmi dlhých a tenkých línií, končiacich sa buď kontinuálnym prechodom do fluviálnych holocénnych nív (kolónka 6), alebo do opísaných výnosových (dejekčných) kužeľov (kolónky 16, 15).

Okrem území so sprašovým pokryvom sa sedimenty nachádzajú aj v dnách dolín bez aktívneho toku alebo plošne rozsiahlejšie na úpätiach miernych svahov ako prechodná fácia medzi svahovými a nivnými sedimentmi.

Väčšinou ide o akumulácie jemných, plošne (ronovo) spláchnutých častí vyššie položeného pôdneho pokryvu a jeho materského substrátu tvoreného sprašami, sprašovitými a sprašovými hlinami, hlinami, pieskami a ílmi, v miestach recentnej výmoľovej erózie aj štrkmi a úlomkami hornín neogénu. Spláchnuté

môžu byť aj svahové sedimenty premiestnené na krátku vzdialenosť, prípadne sedimenty pochádzajúce zo starších kvartérnych akumulácií proluviálnych kužeľov.

Plošné splachy prechádzajú občas na strmších svahoch úvalín do výmoľovej erózie. Tým sa narúšajú nielen pôdy, prípadne spraš̌ový profil, ale aj podložné pieskovo-ílové a štrkové, pieskovcovo-ílovcové a zlepencové súvrstvia neogénu. To zapríčiňuje v splachoch lokálnu prítomnosť jemne piesčitých a ílovitých polôh s ojedinelými štrčíkmi a vápnitými konkréciami (kolónka 14).

Deluviálno-fluviálne sedimenty sú na spraš̌ovej tabuli tvorené ílovitými hlinami až piesčitými hlinami s prímesou premiestnených spraší a miestami s polohami preplavených holocénnych černozemných pôd (kolónka 13). Na pahorkatine a v pohoriach vo všeobecnosti pribúdajú v sedimentoch piesčité hliny, štrky a úlomky hornín. V niektorých prípadoch štrky dominujú. Materiál je všeobecne slabo vytriedený, občas zvrstvený. Najväčšia hrúbka splachov sa predpokladá v úvalinách Trnavskej pahorkatiny, kde dosahujú 1 – 3 m. V doline Váhu sa zaznamenali splachy najmä na povrchu spraš̌ového pokryvu rozsiahlejších fluviálnych terasových akumulácií na jeho pravobreží.

12 hliny, piesčité hliny až hlinité štrky s úlomkami hornín vo vyšších nivných náplavových kužeľoch (neskorý würm – holocén)

Medzi prechodnú pleistocénno-holocénnu akumuláciu sa zaraďujú aj proluviálne sedimenty tých náplavových kužeľov, ktorých deponovanie sa začalo evidentne v neskorom glaciáli würmu, no podstatná časť ich telies sa sformovala v období holocénu. Všeobecne je počet takýchto kužeľov veľmi nízky a aj z celého mapovaného územia sa ich podarilo identifikovať len málo.

Na rozdiel od všetkých uvedených starších kužeľov sa vyššie nivné kužele viažu najmä na západnú úboč Považského Inovca. Vyskytujú sa na 2 lokalitách v miestach vyústenia bočných dolín s aktívnym tokom do nivy Váhu. Na juhovýchodnej úboči Malých Karpát sa súveké sedimenty vyskytujú v 3 telesách malých rozmerov jz. od Dolných Orešian.

Kužele úpätia Považského Inovca sú plošne väčšie. Svojimi rozmermi zvlášť vyniká zdvojený kužeľ Kálnického a Rybnického potoka siahajúci z Kálnice asi 2 km do nivy Váhu po Rakoľuby a Kočovce. Vo vrchných častiach je kužeľ viac morfologicky výrazný a pri PD Kálnica dokonca v mladšom holocéne mierne terasovaný. Distálna časť je málo výrazná a plynulo prechádza do nivy Váhu. Kužeľ južne od Koplotoviec je dlhý asi 500 m, je plošne menší, užší a morfologicky málo výrazný. Na niektorých miestach jeho distálnej časti badať náznaky laterálneho obmedzenia Váhom.

Oba kužele, na rozdiel od starších kužeľov, nemajú vyvinutý nadložný pokryv spraší, resp. spraš̌ových hlín, splachov, prípadne hlinito-kamenitých sutín. Tvoria ich len piesčité hliny s množstvom drobnozrnných úlomkov. V Kálnici pribúdajú na povrchu aj hrubšie štrky. Materiál telies je prevažne poloopracova-

ný, ale v kuželi Kálnického potoka sa hojnejšie vyskytujú aj opracované štrky. Materiál obsahuje veľa piesku striedajúceho sa s ílovitými polohami. Štrky a úlomky sú chaoticky premiešané s piesčitou frakciou a hlinami. Petrograficky ide o horniny zdrojovej oblasti Považského Inovca, predovšetkým o karbonáty a kremence (kužeľ južne od Koplotoviec), ale aj o rozličné kryštalické bridlice, permské pieskovce, kremence, žilný kremeň a karbonáty (kužeľ v Kálnici).

Kužele sú sedimentačne úzko späté s formovaním nivného krytu, preto v najhrubších častiach dosahujú hrúbku len 7 m a ich povrch vystupuje maximálne 5 m nad úrovňou nív.

Maloplošné kužele pri Dolných Orešanoch sú strmšie, morfologicky nápadnejšie, ale ich okraje sú soliflukčne rozvlečené do nižších polôh čiastkových depresií. Tvorí ich chaoticky uložený kamenito-hlinito-piesčitý materiál s množstvom angulárnych úlomkov prevažne kremencov a kryštalických bridlíc siahajúcich až po povrch telies.

11 hliny, piesčité hliny, hlinité piesky až jemnozrnné štrky nadnivných terás (neskorý würm – holocén)

Uvedené terasové akumulácie sa zistili v oblasti Trnavskej tabule len na pravobreží Parnej v pásme od Bieleho Kostola cez Hrnčiarovce po Zeleneč a na pravobreží Trnávky od južného okraja Trnavy (miestna časť Tulipán) po jv. okraj Modranky.

Ide o morfologicky nenápadný terasový stupeň, nepravidelne obmedzený neskoršou holocénnou laterálnou eróziou, vystupujúci asi 1,5 – 2 m nad povrchom nív. Akumulácie terasy netvoria výraznú hranu, len pozvoľný, okom viditeľný prechod do nivnej povodňovej fácie. Tylový okraj terás je čiastočne pokrytý vápnitými splachmi zo spraší, občas sú na povrchu vyvinuté aj plytké úvaliny vyplnené deluviálno-fluviálnymi hlinito-piesčitými splachmi. Väčšiu časť povrchu tvoria recentné pôdy. Šírka terás je maximálne 500 m.

Materiál nadnivných terás tvoria prevažne stredno- až hrubopiesčité hliny s občasnými drobnými štrkmi, nachádzajúcimi sa vplyvom orby aj na povrchu. Petrograficky v štrkoch Trnávky prevládajú karbonatické horniny, v štrkoch Parnej kremence. V piesčito-hlinitom materiáli sa v Hrnčiarovciach objavujú aj pôdy s vysokým obsahom humusu.

Terasy predstavujú finálnu zložku zväčša povodňovej akumulácie neskorého würmu až preboreálu, terasovanú ešte pred atlantikom. Ide teda o najmladšie členy dnovej akumulácie tokov.

HOLOCÉN

Najmladšie obdobie kvartéru (postglaciál) tvorí zatiaľ posledný samostatný vývojový cyklus kvartérnej sedimentácie. Na území Trnavskej pahorkatiny sedimenty holocénu reprezentuje najmä litofaciálne pestrý, laterálne sa meniaci po-

vrchový (povodňový) nivný kryt dnovej akumulácie Váhu (vrátane Dudváhu), Čiernej vody, Malého Dunaja a dnových akumulácií ich prítokov. Okrem toho nivné sedimenty tvoria aj samostatnú výplň dna dolín menších potokov a tokov dolných častí úvalín v takej podobe, ako sú zobrazené na geologickej mape. Nivy sú spestrené fluviálnymi až fluviálno-organickými sedimentmi tvoriacimi výplň mŕtvych ramien, prípadne v lokálnych podmáčaných depresiách organogénnymi sedimentmi rašelinísk slatinného typu (Jurský Šúr, Pusté Úľany, Modra a i.). V blízkosti subrecentného laterálneho dosahu väčších tokov sú odhalené aj ďalšie litofácie nivného pokryvu, ako sú napríklad resedimentované piesčité štrky (Dolnovážska niva).

V oblasti pahorkatiny a pohorí, resp. v ich prechodných zónach sa deponovali proluviálne sedimenty rozličných typov nivných náplavových kužeľov.

Výpočet sedimentov najmladšieho obdobia kvartéru uzatvárajú recentné antropogénne sedimenty v podobe skládok domového a priemyselného odpadu, stavebných násypov a iných navážok a háld.

10 povodňové hliny a íly nivnej fácie s polohami humóznych pôd (preboreál – atlantik) – len v reze

Podstatnú časť náplne fluviálnych nivných sedimentov povrchového krytu dnovej akumulácie (kolónky 6, 5, 4) tvoria hlinito-piesčité, ílovité a hlinité povodňové sedimenty. Ich hrúbka v dôsledku recentných vertikálnych pohybov neotektonických blokov výrazne kolíše medzi 2 – 6 m.

Na báze toto súvrstvie tvoria zväčša sivé ílovité hliny a ílovité piesky, smerom k aktívnemu toku aj resedimentované štrky vrchných polôh dnovej akumulácie. Na uvedených sedimentoch bázy súvrstvia je vo väčšine nív tokov študovaného územia, ale najmä v nivách Váhu (Dudváhu), Čiernej vody a ich väčších malokarpatských prítokov sformovaný a zachovaný výrazný tmavosivý až čierny humózny horizont nivnej pôdy pochovanej mladšími náplavmi (kolónka 10). Vzhľadom na to, že tento pôdny horizont je zvyčajne pre vodu nepriepustný, spôsobuje miestami napätú hladinu spodnej vody. V lokálnych depresných častiach nív aj v častiach s celkovým hrubším súvrstvím holocénneho krytu, ako napríklad v nive Váhu severne od Hlohovca alebo južne od Serede, je uvedený pôdny horizont ešte nápadnejší a dosahuje hrúbku až 1 m.

Všeobecne ide o ílovito-hlinitú dekalcifikovanú pôdu s vysokým obsahom organickej hmoty a humusu, až do 17 – 19 %. Pôda má znaky oglejenia, má charakteristické ploché póry (zriedkavejšie kanálikovité biopóry) a trhliny. Medzi novotvarmi je typická prítomnosť drobných čiernych a tmavosivých vložiek. Ojedinele sa tu nachádzajú červenohnedé noduly, vyskytujú sa aj hnedé škvrny s málo výraznými kontúrami.

Tento fosílny pôdny horizont nikde nevystupuje na povrch.

9 hlinité štrky s úlomkami hornín v nivných a ronových kužeľoch

8 hlinité a piesčité štrky, piesky a štrky v nivných náplavových kužeľoch

7 hliny, piesky a piesčité hliny s úlomkami hornín v nivných náplavových kužeľoch

Sedimenty nivných kužeľov sú syngenetické s fluviálnymi nivnými pokryvmi opísanými v ďalšom texte (kolónky 6, 5, 4), ktoré priamo na ne nadväzujú. Všetky kužele sa nachádzajú priebežne v miestach zmien spádovej krivky tokov, spravidla pri ich vyústení do nív väčších dolín. Materiál kužeľov buď prekrýva sedimenty nivného krytu väčšiny hlavných tokov územia, alebo sa do nich prstovite vkliňuje. Takúto situáciu možno sledovať po oboch okrajoch nivy Váhu, no najmä na jej ľavobreží v miestach vyústenia potokov z Považského Inovca a čiastočne z okrajovej časti Nitrianskej pahorkatiny. V tomto pásme sa plošne väčšie nivné kužele nachádzajú v Beckove, medzi Kočovcami a Novou Vsou nad Váhom, v Hrádku, Lúke, Modrovke a Moravanoch nad Váhom. Plošne menšie kužele sa zachovali v južnejšom úseku v Ratnovciach a Jalšovom. Z nivných kužeľov vybiehajúcich z okraja Nitrianskej pahorkatiny vyniká najmä kužeľ Hlohovníka jv. od Šintavy.

Pravobrežie Váhu sa vyznačuje jednak menším počtom, jednak menšou plochou nivných kužeľov vybiehajúcich z tabuľovej časti Trnavskej pahorkatiny priamo do nivy Váhu. Najsevernejšie výskyty sú v Čachticiach a Podolí, južnejšie je vyvinutý kužeľ Holešky v Kravanoch a na okrajovej hrane tabule sú to kužele v Dubovanoch, Žlkovciach a Bučanoch.

Špecifickú depozíciu súvekých proluviálnych sedimentov možno sledovať v Častkovciach, Podolí, Ostrove, ale najmä medzi Vrbovým a Šterusmi. Všade tam je materiál lokálnych sezónnych tokov deponovaný na povrch stredných a vrchných terás pravobrežia Váhu. Kužele medzi Vrbovým a Šterusmi sú zložené a dosahujú väčšie rozmery. V celom svojom rozsahu tvoria vrchné polohy sprašového pokryvu vrchných terás.

V lokálnych čiastkových depresiách priúpätného pásma Malých Karpát sa nivné kužele vytvorili len sporadicky, a to v Dechticiach, Smoleniciach, Modre a Viničnom. Z okraja pahorkatiny a centrálnej časti *Dunajskej panvy* (Podunajská rovina) sú známe pomerne rozsiahle nivné kužele Šenkvického potoka a potoka od osady Martin severne od Senca.

Všetky nivné kužele sú ploché, vejárovité a morfologicky zväčša ťažko rozoznateľné, majú postupný spád a splývajú so sedimentmi nív. Obsahujú veľa hlinitej zložky (najmä na povrchu) a od nivných sedimentov sa často odlišujú len vizuálne, prípadne prítomnosťou preplavených drobných úlomkov hornín, resp. drobných obliakov na povrchu. Distálne zóny kužeľov sú často podmáčané a ich okolie v nivách je poznačené prítomnosťou hnilokalových hlín.

Na základe granulometrického zloženia materiálu sa členia zhruba na tri základné podtypy, pričom tieto podtypy môžu do seba vzájomne prechádzať.

Proluviálne štrky, piesky a hlinité štrky s úlomkami hornín v podobe nevytriedeného materiálu horninovej drviny s prímesou preplavených hlín a štrkov sú rozšírené najmä v miestach vyústenia dolín z okrajových častí pohorí. Ide najmä o kratšie a strmšie doliny s občasným tokom. Takéto kužele sú spravidla lepšie rozoznateľné, sú strmšie a kratšie (kolónka 9). Často prechádzajú aj do ronových kužeľov (kolónka 16). Ich hrúbka sa pohybuje od 3 do 6 m.

Kužele, ktorých materiál je zložený prevažne z chaoticky naplavených piesčito-štrkovitých a hlinitých sedimentov s menším podielom preplavenej neopracovanej horninovej drviny, sú plošne rozsiahlejšie a nižšie (kolónka 8). Nachádzajú sa v miestach vyústenia dlhších horských, prípadne úvalinovitých dolín do nív väčších tokov. Ich hrúbka je podobná ako v predchádzajúcom podtype.

Proluviálne sedimenty zastúpené hlinami, pieskami a piesčitými hlinami sú rozšírené najmä na styku tabuľovej časti pahorkatiny s nivami, prípadne na styku pahorkatiny s terasami, ktoré tieto sedimenty pokrývajú (kolónka 7). Tvoria plošne najrozsiahlejšie výplavy, zložené prevažne z jemnozrnných sedimentov podložia kvartéru a zo samotných kvartérnych sedimentov, najmä preplavených spraší. Zväčša ide o diageneticky málo pozmenené svetložlté a sivožlté hliny s polohami pieskov a piesčitých hlín. Materiál je odvápnený, resp. slabo vápnitý, občas sa vyskytujú aj preplavené vápnité konkrécie. Hrúbka akumulácie sa pohybuje od 1 do 8 m.

6, 6a litofaciálne nečlenené hliny, piesčité hliny, hlinité piesky až štrky dolinných nív riek a potokov; 6a) detto (vrchný holocén)

Ide o najmladšie fluviálne akumulácie vystupujúce v podobe dolinných nív riek a potokov. Nivné sedimenty tvoria podstatnú časť povrchového krytu dnovej akumulácie Váhu (Dudváhu), Holešky, Blavy, Trnávky, Parnej, Gidry, Čiernej vody, Malého Dunaja a ich väčších prítokov, akými sú napr. Výtok, Krupský, Stoličný, Vištucký a Šenkvický potok a i. Pri menších potokoch, prameniacich buď priamo na Trnavskej pahorkatine, alebo v okolitých pohoriach, vypĺňajú nivné sedimenty celý priečny profil ich dolinných nív. V suchých úvalinovitých dolinách Trnavskej pahorkatiny prechádzajú často kontinuálne do deluviálno-fluviálnych splachov (kolónky 14, 13).

Plošne najrozsiahlejší a objemovo najväčší výskyt uvedených sedimentov sa zistil v Dolnovážskej nive a v časti Podunajskej roviny zobrazenej na mape (niva Čiernej vody a Malého Dunaja). Nivné sedimenty tu tvoria litofaciálne najpestrejšie a laterálne aj horizontálne sa meniace súvrstvie. Ich genéza je spätá predovšetkým s intenzitou zmien hydrodynamického režimu tokov územia. Vplyvom povodňových vĺn a prívalových vôd sa v priebehu holocénu často menila hydrografická sieť. Prejavovalo sa to pomerne rýchlo sa meniacim mikroreliéfom nív a veľmi komplikovanou stavbou a litofaciálnym zložením sedimentov

nivnej fácie. Napriek tomu pozorujeme určitú zákonitosť v mechanickej diferenciácii zrnitostného zloženia sedimentov. Prejavuje sa v postupnom zjemňovaní materiálu smerom od súčasných korýt k okrajovým častiam.

Nivné sedimenty ležia čiastočne diskordantne na piesčitých štrkoch (pieskoch) dnových akumulácií (kolónka 28) a miestami aj na pieskoch agradačných valov (kolónka 26). Ich vertikálny sled je v uvedených nivách zhruba rovnaký.

Na báze toto súvrstvie tvoria zväčša sivé ílovité hliny, lokálne nahradené sivozeleným ílovitým glejovým horizontom. Inde sa na báze zachovali ílovité piesky a smerom k aktívnemu toku aj resedimentované štrky a piesky vrchných polôh dnovej akumulácie (kolónka 4). V hornej časti hlín sa občas môžu vyskytovať nesúdržné drobné konkrécie $CaCO_3$, prípadne nesúvislé tenké vápnité polohy s hrúbkou 1 – 5 cm. Celý bazálny horizont, ak sa vyskytuje, dosahuje hrúbku 0,5 – 1,5 m.

Na sedimentoch nivnej bázy je vyvinutý tmavosivý až čierny humózny horizont pochovanej nivnej pôdy (kolónka 10), ktorý dosahuje hrúbku extrémne až 1 m. Horizont miestami podmieňuje napätú hladinu spodnej vody.

V nadloží pochovanej pôdy sú rozšírené litologicky pestrejšie, väčšinou hlinité, prachovité a ílovité (menej piesčité) humózne sedimenty nivnej fácie, ktoré sa vyznačujú najväčším plošným rozšírením a dominujú už aj v povrchovej stavbe nív menších tokov. Zväčša sú slabo vrstvovité, občas s náznakmi horizontálneho zvrstvenia odrážajúceho dynamiku povodňových vĺn. Ich hrúbka sa pohybuje medzi 0,5 – 1,5 (2) m. Miestami obsahujú vložky organických slatinných sedimentov. Obsah humusu sa pohybuje v intervale od 0,1 do 1 %. Typickým znakom nivných sedimentov väčších tokov je výskyt karbonátov, ktoré sa nachádzajú najmä vo forme mikrokonkrécií, nodúl a úlomkov. Sedimenty vrchného horizontu majú najčastejšie sivé, tmavosivé a hnedosivé sfarbenie.

Celková hrúbka nivných sedimentov hlavných tokov nie je rovnaká. Pohybuje sa od 1,5 do 3 m, na Váhu maximálne do 4,5 m.

Nivné sedimenty potokov okrajových horských častí územia buduje málo vytriedený, chaoticky uložený hlinito-štrkovitý materiál. Ak sa v ňom vyskytuje horizont povrchových nivných pôd, tak býva často prerušený šošovkami pieskov s obsahom drobných (Ø 0,5 cm) štrčíkov a úlomkov. Hrúbka nivných hlín klesá na 0,5 m a ďalej do pohorí (mimo zmapovaného regiónu) sú hliny v celom profile nahradené piesčitými hlinami s kamenitým detritom.

Obdobná situácia je aj pri ďalších menších potokoch prameniacich priamo v pahorkatine. Nivné sedimenty sú tu vyvinuté najčastejšie v podobe piesčitých hlín s drobnými štrčíkmi a úlomkami. Občas sa vyskytujú len hlinité, prípadne len piesčité polohy. Spodný glejový redukčný horizont je tu pomerne hrubý (0,5 až 1 m). Hlinito-piesčitá nivná akumulácia tu dosahuje hrúbku až 4 m.

Na fluviálnych sedimentoch nív sú z väčšej časti sformované recentné pôdy.

V priestore centrálnej časti *Dunajskej panvy*, z ktorej na študované územie zasahuje zodpovedajúca časť Podunajskej roviny, sa v súvislosti s Dunajom nivné

sedimenty označujú ako *vrchné súvrstvie (vrchný komplex).* Na geologickej mape toto súvrstvie odráža predovšetkým hydrodynamické zmeny Dunaja a Malého Dunaja.

5, 5a nivné, jemne piesčité hliny až jemnozrnné piesky povodňovej fácie; a) detto (vrchný holocén)

Ide o zvlášť vyčlenenú litofaciálnu zložku nivnej fácie riečnych sedimentov, ktorá má geologickú pozíciu zodpovedajúcu pozícii uvedených dolinných nív. Sedimenty sú deponované jednak na štrkoch dnovej akumulácie, jednak na nivných sedimentoch. Takto sa zachovali najmä v pozícii nižšej nivy, kde tvoria subfáciu prikorytových plytčín širšieho prerušovaného lemu Váhu v rámci jeho súčasného toku (5a) od Trenčianskych Bohuslavíc po Šintavu v lokalitách medzi Považanmi a Hôrkou nad Váhom, pri Moravanoch nad Váhom, pri Hlohovci a inde. Miestami tvoria aj segmenty agradačných valov (kolónka 26).

Z hľadiska zrnitosti sú povodňové piesky nivnej fácie jemnozrnné až prachovité a veľmi zahlinené. Niekde prevládajú piesčité a prachovité hliny. Sedimenty sú zväčša svetlosivej, sivej a sivožltej farby. Sú slabo vápnité, slabo humózne až nehumózne. Ich hrúbka sa pohybuje v rozmedzí 1 – 2 m.

4, 4a resedimentované piesčité štrky prikorytovej fácie; a) detto (vrchný holocén)

Ide o sediment vystupujúci priamo na povrch len v nive Váhu, a to zväčša v nánosových častiach meandrov, ale aj v častiach s umelo odstráneným povrchom nivných hlín a jemne piesčitých hlín povodňovej fácie.

Vplyvom laterálne sa premiestňujúceho toku pri jeho súčasnom miernom zahlbovaní boli štrky dnovej akumulácie preplavené a následne sa uložili. Resedimentovaný materiál pochádza z vrchného štrkového horizontu dnovej akumulácie Váhu (kolónka 28), pričom dnešný stav jej povrchu predstavuje oproti pôvodnému stavu erózne zníženie zhruba o 4 m. Resedimentované štrky ležiace na dnových štrkoch majú s nimi totožné petrografické zloženie.

Najhojnejšie sú zastúpené spodnotriasové kremence, kremité pieskovce a žilné kremene. Nasledujú granity, granodiority, metamorfity (ruly a svory), hojné sú aj žilné kalcity, rohovce, arkózy, droby, kremité a vápnité pieskovce, rozličné druhy vápencov, permské pieskovce a pieskovce neogénu. Obliakový materiál je dobre opracovaný a čerstvý. Priemerná veľkosť obliakov sa pohybuje okolo 6 cm. Charakteristickým znakom resedimentovaných piesčitých štrkov je ich často sa striedajúce, ale málo výrazné vytriedenie polôh jemných vápnitých pieskov a štrkov oproti štrkom dnovej akumulácie. Hrúbka štrkov sa pohybuje v rozmedzí 0 – 3 m (Maglay et al., 1997).

3, 3a kalové a hnilokalové humózne piesčité hliny v reliktoch mŕtvych ramien; a) detto (vrchný holocén)

Na základe zobrazenia regiónu na mapách pochádzajúcich od Mikovíniho (1738) bol ešte v nedávnej minulosti povrch riečnych nív Váhu, Čiernej vody a Malého Dunaja spestrený hustou sieťou mŕtvych ramien. Ich vývoj úzko súvisí so zmenou tokov spôsobenou ich častým divočením, bifurkáciou a meandrovaním. Väčšina týchto ramien je v súčasnosti rekultivovaná, takže úplne zanikli, prípadne sa zachovali iba ich zvyšky. Takéto mŕtve ramená sa dnes nachádzajú v rôznom štádiu zrelosti. Vaškovský a Vaškovská (1977) rozlišujú na Podunajskej rovine 4 základné typy mŕtvych ramien: erózne ramená, prechodné ramená s tenkou sedimentačnou výplňou, akumulačné ramená a pochované mŕtve ramená. V tomto regióne sa zachovali najmä posledné dva typy.

Prevahu majú najmä mladé mŕtve ramená vyplnené prachovito- až piesčito--ílovitými, slabo humóznymi hlinami. V týchto sedimentoch prevláda pôvodná zložka ílov, hliny s prímesou polorozloženej organickej hmoty. V spodných polohách sú často oglejené.

Okrem uvedených sedimentov sa zachovali nivné kalové a hnilokalové, veľmi humózne staršie mŕtve ramená. Z hľadiska zrnitosti sú to opäť väčšinou miestami piesčité hliny až íly čiernosivej až čiernej farby s veľkým množstvom nedostatočne rozloženej organickej hmoty. Tieto sedimenty boli vyčlenené v tých reliktoch mŕtvych ramien, kde glejový horizont narastá do hrúbky okolo 0,5 – 1,5 m a v nadloží pribúda humóznych až rašelinových hlín, ktoré sú často zamočiarené a pokryté stojatými vodami.

Najmladšie hnilokalové piesčité hliny sa usádzajú aj v miestach prechodu nív do stojatých vôd lokálnych vodných nádrží. Príkladom môžu byť územia nív Trnávky a Smolenického potoka v horných častiach Vodnej nádrže Boleráz.

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

Sedimenty prechodného typu slatinných rašelinísk sa sformovali v lokálnych zamokrených depresiách, prípadne starších mŕtvych ramenách v nadloží málo priepustných až nepriepustných ílovitých a hlinitých povodňových nivných sedimentov. Slatinné rašeliny majú najväčší plošný rozsah v mladých podhorských neotektonických depresiách na styku Malých Karpát a Podunajskej roviny. Zachovali sa na okrajoch distálnych zón náplavových kužeľov, ktoré sú väčšinou podmáčané infiltrujúcou a tečúcou vodou (Jurský Šúr a Modranský Šúr). Ďalšie plošne rozsiahle exploatované slatinné rašelinisko vzniklo v lokálne podmáčanej depresii na tektonickom styku Trnavskej tabule s Podunajskou rovinou medzi Veľkým Grobom a Pustými Úľanmi. Z menších lokalít sú známe rašeliniská v doline bezmenného toku ústiaceho do Kočinského potoka jv. od Kočína na Trnavskej pahorkatine a ďalšie sú sformované v mŕtvych ramenách nivy Váhu.

Všetky väčšie výskyty sú viac-menej antropogénne pozmenené, plošne redukované, niektoré časti sú odvodnené, resp. slúžia ako rybníky (dolina Parnej – Kamenný mlyn pri Trnave, rybníky na SZ od Budmeríc).

Väčšia časť slatinných rašelinísk sa začala usadzovať v období preboreálu a kulminovala v období atlantiku. Ide predovšetkým o ostricovo-trstinové slatiniská s významným podielom rašelinníka, lúčnych tráv a krovitých rastlín s príznačným neúplným rozkladom organickej hmoty. Slatinná rašelina je tmavohnedej až čiernej farby a v plytkých zamokrených depresiách dosahuje hrúbku 1 – 2,5 m, maximálne 3 m. V peľových spektrách slatín podľa Krippela (1965) dominuje peľ jelše, buka, topoľa a duba.

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

Na geologickej mape sú vyznačené len tie antropogénne sedimenty, ktoré svojím plošným rozsahom, hrúbkou, tvarom, resp. charakterom obsiahnutého materiálu výraznejšie ovplyvňujú pôvodné geologické a geomorfologické, ako aj súčasné ekologické pomery. Do úvahy sa pritom neberú sedimenty uložené v rámci sídelných plôch alebo stavieb cestných, železničných a iných líniových komunikácií, ako sú napríklad protipovodňové hrádze na Váhu, umelé kanály potokov, umelé kanály Váhu (Nové mesto nad Váhom) a násypy priehrad (Piešťany – Sĺňava, Sereď – Kráľová). Rovnako nie sú zohľadnené ani antropogénne zásahy veľkých rozmerov v areáli Jadrovej elektrárne Jaslovské Bohunice. Výnimku tvorí areál staveniska automobilového závodu v Trnave, kde sa uskutočnil veľký prenos eolických sedimentov (spraší) na dočasné úložisko Horná Čepeň, pričom pôvodné sedimenty sa nahradili heterogénnym materiálom (štrky a horninová drvina).

Najrozsiahlejšie navážky a haldy tvorené piesčitými štrkmi, štrkmi a pieskami sa zaznamenali pri opustených aj aktívnych štrkovniach. V nive Váhu sú to najmä štrkovne Nové Mesto nad Váhom-Zelená voda, Jalšové, Koplotovce, Hlohovec a násypy v rámci vodnej nádrže Sĺňava. Na južnom okraji územia v nive Čiernej vody, resp. Malého Dunaja sú haldy a násypy pri štrkoviskách Senec, Veľký Biel a Pusté Úľany.

Navážky a haldy tvorené piesčitými a ílovitými hlinami až ílmi sa zaznamenali pri opustených aj aktívnych hliniskách tehelní Vrbové, Boleráz, Trnava, Pezinok, Šenkvice a inde. Piesčito-kamenitý a kamenitý materiál háld a násypov sa zistil najmä v lomoch okrajového pásma Malých Karpát – Nové Mesto nad Váhom, Čachtice, Lančár – Dolný Lopašov, Chtelnica, Dechtice, Trstín, Smolenice – a okrajového pásma Považského Inovca v Hubine.

Plošne rozsiahlejšie a z hľadiska objemu hmoty veľké haldy tvorené hlušinou zo spracovaných rúd sú známe zo Serede – Dolnej Stredy.

Väčšie vybudované skládky domového odpadu sú pri Trnave v smere na Zavar a pri Senci (Červený majer), menšie vybudované skládky sú známe z okolia

Čachtíc, Vrbového, Dechtíc, Bolerázu, Borovej, Ružindola, Bieleho Kostola (Malý háj), Veľkých Kostolian, Žlkoviec, Brestovian, Jalšového, Budmeríc (stará tehelňa), Dubovej a ďalšie.

Plošne rozsiahla vybudovaná skládka špeciálneho a toxického odpadu je jz. od Budmeríc.

Ekologickým problémom sú drobné neorganizované (divoké) skládky domového odpadu, zaznamenané takmer vo všetkých hlbších výmoľoch a úvozoch vrátane umelých priehlbín, v dnách suchých dolín a jarkov, na okrajoch poľných ciest a vedľajších ciest nižších tried a na iných miestach v intravilánoch obcí.

4. GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ

Celý západný okraj a väčšiu časť východného okraja regiónu ohraničujú hrasti najstarších *tatrických* jednotiek – Malých Karpát a Považského Inovca. *Malokarpatským* a *považským* zlomom (zlomovým systémom) vymedzujú plošný rozsah sz. výbežku *Dunajskej panvy – blatnianskej priehlbiny*. Jej neogénna sedimentárna výplň tvorí v súčasnosti hlavnú časť plochy skúmaného územia a zároveň geologické podložie rôznych genetických typov kvartérnych sedimentov. Stav geologického vývoja *blatnianskej priehlbiny*, ako ho poznáme v súčasnosti, je výsledkom celého radu vzájomne na seba nadväzujúcich aj oddelených geologicko-tektonických (geodynamických) procesov a geologických vývojových etáp z minulosti[20].

Na základe výskumu okrajových tektonických jednotiek uvedených pohorí možno za prejavy najstarších orogenetických procesov na tomto území považovať deformáciu, ako aj regionálnu progresívnu metamorfózu vulkanicko-sedimentárnych formácií na kryštalické bridlice s vývojom vrstvovej kryštalizačnej bridličnatosti (foliácie). Predpokladáme, že tieto tektonodeformačné udalosti sa odohrali počas hercýnskeho orogénu.

Na tektonicko-geologický vývoj územia, na ktorom sa neskôr (najmä počas neogénu) vyvinula *blatnianska priehlbina*, malo významný vplyv alpínske tektonické prepracovanie. Počas jeho prvého deformačného štádia (Plašienka et al., 1989) sa ako teleso, resp. aj telesá superponované jedno na druhé, sformovala tektonická jednotka *tatrikum*. Nachádza sa v autochtónnej, resp. paraautochtónnej pozícii vo vzťahu k fundamentu. V záverečných etapách tohto deformačného štádia sa na *tatrické* sekvencie presunuli aj ďalšie alpínske mezozoické tektonické jednotky (superficiálne príkrovové jednotky) – *fatrikum* a *hronikum*. Všetky tri uvedené jednotky neskôr vytvorili aj zložito usporiadané predterciérne podložie *blatnianskej priehlbiny* a zúčastňujú sa na základnej stavbe jej okolitých jadrových pohorí.

Horninové sekvencie tatrického kryštalinika tvoria podložie južnej časti *blatnianskej priehlbiny*, približne po líniu Dolné Orešany – Trnava – Hlohovec. Zatiaľ čo bližšie k Malým Karpatom prevažujú granitoidné horniny nad kryštalickými bridlicami, vo východnej časti bližšie k Považskému Inovcu a jeho pochovanej hrasti je to naopak – v predterciérnom podloží dominujú kryštalické bridlice s čiastočným výskytom tenkých obalových jednotiek *tatrika* (obr. 7).

Na sever od uvedenej línie podložie priehlbiny tvoria mezozoické sekvencie *fatrika*. Rozličné karbonatické horniny tejto príkrovovej jednotky majú zo všet-

[20] Táto kapitola podáva stručný a sumarizujúci prehľad geologického a tektonického vývoja *blatnianskej priehlbiny*. Vývoj štruktúr jej okrajových pohorí je zhodnotený samostatne vo vysvetlivkách ku geologickej mape regiónu Považský Inovec a jv. časť Trenčianskej kotliny (Ivanička et al., v tlači) a vo vysvetlivkách k zostavovanému regiónu Malé Karpaty.

kých troch hlavných tektonických jednotiek najmenšie plošné zastúpenie. Pásmo výskytu sekvencií *fatrika* sa postupne zo západu na východ rozširuje a na hranici s morfoštruktúrou Považského Inovca medzi Piešťanmi a Hlohovcom dosahuje najväčšie plošné rozmery.

Horninové súbory *hronika* tvoriace tektonickú trosku prekrývajúcu *fatrikum* sú prítomné najmä v severnej a sz. časti podložia *blatnianskej priehlbiny*. Od južnejšie položeného *fatrika* ich podľa mapy Fusána et al. (1987) oddeľuje línia Veľké Dubové – Dubovany – Piešťany (obr. 7).

Rozhodujúci vplyv na tektonickú, ale aj morfologickú individualizáciu morfoštruktúr Malých Karpát a Považského Inovca od neskôr vznikajúcej neogénnej *blatnianskej priehlbiny* mal až neoalpínsky tektonický vývoj.

Počas paleogénu boli paleogénne sedimenty spolu s predterciérnym podložím tektonicky výrazne porušené extenznými zlomami, ktoré sa podieľali na následnom vývoji depresie. Pôvodne usadené paleogénne súvrstvia, ako aj ich bezprostredné podložie budované paleo- a mezoalpínskymi zvrásnenými a presunutými komplexmi boli od začiatku oligocénu postupne postihnuté germanotypnou tektonikou s prevahou poklesových zlomov. V dôsledku účinkov mladších fáz alpínskeho orogénu sa študované územie rozlámalo na celý rad tektonických krýh (blokov) s rôznou amplitúdou vertikálnych i horizontálnych pohybov.

Na rozhraní paleogénu a neogénu sa severná a južná časť sedimentačného priestoru správali odlišne. Zatiaľ čo severná časť vykazuje známky subsidencie s vývojom a zachovaním sedimentov paleogénu, južná časť dnešnej Trnavskej pahorkatiny, Dolnovážskej nivy a priľahlých území dnešných pohorí predstavuje elevačnú štruktúru. V dôsledku toho boli paleogénne sedimenty z tejto časti erodované a denudované. Ich zvyšky sa preto zachovali len v severnej časti regiónu v podobe *zubereckého súvrstvia* (kolónka 70) v Považskom Inovci a pravdepodobne *hutianskeho súvrstvia* v podloží neogénnej sedimentárnej výplne priehlbiny.

V spodnom miocéne (egenburg – karpat) bola severná časť *blatnianskej priehlbiny* ešte tektonickou súčasťou rozsiahlej panvy vsv.-zjz. (v.-z.) smeru, ktorá zaberala priestor súčasnej severnej časti *Viedenskej panvy*, Malých Karpát, Bánovskej, Hornonitrianskej a Turčianskej kotliny. Otvorenie jej egenburských depocentier kontrolovali pravostranné horizontálne posuny orientované v smere VSV – ZJZ a poklesové zlomy v smere SZ – JV. Panva mala počas egenburgu charakter členitého archipelágového mora s prevažne klastickou sedimentáciou (Kováč et al., 1993a) a jej čiastkové panvy mali iba malé rozmery s pomalou subsidenciou (Nemčok et al., 1989; Kováč et al., 1989b; Marko et al. 1991; Fodor, 1995).

Z tejto fázy vývoja sa v *blatnianskej priehlbine* zachovali relikty klastických sedimentov egenburského veku, reprezentované *podbrančským zlepencom* (kolónka 69). Na území Trnavskej pahorkatiny sa zlepence nachádzajú na východných svahoch Čachtických Karpát. Vznikli v prostredí sutinových kužeľov a kamenito-piesčitých pláží. Našli sa v nich *Ophiomorpha* a obliaky navŕtané

bivalviami rodu *Lithophaga*. Zlepence sú tvorené prevažne vápencami a dolomitmi stredného a vrchného triasu (Baráth a Kováč, 1989). Panvové sedimenty reprezentované *čausianskym súvrstvím* (kolónka 68) sú zložené zo sivých vápnitých ílov, piesčitých ílovcov a prachovcov. Ich denudačný zvyšok sa nachádza v okolí Dolnej Krupej a medzi Trenčianskymi Bohuslavicami a Beckovom.

V otnangu nastal postupný výzdvih severného okraja Álp, ktorý zapríčinil dezintegráciu morského spojenia v jeho predpolí (Rögl a Steininger, 1983). V tomto období sa v *blatnianskej priehlbine* usadzovali sedimenty *bánovského súvrstvia* (kolónka 67).

V karpate prenikla na územie dnešnej priehlbiny transgresia z juhu – z panónskej oblasti (Kováč et al., 1993a). Počas karpatu sa v okrajovej časti *blatnianskej priehlbiny* usadzovali sedimenty deltovo-aluviálnych kužeľov, reprezentované *jablonickými zlepencami* (Kováč, 1985, 1986; kolónka 66). V panvovej časti sedimentovali siltovce a pieskovce *prietržských vrstiev* (kolónka 65) a íly a prachovce (šlíry) *lakšárskeho súvrstvia* (kolónka 64), pre ktoré sú charakteristické bohaté spoločenstvá foraminifer (Cicha, 1956; Jandová, 1967; Zlinská in Fordinál et al., 2004).

Začiatkom stredného miocénu (spodný báden) oblasť dnešnej *blatnianskej priehlbiny* nebola subsidenčne aktívna a sedimentácia sa prerušila.

Naopak, v strednom až vrchnom bádene bola pre túto oblasť charakteristická rýchla subsidencia a začala vznikať *blatnianska priehlbina* v dnešnom ponímaní. Otvorila sa pozdĺž sinistrálnych postranných posunov orientovaných na ZJZ až VSV a poklesových zlomov orientovaných v smere SV – JZ (Kováč et al., 1993b).

Medzi významné zlomy vzniknuté a aktívne v tomto období sa zaraďuje *malokarpatský zlom* (malokarpatské zlomové pásmo), ktorý z východu ohraničuje hrasť Malých Karpát od neogénu *blatnianskej priehlbiny* (obr. 46). Zväčša sa považuje za poklesový zlom s úklonom na JV (Cambel a Valach, 1956; Janáček, 1971; Fusán et al., 1971). Je recentne seizmicky aktívny (Čepek, 1938) a vertikálna amplitúda celého zlomového pásma je značná. Vo vrte V-2 je predterciérne podložie v hĺbke viac ako 2 000 m, vo vrtoch FGB-1 a G-1 viac ako 1 000 m. Podobná situácia je aj vo vrtoch série Krupá (asi 1 000 m). V centrálnej časti *blatnianskej priehlbiny* predterciérne podložie dosahuje hĺbku viac ako 3 500 m. Doložil to vrt Suchá (S-2), ktorý napriek veľkej hĺbke nedosiahol predterciérne podložie (Kilényi a Šefara, 1989).

Ďalší významný zlom tohto obdobia je *považský zlom* (považský zlomový systém) limitujúci východný okraj priehlbiny vo vzťahu k hrasti Považského Inovca (Hynie, 1927; Maheľ, 1950, 1951; Putiš, 1981). Podľa tohto systému okraj Považského Inovca smerom na Z, resp. ZSZ stupňovite poklesáva. Zlomové pásmo pokračuje na JZ do centra *blatnianskej priehlbiny* (Bezák et al., 2004a, b). Adam a Dlabač (1961) seizmickým výskumom zistili, že jv. časť Považského Inovca, pokračujúca na JZ pod sedimentmi neogénu ako *inovecká hrasť*, je ohraničená *majcichovským zlomom* (majcichovským zlomovým systémom). Výška

skoku tohto systému dosahuje východne od mapovaného regiónu *(rišňovská priehlbina)* až niekoľko 100 m (Marko, 1986). Vek jeho aktivity je vrchný miocén až pliocén (Lankreier et al., 1995).

Celá štruktúra vymedzená *považským* a *majcichovským zlomovým systémom* bola v pozdĺžnych tektonických smeroch od stredného bádenu výrazne pozitívna a neskôr sa opäť horizontálne posúvala. Pozdĺžne paralelné línie tohto smeru sú aj dnes zreteľné v kratších úsekoch úvalín Nitrianskej aj Trnavskej pahorkatiny, ale najmä v pozdĺžnom štruktúrnom zlome Považského Inovca.

„Pull-apartové" otváranie priehlbiny v strednom a vrchnom bádene sprevádzala tvorba mohutných vejárov hrubozrnných brekcií, štrkov a zlepencov. V jej západnej časti ich reprezentujú uloženiny *dolianskych vrstiev* (kolónka 63) a vo východnej časti *ratkovských vrstiev* (Kováč a Baráth, 1996; kolónka 62). V panvovej časti sa usadzovali ílovité sedimenty *špačinského súvrstvia* (kolónka 60). V severnej časti priehlbiny sa v tom čase nachádzala delta rieky, ktorej sedimenty reprezentujú *madunické vrstvy* (kolónka 61) tvorené vápnitými ílmi so zuhoľnatenými zvyškami rastlín a vápnitými pieskami (Gaža, 1968). Vyznačujú sa prítomnosťou brakických spoločenstiev mäkkýšov, foraminifer a ostrakódov a v terminálnej časti aj sladkovodných ostrakódov (Jandová, 1968).

Vo vrchnom bádene pokračovala morská sedimentácia. V panvovej časti sa v oblasti spodného až vrchného neritika usadzovali prevažne pelitické usadeniny *báhonského súvrstvia* (Kováč et al., 1999; kolónka 59) a v severnej časti pokračovala deltová sedimentácia (Jiříček, 1990). V terminálnej zóne *báhonského súvrstvia* (rotáliová zóna) sa v západnej časti *blatnianskej priehlbiny* (Doľany – Trstín) vytvorili uhoľné íly a lignity (Gašparik, 1965; Mořkovský, 1959; Vass a Gašparik, 1978).

V sarmate sa subsidencia priehlbiny opäť spomalila. Dokladá to aj hrúbka sedimentov tohto obdobia, ktorá dosahuje len 100 – 400 m. Pokles hladiny začiatkom sarmatu spôsobil premenu severnej časti priehlbiny na jazero a nadvodnú časť delty (Jiříček, l. c.). Dôsledkom toho bola sedimentácia štrkov, pieskov a bezfosílnych pelitických sedimentov. Vo vyššej časti spodného sarmatu nastala transgresia a následne sa usadzovali íly *vrábeľského súvrstvia* (kolónka 58) s bohatou faunou brakických mäkkýšov, foraminifer a ostrakódov. Koncom sarmatu nastala regresia a sprievodný posun deltových sedimentov smerom do panvy. Regresívne sedimenty *vrábeľského súvrstvia* sú pri okraji priehlbiny tvorené hrubozrnnými štrkmi a drobno- a strednozrnnými, miestami kaolinizovanými vápnitými pieskami s obliakmi kremeňa. V hlbších častiach priehlbiny tieto sedimenty pozostávajú z vápnitých ílov s polohami uhoľných ílov a drevitého lignitu (Mořkovský, 1959).

Obdobie vrchného miocénu (panón – pont) v *Dunajskej panve* charakterizuje posun depocentier jej okrajových depresií na juh. Opäť sa obnovila a zvýraznila aj aktivita *malokarpatského* a *považského zlomového systému* (Magdolen et al., 1979). *Panva* sa v tomto období vypĺňala deltovými a lakustrickými sedimentmi,

ktoré boli transportované riekami z alpsko-karpatského orogénu (Adam a Dlabač, 1969; Jiříček a Seifert, 1990).

Pokles hladiny brakického jazera začiatkom panónu spôsobil jeho ústup na juh. V severnej časti priehlbiny nastala sedimentácia riečnych hruboklastických sedimentov *piešťanských vrstiev* (kolónka 57). Po následnom opätovnom zvýšení hladiny bola v zóne B panónu zaplavená celá priehlbina a prebiehala sprievodná sedimentácia prevažne pelitických sedimentov *ivanského súvrstvia* (kolónka 56).

V priebehu panónu sa celá oblasť postupne osladzovala. Vo vrchnom panóne (v zóne F – H) bola už *blatnianska priehlbina* osladená a usadzovali sa v nej pelitické sedimenty *beladického súvrstvia* (kolónka 54). Pre okrajový vývoj zóny F tohto súvrstvia sú charakteristické výskyty lignitov. Na znovu aktívnych tektonických líniách západného a východného okraja *blatnianskej priehlbiny* vyzrážaním z minerálnych prameňov v zóne H panónu vznikli sladkovodné vápence *hlavinských vrstiev* (kolónka 55).

V neotektonickom období vývoja (pliocén – recent) sedimentáciu v oblasti *blatnianskej priehlbiny* ovplyvnil extenzný režim postriftového štádia vývoja *Dunajskej panvy* (Royden et al., 1983; Becker, 1993). Neotektonické pohyby [Scharek (ed.) et al., 1998a, 2000; Hók in Maglay et al., 1999] sa nesporne uplatnili nielen pri odčlenení hlavnej morfoštruktúry Trnavskej pahorkatiny, ale aj pri samotnom detailnom formovaní jednotlivých jej čiastkových morfoštruktúr (štruktúrno-tektonických blokov).

V pliocéne bol vývoj morfoštruktúr na kratší čas poznačený extenzným režimom v.-z., resp. vsv.-zjz. smeru so zlomami s priebehom v smere S – J (Vojtko et al., 2007). V jazernom a riečnom prostredí priehlbiny sa v tomto období usadzovali sedimenty *volkovského* a *kolárovského súvrstvia* (kolónka 52), reprezentované najmä rozličnými hruboklastickými frakciami – štrkmi a pieskami v striedaní s piesčitými ílmi.

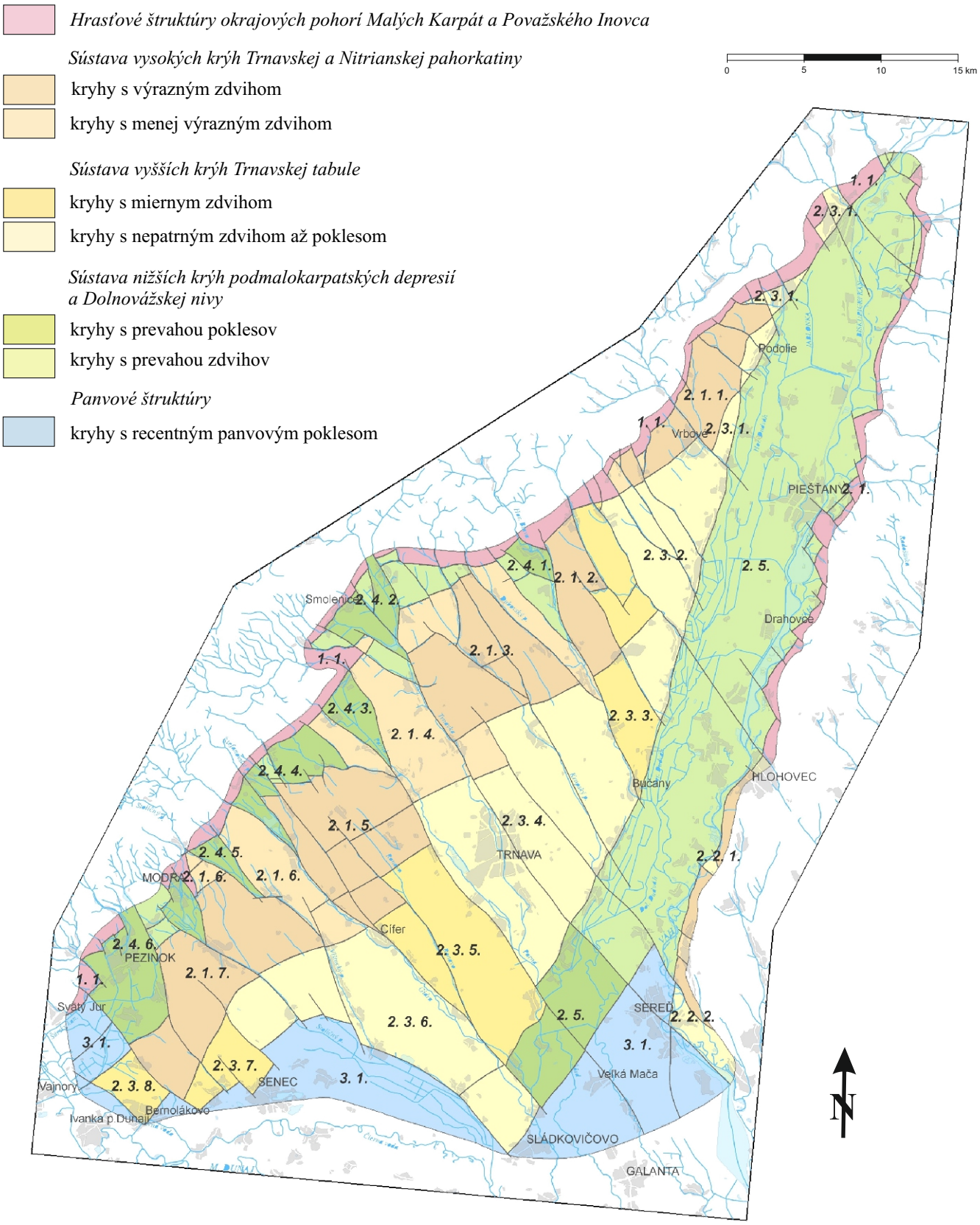
Na rozhraní pliocénu a spodného pleistocénu bolo toto územie poznačené prevažne vývojom sedimentov v terestrických a zároveň subaerických podmienkach. Výnimku tvorili iba miesta so stojatými vodami a zachovanými prietočnými jazerami. V tomto období relatívneho tektonického pokoja doznievalo usadzovanie sedimentov „delty“ paleo-Váhu, reprezentovaných spomenutým *kolárovským súvrstvím*. V mediteránnych klimatických podmienkach a vplyvom zvýšenej laterálnej erózie paleo-Váhu a jeho prítokov vznikla rozsiahla plochá oblasť (plošina) – *poriečna roveň* (Lukniš a Mazúr, 1956). Na tento fakt poukazujú dnes už len nepatrné erózne zvyšky plošín na bočných rázsochách úbočí okrajových pohorí (250 – 260 m n. m.) a im zodpovedajúce úrovne najvyšších častí medziúvalinových chrbtov predpolia Malých Karpát vo výške zhruba 230 až 240 m n. m, prípadne povrch niektorých vrcholov vo vyššej pahorkatinnej časti. Povrch rovne tvorili prevažne fluviálne a v miestach zvyškov prietočných jazier a mŕtvych ramien až fluviálno-limnické sedimenty. Ich prítomnosť, na rozdiel od územia Nitrianskej a Hronskej pahorkatiny (Harčár a Schmidt, 1965;



Obr. 46. Tektonická schéma zlomov porušujúcich neogénnu výplň blatnianskej priehlbiny (Nagy, 2005).



Obr. 47. Tektonická schéma kvartérnych zlomov Trnavskej pahorkatiny (Maglay a Pristaš, 2005).



Obr. 48. Štruktúrna neotektonická mapa Trnavskej pahorkatiny(Maglay a Pristaš, 2005).

Schmidt a Halouzka, 1970; Maglay in Pristaš et al., 2000), sa však zatiaľ spoľahlivo nepotvrdila, hoci pod hrubými sprašovými pokryvmi je veľmi pravdepodobná.

Od spodného pleistocénu v dôsledku extenzie sv.-jz. až vsv.-zjz. smeru začal narastať význam rejuvenizovanej priečnej tektoniky. Prejavuje sa systémom poklesových zlomov sz.-jv. smeru. V kvartéri sa táto tektonika stala dominantnou (obr. 47). Jej vplyvom nastala čiastočná reštrukturalizácia až prestavba tektonického plánu územia *blatnianskej priehlbiny* – vznikli neotektonické elevačné aj depresné kryhy podmienené priečnymi poklesovými zlomami smeru SZ – JV (dlhé úseky) a čiastočne segmentované zlomy kolmé na ne (kratšie úseky). Pri tom sa dá pozorovať výrazný paralelný priebeh priečnych zlomov, čiastočne porušujúcich všetky staršie línie. Počas tejto zmeny sa oživil aj *malokarpatský* a *považský zlom* (zlomový systém) vymedzujúci oblasť neotektonického vývoja *blatnianskej priehlbiny* zo západu a východu. Kinematický charakter uvedených medzných zlomov definuje Hók [in Hók a Ivanička (eds.) et al., 2005] ako pravostranný šikmý posun až pokles. Oživené aktivity priečnej tektoniky (sz.-jv. smeru) postupne segmentovali aj oba medzné zlomové systémy (obr. 47).

Pozdĺž *malokarpatského zlomu* vzniklo viacero čiastkových depresií. Tiltovaním západného bloku Považského Inovca na *považskom zlome* v oblasti nivy Váhu vznikol systém poklesnutých krýh. To vyvolalo postupný presun jeho koryta od západu na východ. Južný okraj regiónu bol poznačený postupným prehlbovaním *gabčíkovskej depresie*, ktorej okrajové štruktúry pozdĺž *salibského* a *malodunajského* zlomového systému postupne inkorporovali aj najjužnejšie časti krýh Trnavskej pahorkatiny.

Oživená spodnopleistocénna aktivita uvedených medzných zlomov sa prejavila výnosom rozsiahlych proluviálnych náplavov malokarpatskej a inoveckej proveniencie siahajúcich ďaleko od pohorí smerom do centra územia pahorkatiny. Tam sa ich okraje prstovite spájali s fluviálnymi sedimentmi Váhu. Výšková pozícia spodnopleistocénnych proluviálnych sedimentov dnes zhruba zodpovedá pozícii denudovaných sedimentov *poriečnej rovne*, prípadne sa nachádza mierne pod jej úrovňou.

Od obdobia spodného pleistocénu až po holocén sa na území prejavovali vplyvy striedavej laterálnej a hĺbkovej fluviálnej erózie ako výsledku interakcie neotektonických pohybov a výrazných kvartérnych klimatických oscilácií. Hĺbkovú aktivitu erózie pritom modifikovala sústavne sa znižujúca erózna báza, ktorá bola počas celého kvartérneho vývoja situovaná do oblasti výraznejšie poklesávajúcej *gabčíkovskej depresie*.

Cyklickosť striedania hĺbkovej a laterálnej erózie predurčila vznik vrchných, stredných a nízkych terás Váhu a čiastočne jeho prítokov, ako aj vznik príslušných syngenetických vrchných, stredných a nízkych terasovaných kužeľov. Váh počas stredného pleistocénu laterálne erodoval takmer celú západnú úboč Inovca vrátane vlastných starších terás a kužeľov inoveckých potokov. Počas svojho

presunu na východ erodoval aj neogénne podložie, pričom na západe súčasne akumuloval sedimenty v dnešnej podobe terás. Strednopleistocénne terasované kužele malokarpatských tokov dosahovali čoraz kratšie distálne polohy, pretože oživené aktivity sz.-jv. zlomov postupne segmentovali aj uvedené medzné zlomové systémy. To malo za následok, že pozdĺž *malokarpatského* zlomu vznikli viaceré čiastkové depresie, inkorporujúce do seba telesá kužeľov. V strednom pleistocéne sa zároveň začal prejavovať tektonický lineament oddeľujúci východnú časť pahorkatiny od spraševej tabule. Na tomto rozhraní vzniklo pásmo druhého sledu proluviálnych kužeľov malokarpatských tokov, ktoré prechádzajú bezprostredne do terás Váhu.

Uvedenú cyklickosť erózie v pleistocéne spomaľovali hrubé akumulácie eolických sedimentov – spraší a sprašových hlín. Sprašové série boli deponované najmä na Trnavskej pahorkatine, ale aj na svahoch Malých Karpát a Považského Inovca. Staršie spraše boli na mnohých miestach (najmä v predpolí Malých Karpát) úplne alebo len čiastočne etapovite erodované. V najmladšom glaciáli územie opäť pokryli mohutné vrstvy spraší.

Charakter tektonického režimu v najmladšom období kvartéru je v dôsledku veľkého pokrytia územia hrubými vrstvami kvartérnych sedimentov (najmä spraší a sprašových hlín) len ťažko identifikovateľný. Najmladšie sprašové súbory vykazujú nízku tektonickú porušenosť a údaje z malého počtu odkryvov nie sú exaktne doložené. Stankoviansky (1994a, b, c) aj pre vrchný pleistocén a holocén uvádza aktivitu na zlomoch sz.-jv. smeru a na kratších úsekoch aj na zlomoch kolmých na ne.

Z uvedeného neotektonického plánu sa vymyká predpokladané tektonické rozhranie s.-j., resp. ssv.-jjz. smeru odčleňujúce východný okraj spraší Trnavskej tabule od nivy Váhu. Podľa Maglaya (in Maglay et al., 2005) tento zlom rovnobežný s tokom Dudváhu je s najväčšou pravdepodobnosťou aktívny dodnes a vymedzil dosah laterálnej erózie Váhu smerom na západ *(dudvážsky zlom)*.

Trnavská pahorkatina je v súčasnosti v štádiu odkrývania (denudácie). Hrúbka spraší pokrývajúcich neogénne podložie pahorkatiny a predterciérne podložie okrajových pohorí je v súčasnosti veľmi premenlivá a závisí od disekcie iniciálneho reliéfu, t. j. od jeho mezo- aj mikroforiem. Fluviálne sedimenty sú zachované najmä v nive Váhu, v dnách dolín jeho hlavných prítokov a na starších, vyššie položených eróznych úrovniach (terasách), kde sú pokryté hrubými akumuláciami spraší a splachmi posledného glaciálu.

4.1. NEOTEKTONICKÁ STAVBA

Podľa neotektonickej mapy Slovenska (Maglay et al., 1999) a na základe výsledkov komplexnej morfoštruktúrnej analýzy spojenej s podrobným štúdiom kvartérnych, resp. aj najmladších terciérnych sedimentov, ako aj zákonitostí ich vývoja a distribúcie bol vyčlenený systém vysokých a nízkych (poklesnutých)

krýh mapovaného regiónu (tab. 11), prehľadne zobrazených na štruktúrnej neotektonickej mape (obr. 48)[21].

Z mapy vyplýva, že sz. výbežok *Dunajskej panvy* tvorený *blatnianskou priehlbinou*, ktorej geograficky zodpovedá Trnavská pahorkatina a Dolnovážska niva, zo západu a východu ohraničujú medzné zlomy hrasťových štruktúr Malých Karpát a Považského Inovca – *malokarpatský* a *považský zlom*. Z juhu túto oblasť ohraničujú výrazné poklesové okrajové štruktúry gabčíkovskej depresie (panvy), ktorá na mapované územie zasahuje v troch výbežkoch – medzi Vajnormi a Svätým Jurom, medzi Sencom a Sládkovičovom a od Galanty (mimo zmapovaného regiónu) po Sereď (3.1.). Juhovýchodnú časť od vysokých krýh Nitrianskej pahorkatiny oddeľuje južná vetva považského zlomu.

V rámci štruktúrneho plánu Trnavskej pahorkatiny sa vyčlenili štyri hlavné sústavy neotektonických krýh, ktoré sa navzájom líšia charakterom a intenzitou relatívnych vertikálnych pohybových tendencií, pričom oproti okrajovým štruktúram *Gabčíkovskej panvy* (3.1.) sú tieto pohyby prevažne pozitívne.

V západnej časti územia pozdĺž medzného *malokarpatského zlomu* v rámci pahorkatiny vznikla sústava mladých, viac-menej izolovaných podmalokarpatských depresií (2.4.) s kryhami s rôznou intenzitou relatívneho poklesu. Vyznačujú sa vývojom rozsiahlych proluviálnych akumulácií na povrchu. Najjužnejšia z nich je *pezinsko-modranská depresia* (2.4.6.). Tvorí pokračovanie výbežku panvy na S až SV. Depresia je vklinená medzi pohorie (1.1.) a sústavu vysokých *šenkvicko-vištuckých krýh* (2.1.7.). Úzky prah s menšou intenzitou poklesu (pri Vinosadoch) ju rozdeľuje na dve časti – *pezinskú a modranskú kryhu*. Severnejšie sa nachádza úzka *dubovská depresia* (2.4.5.), ktorú od predchádzajúcej depresie oddeľuje západný výbežok vysokej *vištuckej kryhy* (2.1.7.). *Budmerická medzikryha* (2.1.6.) nedosahuje až taký relatívny zdvih ako *vištucká* kryha, ale napriek tomu tvorí priečne tektonické rozhranie medzi severnejšou, *častiansko-dolianskou depresiou* (2.4.4.), ktorá vznikla medzi pohorím (1.1.), a vysokými *kryhami borovej* (2.1.5.). Aj túto depresiu rozdeľuje pri Doľanoch prah s relatívne menej intenzívnym poklesom na dve časti. Nasleduje úzka *orešianska depresia* (2.4.3.), ktorej tektonický styk s pohorím (1.1.) je morfologicky veľmi nápadný. Od Trnavskej pahorkatiny ju odčleňujú dve kryhy s menšou intenzitou zdvihu. Na sever od sv. výbežku Malých Karpát vznikla pomerne rozsiahla *bíňovská depresia* (2.4.2.). Skladá sa z viacerých krýh s rôznou intenzitou poklesu, pričom kryhy medzi Smolenicami a Trstínom sú poklesnuté najviac. Jej sv. vetva, ktorá zasahuje až takmer po Naháč, vykazuje už menšie poklesy. Posledná z podmalokarpatských depresií je plošne menšia *dechtická depresia* (2.4.1.). Vznikla na *dobrovodskom zlome* (zlomovom pásme) medzi pohorím (1.1.), vysokými *kátlovskými kryhami* (2.1.3.) a *chtelnickou vysokou kryhou* (2.1.2.) Trnavskej pahorkatiny (2.1.).

[21]Čísla uvedené pred jednotlivými názvami štruktúrno-tektonických jednotiek v tab. 11 a za ich názvami v zátvorkách v texte zodpovedajú číslam plôch týchto jednotiek vyznačených na mape (obr. 48).

Tab. 11. Prehľad základných neotektonických štruktúr Trnavskej pahorkatiny a Dolnovážskej nivy (Maglay, Pristaš a Elečko, 2005).

ŠTRUKTÚRY S VÝRAZNOU POZITÍVNOU POHYBOVOU TENDENCIOU

1. Hrasťové štruktúry okrajových pohorí

1.1. Hrasťové štruktúry Malých Karpát

1.2. Hrasťové štruktúry Považského Inovca

ŠTRUKTÚRY S PREVAHOU POZITÍVNEJ POHYBOVEJ TENDENCIE

2. Štruktúry Trnavskej pahorkatiny, Nitrianskej pahorkatiny a Dolnovážskej nivy

2.1. Sústava vysokých krýh Trnavskej pahorkatiny

Kryhy s výrazným zdvihom

2.1.1. *Lančársko-čachtické kryhy*

2.1.2. *Chtelnická kryha*

2.1.3. *Kátlovské kryhy*

2.1.3.1. *Kryha šarkana*

2.1.3.2. *Naháčska kryha*

2.1.5. *Kryhy Borovej*

2.1.7. *Šenkvicko-vištucké kryhy*

2.1.7.1. *Vištucká kryha*

2.1.7.2. *Šenkvická kryha*

2.1.7.3. *Kryha šalaperskej hory*

Kryhy s menej výrazným zdvihom

2.1.4. *Bolerázska medzikryha*

2.1.6. *Budmerická medzikryha*

2.2. Sústava vysokých krýh Nitrianskej pahorkatiny

Kryhy s výrazným zdvihom

2.2.1. *Bojničská kryha*

2.2.2. *Dvornícka kryha*

Kryhy s nepatrným zdvihom až poklesom

2.2.3. *Andačská priekopová prepadlina*

2.2.4. *Medzikryha posádky*

2.2.5. *Šoporniansko-palárikovská poklesnutá kryha*

2.3. Sústava vyšších krýh Trnavskej tabule

Kryhy s miernym zdvihom

2.3.3. *Radošovsko-žlkovská kryha*

2.3.5. *Abrahámska vyzdvihnutá kryha*

2.3.7. *Senecká vyzdvihnutá kryha*

2.3.8. *Bernolákovská vyzdvihnutá kryha*

Kryhy s nepatrným zdvihom až poklesom

2.3.1. *Krakoviansko-čachtické kryhy*

2.3.2. *Kostoliansko-trakovické poklesnuté kryhy*

2.3.4. *Trnavské poklesnuté kryhy*

2.3.6. *Blatniansko-sládkovičovské poklesnuté kryhy*

2.4. Sústava nižších krýh podmalokarpatských depresií

2.4.1. *Dechtická depresia*

2.4.2. *Bíňovská depresia*

2.4.3. *Orešianska depresia*

2.4.4. *Častiansko-dolianska depresia*

2.4.5. *Dubovská depresia*

2.4.6. *Pezinsko-modranská depresia*

2.5. Sústava nižších krýh Dolnovážskej nivy

ŠTRUKTÚRY S PREVAHOU NEGATÍVNEJ POHYBOVEJ TENDENCIE

3. Panvové štruktúry Podunajskej roviny

3.1. Okrajové kryhy *Gabčíkovskej panvy*

Sústava vysokých krýh Trnavskej pahorkatiny (2.1.) tvorí pásmo morfologicky najvyššie položených štruktúr v rámci tektonických blokov zmapovaného regiónu. Vyznačuje sa najmenšou hrúbkou kvartérnych sedimentov. Priečne zlomy toto pásmo segmentujú na systém viac či menej vyzdvihnutých krýh. Ich povrch tvoria väčšinou rezíduá spodnopleistocénnych proluviálnych akumulácií, spod ktorých často vystupujú neogénne sedimenty kvartérneho podložia. Pokryvy spraší sú pomerne tenké, nahrádzajú ich skôr sprašové hliny. Sústavu vysokých krýh v južnej a strednej časti územia od Malých Karpát (1.1.) oddeľuje systém uvedených podmalokarpatských depresií (2.4.) a na severe sa táto sústava pripája priamo k pohoriu.

Sústava nastupuje z juhu morfologicky výraznými *šenkvicko-vištuckými kryhami* (2.1.7.). Tie sú priečne segmentované na *vištuckú kryhu* (2.1.7.1.), *šenkvickú kryhu* (2.1.7.2.) a *kryhu Šalaperskej hory* (2.1.7.3.). Ďalej na sever toto pásmo pokračuje vysokými *kryhami borovej* (2.1.5.), ktoré od uvedených južnejších krýh oddeľuje dlhá priečna *budmerická medzikryha* (2.1.6.). *Budmerická medzikryha* sa vyznačuje pokryvom starších strednopleistocénnych proluviálnych akumulácií. Na nich sa nachádzajú náveje spraší, ktoré smerom na východ hrubnú.

Vysoké priečne *kryhy borovej* (2.1.5.) zasahujú až po dolinu Parnej, pričom zo západu sú výrazne tektonicky oddelené od *častiansko-dolianskej* (2.4.4.) a *orešianskej* (2.4.3.) *depresie*. Smerom na JV pokračujú už v rámci tabuľovej časti pahorkatiny viac vyzdvihnutou *abrahámskou kryhou* (2.3.5.) až po *nižšie kryhy Dolnovážskej nivy* (2.5.). *Kryhy borovej* na povrchu najvyšších častí vykazujú prítomnosť vrchnopliocénnych sedimentov, pričom na tektonicky predisponovaných svahoch vystupuje aj staršie neogénne podložie.

Bolerázska medzikryha (2.1.4.) tvorí mierne poklesnutý neotektonický blok pokrytý sprašami. Smerom na JV prechádza do poklesnutej *trnavskej kryhy* a na SZ tvorí rozhranie medzi *orešianskou* (2.4.3.) a *bíňovskou* (2.4.2.) *depresiou*.

Severnejšie od *bolerázskej medzikryhy* sa nachádzajú vysoké *kátlovské kryhy* (2.1.3.) a *chtelnická vysoká kryha* (2.1.2.). V rámci nich sa vyvinula už spomínaná *dechtická depresia* (2.4.1.). Sústava vysokých krýh je v tomto úseku pravdepodobne kvartérny ekvivalent neogénnej kátlovskej hrasti. *Kátlovské kryhy* sú priečnymi zlomami segmentované na vyššiu *kryhu Šarkana* a nižšiu *naháčsku kryhu*. Obe kryhy vykazujú blízkosť neogénneho podložia kvartéru početnými výstupmi na povrch. Kvartérny pokryv je veľmi tenký a reprezentujú ho rozličné subtypy svahovín a sutín. *Chtelnickou kryhou*, tektonicky hraničiacou priamo s pohorím Malých Karpát (1.1.), sa *sústava vysokých krýh* končí a prechádza do *sústavy vyšších krýh Trnavskej tabule* (2.3.). Tá v okolí Dolného Lopašova zasahuje až k pohoriu.

V najsevernejšej časti regiónu sa *sústava vysokých krýh* objavuje v podobe užšieho, k pohoriu primknutého pásma *lančársko-čachtických krýh*. Toto pásmo pri Vrbovom rozdeľuje tektonicky predisponovaná dolina Holešky na dva bližšie

nečlenené úseky. Pásmo sa vyznačuje častým výstupom spodnomiocénnych sedimentov.

Sústava vyšších krýh Trnavskej tabule (2.3.) tvorí plošne najrozsiahlejšie územie zmapovaného regiónu. Pozostáva z relatívne mierne vyzdvihnutých aj mierne poklesnutých a paralelne prebiehajúcich tektonických blokov, vymedzených prevažne zlomami sz.-jv. smeru. Jej západné ohraničenie od *sústavy vysokých krýh Trnavskej pahorkatiny* (2.1.) má tektonický charakter. Vyznačuje sa prítomnosťou proluviálnych akumulácií stredného a vrchného pleistocénu pokrytých sprašami. Východné ohraničenie od *sústavy nižších krýh Dolnovážskej nivy* (2.5.) tvorí predpokladaný *dudvážsky zlom* s.-j., resp. ssv.-jjz. smeru.

V juhozápadnej časti územia na rozhraní vysokých krýh pahorkatiny (2.1.) a okrajových štruktúr *Gabčíkovskej panvy* (3.1.) na menšej ploche sa paradoxne zachovali najjužnejšie bloky *sústavy vyšších krýh Trnavskej tabule*. Reprezentuje ich *bernolákovská* (2.3.8.) a *senecká* (2.3.7.) *kryha*. Obe kryhy sa vyznačujú absenciou proluviálnych a fluviálnych sedimentov a len tenšou vrstvou spraší, sprašových hlín, polygenetických svahových hlín a svahovín. Neogénne podložie vystupuje na povrch pozdĺž tektonicky predisponovaného svahu v Bernolákove a v Senci.

Na sever od *seneckej* (vyzdvihnutej) *kryhy* sa situácia mení. Na *blatniansko-sládkovičovských* (mierne poklesnutých) *kryhách* (2.3.6.) sa vyvinuli a zachovali plošne rozsiahle kužele malokarpatských tokov. Smerom na JV až po Sládkovičovo pozvoľna prechádzajú do fluviálnych sedimentov Gidry. Vážska proveniencia sa v sedimentoch nepotvrdila. Túto skutočnosť spôsobila geodynamika severnejšieho tektonického bloku *abrahámskej (vyzdvihnutej) kryhy* (2.3.5.), ktorá tvorí tabuľové pokračovanie uvedených *vysokých krýh Borovej* (2.1.5.). Ani na tejto kryhe sa nevyvinuli fluviálne terasy, okrem jej najvýchodnejšej časti. Tam sa na menšej ploche zachoval neúplný (bez štrkov) sled sedimentov nižšej strednej terasy Váhu. Preto na väčšine územia *abrahámskej (vyzdvihnutej) kryhy* nasadajú spraše vo väčšej hrúbke priamo na neogénne sedimenty. Významná je aj skutočnosť, že vrt TPM-3 v Abraháme dokázal prítomnosť sedimentov neogénu veľmi blízko povrchu. Pre také exponované miesto v panve je to pozoruhodné.

Smerom na sever sa v rámci sústavy plošne rozsiahlych *trnavských (poklesnutých) krýh* (2.3.4.) zachovali fluviálne sedimenty terás Váhu a jeho prítokov už vo veľkej hrúbke, zvýraznenej ešte veľmi hrubým pokryvom spraší. Medzi sériou paralelných *trnavských (poklesnutých) krýh* (2.3.4.) a ďalšou sériou *kostoliansko-trakovických (poklesnutých) krýh* (2.3.2.) sa vyvinula mierne vyzdvihnutá *radošovsko-žlkovská medzikryha* (2.3.3.). Prejavuje sa zmenšením hrúbky fluviálnych sedimentov terás Váhu a posunom ich tylových zakončení bližšie k toku v prospech prolúvií Krupského potoka a Blavy. *Kostoliansko-trakovické (poklesnuté) kryhy* (2.3.2.) majú vyvinutý sled troch strednopleistocénnych fluviálnych terás Váhu pokrytý hrubými vrstvami spraší. Na základe morfometrických údajov z terás a z vrtov sa potvrdil výraznejší pokles týchto

krýh, hoci na SZ sú v priamom tektonickom kontakte s pohorím Malých Karpát (1.1.).

Najsevernejší úsek *sústavy vyšších krýh Trnavskej tabule* tvorí úzky pás *krakoviansko-čachtických krýh* (2.3.1.) siahajúcich až po Nové Mesto nad Váhom. Na povrchu ich pokrývajú fluviálne sedimenty nižšej strednej terasy Váhu a tenšie pokryvy spraší. Kryhy tohto pásma sú tektonicky limitované tak vo vzťahu k *lančársko-čachtickým kryhám* na západe, ako aj vo vzťahu k Dolnovážskej nive (2.5.) na východe.

Medzi sústavou hrasťových štruktúr Považského Inovca (1.2.) a sústavou vyšších krýh Trnavskej tabule (2.3.) vznikla tektonicky predisponovaná *sústava nižších krýh Dolnovážskej nivy* (2.5.). Tá svojím s.-j., resp. ssv.-jjz. priebehom zodpovedá súčasnému plošnému rozsahu nivy a dnovej akumulácie Váhu. Jednotlivé kryhy Dolnovážskej nivy vykazujú vrchnopleistocénny až subrecentný vertikálny pohyb, indikovaný mierne rozdielnou hrúbkou piesčitých štrkov dnovej akumulácie v pozdĺžnom smere. Kvartérne sedimenty dosahujú najväčšiu hrúbku v južnom úseku v okolí Serede, kde niva prechádza do *okrajových štruktúr Gabčíkovskej panvy* (3.1.), vykazujúcich kontinuálny intenzívny pokles.

V pásme od Hlohovca po Šintavu nivu Váhu z východu ohraničuje *sústava vysokých krýh Nitrianskej pahorkatiny* (2.2.). Z nich na zmapované územie zasahujú len časti *bojničskej* (2.2.1.) a *dvorníckej* (2.2.2.) *vysokej kryhy*. Obe vysoké kryhy sú priečne segmentované systémom zlomov sz.-jv. smeru, pozdĺž ktorých sa vyvinuli úzke poklesnuté depresie, resp. kryhy s menším poklesom. V oblasti Hlohovca je to výrazná *andačská priekopová prepadlina* (2.2.3.), ktorá tektonicky vymedzuje južné zakončenie Považského Inovca. Medzi *bojničskou* a *dvornickou vysokou kryhou* sa vyvinula poklesnutá *medzikryha Posádky* (2.2.4.) a v oblasti Šintavy *šopornianskо-palárikovská poklesnutá kryha* (2.2.5.).

5. GEOFYZIKÁLNE POMERY

Celý zmapovaný región bol v minulosti pokrytý systematickým plošným tiažovým, leteckým, magnetickým a gamaspektrometrickým mapovaním. Uskutočnili sa tu pozemné merania prírodnej rádioaktivity, ako aj geotermálne, geoelektrické a seizmické merania. Všetky uvedené geofyzikálne merania sa v rámci regiónu zhodnotili a následne geologicko-geofyzikálne interpretovali na novozostavenej *Mape geofyzikálnych indícií a interpretácií (MGII) regiónu Trnavskej pahorkatiny* (Kubeš et al., 2004).

5.1. GEOFYZIKÁLNE PRESKÚMANIE

Gravimetria

Systematické gravimetrické mapovanie územia bývalého Česko-Slovenska v mierke 1 : 200 000 sa začalo po vybudovaní gravimetrickej siete po roku 1957. Tiažové merania s hustotou 1 bod/5 km^2, ktoré vykonal Ibrmajer (1961, 1963), mali len orientačný charakter a neskôr ich prekonali merania v mierke 1 : 25 000. Databáza údajov z týchto meraní sa v súčasnosti na Slovensku nenachádza.

Systematické gravimetrické mapovanie v mierke 1 : 25 000 s hustotou 4 – 6 bodov/km^2 sa realizovalo od roku 1959 a v tomto regióne sa skončilo v roku 1974. Merania tu vykonali Bližkovský a Adam (1959, 1961) a Odstrčil a Hronec (1974). Ich výstupom boli mapy úplných Bouguerových anomálií (ÚBA) pre redukčnú hustotu 2,67 kg/dm^3. Výsledky merania tiaže sa súčasne uložili do gravimetrickej databázy Česko-Slovenska.

Z hľadiska kvality meraných údajov a metodických postupov pri zavádzaní topokorekcií sa pôvodná gravimetrická databáza prehodnotila v *Atlase geofyzikálnych máp a profilov* (Grand et al. in Kubeš et al., 2001). Z takto upravenej databázy tiažových meraní sa zostavila nová mapa ÚBA a odvodili sa gravimetrické mapy – mapy reziduálnych tiažových anomálií a mapy lineárnych prvkov tiažového poľa.

Magnetometria

Prvé aeromagnetické merania v mierke 1 : 200 000 na území Slovenska sa začali koncom 50. rokov (Mašín et al., 1963). Mapa izolínií bola zostavená z profilových meraní totálnej intenzity magnetického poľa pre strednú výšku letu 100 m nad reliéfom a pri vzdialenosti profilov 2 km. Vzhľadom na malú rozlišovaciu schopnosť použitých prístrojov, na často zložité morfologické podmienky a na vzájomnú vzdialenosť meraných profilov vydané mapy v súčasnosti nie sú vhodné na ďalšie využitie. Namerané údaje neexistujú ani v digitálnej forme.

V rokoch 1976 – 1992 sa letecky mapovalo územie vnútorných Západných Karpát, no zmerané územia nezahŕňali Podunajskú nížinu. Meral sa totálny vektor intenzity magnetického poľa T s výškou letu 80 m nad reliéfom. Vzdialenosť medzi profilmi bola 250 m, s krokom merania 25 – 55 m (Gnojek a Janák, 1986).

Pozemné geomagnetické merania na Podunajskej nížine sa uskutočnili v roku 1962. Merala sa vertikálna zložka magnetického poľa s hustotou 1 bod/km^2 a hodnoty sa spracovali do mierky 1 : 200 000 (Man, 1962). Bárta et al. (1988) vykonali magnetické merania v širšom okolí Bratislavy, t. j. v Malých Karpatoch, jv. časti Záhorskej nížiny a v sz. časti Podunajskej nížiny. Výstupom boli mapy izolínií ΔT v mierke 1 : 25 000.

Zjednotená magnetická mapa regiónu Trnavskej pahorkatiny bola zostavená z uvedených leteckých meraní, doplnených v južnej časti o pozemné merania (Kubeš et al., 2001).

Gamaspektrometria

Letecká gamaspektrometria bola podkladom na vytvorenie základnej databázy, z ktorej sa vychádzalo pri zostavovaní máp koncentrácie uránu, draslíka a tória a hodnôt celkovej prírodnej rádioaktivity pre celé územie Slovenska (Gnojek a Janák, 1986). V súčasnosti je povrchovými gamaspektrometrickými meraniami regionálneho charakteru v mierke 1 : 200 000 pokryté celé územie Slovenskej republiky (Daniel et al., 1997). Gamaspektrometria sa merala s hustotou 1 referenčný bod (RB) na 10 km^2. RB pozostával zo skupiny 5 bodov, vzájomne vzdialených 20 m. Výsledkom merania každej z takýchto skupín bola priemerná nameraná hodnota, ktorá sa stala východiskovým materiálom na ďalšie spracovanie.

Ďalšie gamaspektrometrické merania vykonané v rámci riešenia rôznych geologických úloh majú väčšinou malý plošný rozsah. Často sú to bodové, resp. profilové merania. Ich najväčší rozsah realizoval bývalý Československý uránový prieskum (ČSUP) v Spišskej Novej Vsi pri vyhľadávaní a prieskume rádioaktívnych surovín v rokoch 1972 – 1988.

Gamaspektrometrický prieskum slúžil predovšetkým na overenie rádiometrických anomálií a na zisťovanie základnej rádiogeochemickej charakteristiky rozličných typov hornín.

Z regionálneho hľadiska sa menší objem gamaspektrometrických prác urobil aj v rámci radónového prieskumu územia Slovenska v mierke 1 : 200 000 a pri prognóze radónového rizika okresných miest a miest s počtom obyvateľov viac ako 10 000 v mierkach 1 : 50 000 a 1 : 10 000 (Čížek et al., 1992).

Radónový prieskum

V súčasnosti je študované územie prognózne spracované formou odvodených máp radónového rizika v mierke 1 : 200 000. Pre bývalé okresné mestá sú zostavené uvedené odvodené mapy v mierke 1 : 50 000 (Čížek et al., l. c.). Pri ich

zostavovaní sa použili priame merania radónu v pôdnom vzduchu, nepravidelne rozložené v obvodových častiach bývalých okresných miest. Okrem týchto meraní sa s využitím princípu geologickej analógie použili dostupné rádiometrické údaje a informácie z archívov Uranpresu, s. r. o., Spišská Nová Ves, Geocomplexu, a. s., Bratislava, Geofondu Bratislava a z rozličných odborných publikácií.

Hodnotenie radónového rizika z geologického podložia miest s počtom obyvateľov viac ako 10 000 a detailizáciu okresných miest s vysokým a stredným radónovým rizikom realizovali v uplynulom období Bezák et al. (1997).

Geoelektrické merania

Rozsiahlejší geoelektrický prieskum realizovali Zavřelová et al. (1968) v oblasti Piešťan. Vytýčilo sa 15 geofyzikálnych profilov, ktoré sa premerali metódou vertikálnej elektrickej sondáže (VES). Úlohou tohto prieskumu bolo riešenie reliéfu predneogénneho podložia. Z výsledkov interpretácie kriviek VES sa zostavila štruktúrna schéma podložia neogénu v mierke 1 : 50 000.

Podrobnejší geoelektrický prieskum sa realizoval aj v priestore nivy Váhu medzi Beckovom a Leopoldovom. Úlohou tohto prieskumu bolo určenie hrúbky kvartérnych sedimentov a priebehu reliéfu neogénnych ílov, prípadne podložného mezozoika (Májovský a Tkáčová, 1969). V rámci tohto prieskumu sa vytýčilo a metódou VES premeralo celkove 15 geofyzikálnych profilov, ktoré sú označené symbolmi B_I – B_{XV}. Výsledky interpretácie sú znázornené v geofyzikálno-geologických rezoch v mierke 1 : 25 000.

V oblasti Piešťany – Banka sa realizoval geofyzikálny prieskum s cieľom zistiť geologické a štruktúrne pomery pre výstavbu cestného tunela. Použili sa geofyzikálne metódy KOP s AB = 45 m a 135 m a metóda VES. K výsledkom sú priložené grafy KOP, odporové rezy a štruktúrno-korelačná schéma (Janík, 1969).

V rokoch 1970 – 1971 pokračoval geofyzikálny prieskum v oblasti Dolného Váhu (Valušiaková, 1971). Pôvodné uvedené geofyzikálne profily B_I – B_{XV} sa zahusťovali profilmi B_{XVI} – B_{XXI}, na ktorých sa uskutočnili geofyzikálne merania metódou VES a SOP. Z výsledkov interpretácie geofyziky sa skonštruovali geofyzikálno-geologické rezy v mierke 1 : 25 000. Účel tohto geofyzikálneho prieskumu bol zhodný s účelom prác v r. 1969 (Májovský a Tkáčová, 1969).

Do severnej časti regiónu zasahujú geofyzikálne merania Džuppu (1973). Ich úlohou bolo určenie hrúbky štrkopiesčitých sedimentov a zistenie pozície mezozoických hornín v určených oblastiach. Aplikovala sa metóda VES s rozostupom AB 300 – 2 000 m a KOP s rozostupmi AB 60 a AB 220 m. Výsledky sú prezentované vo forme geologicko-geofyzikálnych rezov.

Májovský (1981) v rámci hydrogeologického prieskumu neogénu Trnavskej pahorkatiny geofyzikálnymi meraniami spresnil štruktúrno-tektonické pomery a litofaciálne zmeny do hĺbky asi 300 m aplikovaním metódy VES. Hlavným výsledkom sú vertikálne geoelektrické rezy TP-I – TP-XII v mierke 1 : 25 000.

Do jz. časti územia zasahujú geofyzikálne profily BA_{IX} – BA_{XIII} (Májovský et al., 1989). Podrobné výsledky interpretácie geoelektrických meraní na profiloch sú uvedené v etapových správach o geoelektrickom meraní v rokoch 1986 až 1988. Hlavným cieľom meraní bolo spresniť styk jz. časti Podunajskej nížiny a Malých Karpát. Ďalšou úlohou geoelektrických meraní bolo štúdium litologických pomerov na vybraných regionálnych líniách do hĺbky asi 600 m. Výsledkom interpretácie meraní boli geofyzikálne rezy v mierke 1 : 25 000 s prevýšením 1 : 10 000.

V rokoch 1991 – 1993 v rámci medzinárodnej úlohy Podunajsko – Danreg (Tkáčová in Džuppa et al., 1993) sa realizovali geofyzikálne merania metódou VES na profiloch G_I – G_{IVa}. Niekoľko geofyzikálnych profilov zasahuje aj do južnej časti Trnavskej pahorkatiny. Základnou úlohou meraní bolo určenie hrúbky kvartérnych sedimentov a ich kvalitatívne rozčlenenie. Z toho vyplynulo aj zmapovanie reliéfu neogénnych sedimentov. Z interpretovaných hodnôt VES sa skonštruovala mapa hrúbky kvartérnych sedimentov v mierke 1 : 50 000.

V rámci úlohy *Neogén Trnavskej pahorkatiny* sa na území vykonal hydrogeofyzikálny prieskum zameraný na sledovanie litofaciálnych zmien súvrství vo vertikálnom smere do hĺbky asi 400 m a na spresnenie štruktúrno-tektonických pomerov územia. Na dosiahnutie tohto cieľa sa použila metóda VES.

Geotermika

Geotermálna voda sa v regióne nachádza v centrálnej časti *blatnianskej priehlbiny* (sensu Jančí a Majcin in Pagáč et al., 1995). Ide o typickú zálivovú štruktúru s pozdĺžnou osou v jej strede, t. j. približne medzi Trnavou a Veselým, kde hrúbka neogénnych sedimentov dosahuje maximálnu hodnotu, vyše 3 600 m. Geotermálna voda sa tu viaže na triasové karbonáty *tatrika, fatrika* a *hronika*. Ako perspektívne na exploatáciu geotermálnej vody sa javí územie okolia Trakovíc s predpokladanou teplotou vody 75 – 100 ºC v hĺbke 1 500 až 2 000 m. Druhá lokalita je oblasť Boroviec s predpokladanými kolektormi vody teplej asi 70 ºC v hĺbke 1 800 – 2 500 m. Tretie perspektívne územie je v oblasti Kátloviec. Sú tam triasové karbonáty *fatrika* a *hronika* v hĺbke 1 100 až 2 100 m. Teplota vody v tejto hĺbke sa odhaduje na 40 – 60 ºC. Na exploatáciu geotermálnej vody systémom reinjektáže je perspektívne najvhodnejšia oblasť Špačiniec s maximálnou hĺbkou 3 000 – 4 000 m s teplotou vody asi 110 – 120 ºC.

V severnej časti *blatnianskej priehlbiny* v oblasti Potvoríc sa predterciérne podložie nachádza v maximálnej hĺbke 2 000 m. Aj tu sa termálna voda viaže na triasové karbonáty *fatrika* a *hronika*. Na realizáciu geotermálneho vrtu bolo navrhnuté miesto v oblasti Hornej Stredy (vrt T-5) s hĺbkou vrtu 2 500 m. Vodné kolektory by mali byť zachytené v hĺbke viac ako 2 000 m, kde teplota vody dosahuje hodnotu okolo 60 – 70 ºC.

Seizmika

V súvislosti s naftovým prieskumom sa v tomto regióne v 60. rokoch minulého storočia začal aj rozsiahly seizmický prieskum. V jeho začiatkoch išlo o refrakčno-seizmické merania, ktoré prešli neskôr do reflexných seizmických meraní. Oba typy meraní boli pri naftovom prieskume zamerané najmä na štúdium geologickej stavby a štruktúrno-tektonických pomerov územia, na vymedzenie elevačných oblastí a spresnenie ich čiastkových štruktúr, na sledovanie hrúbky terciérnych sedimentov a priebehu reliéfu ich podložia, na zistenie vnútornej stavby neogénnej výplne, priebehu niektorých horizontov a poruchových línií vnútri neogénneho súvrstvia a na zisťovanie zlomovej tektoniky na styku Malých Karpát s Trnavskou pahorkatinou.

Výsledky seizmického prieskumu v minulých rokoch podrobila reprocesingu zahraničná spoločnosť MAXUS. Výsledky reprocesingu sa nachádzajú v archívoch VVNP Bratislava.

Charakter tiažového poľa

Územie Trnavskej pahorkatiny a Dolnovážskej nivy sa v regionálnom tiažovom poli prejavuje tromi výraznými zápornými anomáliami. Tiažové minimá sa nachádzajú na línii smeru JZ – SV. V centrálnej časti dosahujú hodnotu do –29 mgl a smerom k okrajom depresie hodnoty tiaže postupne narastajú do +4 mgl. Anomálie sú vyvolané depresiami v predterciérnom podloží a zvýšenou hrúbkou ich neogénnej výplne. Tento fakt potvrdili aj vrty v širšom okolí Špačiniec, kde vrty Šp-1 a ŠP-3 – 4 do hĺbky asi 3 500 m nedosiahli predterciérne podložie. Tiažové anomálie v južnej a centrálnej časti regiónu od jeho severnej časti oddeľuje lokálna elevácia smeru JZ – SV, kde hĺbka predterciérneho podložia klesá na zhruba 1 000 m (vrty K-1, K-3, K-4 a D-1).

Tiažová depresia s lokálnym minimom západne od Hornej Stredy postupne stráca svoj šírkový rozmer a prechádza do smeru S – J. Ostré gradienty tiažového poľa na západnom a východnom okraji regiónu indikujú tektonické ohraničenie jadrových pohorí.

V južnej časti regiónu medzi Vlčkovcami a Sládkovičovom sa na mape úplných Bouguerových anomálií (Kubeš et al., 2004) zobrazuje relatívne kladná tiažová anomália smeru S – J s hodnotou do –14 mgl. Zodpovedá elevácii v predterciérnom podloží. Vrtné práce v tejto oblasti (vrty T-1, Se-5, Se-8, A-1) zachytili horniny predterciérneho podložia v hĺbke od zhruba 900 do 2 200 m. Túto tiažovú štruktúru od kryštalinika Považského Inovca oddeľuje lokálna depresia smeru SZ – JV. Predpokladá sa, že táto depresia má ďalšie pokračovanie na SZ do širšej oblasti Trstína.

Charakter magnetického poľa

Uvedená zjednotená magnetická mapa regiónu (pozri kap. Magnetometria) bola zostavená najmä z leteckých meraní v Malých Karpatoch a v Považskom

Inovci a z pozemných magnetických meraní v Podunajskej nížine. Mapa poskytuje obraz o plošnom rozšírení magneticky aktívnych hornín v regióne. Anomálie magnetického poľa sa vyskytujú najmä v okrajových častiach, kde Trnavská pahorkatina prechádza do východných svahov Malých Karpát, resp. Dolnovážska niva do západnej úboče Považského Inovca. Hodnoty magnetického poľa sa pohybujú v intervale od –25 nT do +65 nT. Väčšinou ich vyvolávajú bázickejšie diferenciáty granitoidov Malých Karpát, Považského Inovca a severnej časti Podunajskej nížiny. Na pestrosti magnetického poľa sa podieľajú aj bázické vulkanity *hronika*, zastúpené tholeiitovými bazaltmi.

Výsledky štúdia magnetických vlastností granitoidov poukazujú na dve závažné skutočnosti. Prvou z nich je zistenie, že hlavným nositeľom magnetických parametrov je prevažne magnetit a titanomagnetit, v menšej miere minerály typu titanit, hematit a ilmenit. Druhou je to, že magnetické vlastnosti hornín sú v priamej závislosti od stupňa bazicity hornín. V prípade granitoidov ide o nárast magnetických parametrov (najmä magnetickej susceptibility) v rade: tonalit – biotitický granodiorit – amfibolický granodiorit – amfibolický diorit – gabrodiorit.

V oblasti Malých Karpát dominuje *svätojurská magnetická anomália*, ktorá sa nachádza takmer v celej sv. časti *bratislavského masívu*. Za zdroj anomálie považuje Kohút (in Kubeš et al., 2001) granitoidný komplex (granodiorit-diorit), ktorý sa nachádza v podloží prakticky nemagnetického masívu. O prítomnosti bázických granitoidov sa uvažuje aj v prípade *grobskej anomálie,* kde sa nachádzajú v hĺbke 2,5 – 3,0 km. Vzájomnú priestorovú pozíciu zdrojov *svätojurskej* a *grobskej anomálie* ovplyvňuje *malokarpatský zlomový systém* smeru JZ – SV, pozdĺž ktorého nastal nielen pokles zdroja *grobskej anomálie* smerom na JV, ale aj jeho bočný posun smerom na SV.

Na výskyty bázickejších diferenciátov granitoidov *tatrika* je bohatý Považský Inovec (Határ in Kubeš et al., 2001). Tieto horniny tam vytvárajú síce komplikovanú, no zjavnú anomálnu zónu smeru SV – JZ s dĺžkou okolo 70 km a šírkou 5 – 7 km. Jej súčasťou nie je len *inovecká* a *hlohovecká magnetická anomália*, ale aj *seredská* a *galantská anomália* v Podunajskej nížine. Vrchný okraj magneticky aktívnych hornín v severnej časti pohoria sa nachádza na povrchu alebo blízko pod povrchom, ale smerom na JZ hĺbka dosahuje úroveň okolo 3,0 km pod povrchom.

Produkty permského bázického a intermediárneho vulkanizmu ipoltickej skupiny *hronika* vyvolávajú pomerne výrazné magnetické anomálie v Malých Karpatoch a v južnej časti Strážovských vrchov (Vozár in Kubeš et al., 2001), hoci tieto časti do skúmaného územia zasahujú iba okrajovo. V strednej časti Malých Karpát sa jednoznačne zobrazuje anomálny účinok melafýrov vystupujúcich na povrch v širšom okolí Smoleníc. Lineárna zóna tiahnuca sa od Sološnice (mimo zmapovaného územia) v smere VSV – ZJZ dosahuje dĺžku až do 20 km a jej šírka sa pohybuje v rozmedzí 1,4 – 2,2 km. Je signalizovaná anomáliami s amplitúdou do +250 nT. Súčasťou tejto zóny sú aj zakryté telesá melafýrov v pásme Smolenice – Trstín. V severnej časti regiónu ide o *kálnickú magnetickú anomáliu*.

Charakter poľa prírodnej rádioaktivity

Mapa celkovej prírodnej rádioaktivity regiónu bola zostavená z leteckých meraní. Podľa Čížeka et al. (in Kubeš, 2001) sú priemerné hodnoty na celom území Slovenska pre draslík (K) 1,5 %, tórium (Th) 8 – 12 ppm a urán (U) 3,1 ppm. So zvyšovaním bazicity hornín majú hodnoty Th a U klesajúcu tendenciu.

Napriek tomu, že hĺbkový dosah tejto metódy je zhruba 2 m, zostavené mapy koncentrácie U, Th a K z Trnavskej pahorkatiny poukazujú na mimoriadne zaujímavú distribúciu rádioaktívnych prvkov v tomto priestore. Na základe kvalitatívneho posúdenia máp sa dá konštatovať, že pomerne veľkú oblasť Trnavskej pahorkatiny charakterizuje zvýšená koncentrácia najmä Th a U a predstavuje výrazný fenomén anomálnej koncentrácie uvedených prvkov aj v rámci celého Slovenska. Ide najmä o územie ohraničené sídlami Pezinok – Veľký Biel – Trnava – Bučany – Častkovce – Dechtice – Smolenice – Dolné Orešany – Pezinok. Spraše a sprašové hliny, na rozdiel od ostatných častí pahorkatiny, tu dosahujú výrazne menšiu hrúbku. V ich plytkom podloží sa zistili hrubé súvrstvia pliocénneho veku zakryté spodno- až vrchnopleistocénnymi proluviálnymi kremitými (kremencovými) štrkmi a pieskami. Zdroj zvýšenej koncentrácie U a Th sa zatiaľ spoľahlivo nezistil. Predpokladá sa, že túto výraznú anomáliu vyvoláva zvýšená akumulácia akcesorických minerálov (monazit, allanit, xenotím?), ktoré sa pravdepodobne nachádzajú v pleistocénnych kremitých sedimentoch.

Túto anomáliu vo východnej časti územia ohraničuje výrazné lineárne rozhranie na línii Čachtice – Bučany a Bučany – Senec. Toto rozhranie indikuje hranicu medzi Dolnovážskou nivou a samotnou Trnavskou tabuľou. Západné ohraničenie anomálie nie je také výrazné.

V centrálnej časti regiónu v oblasti medzi obcami Bučany – Žlkovce – Naháč – Trstín – Bučany sa zistil pokles koncentrácie Th. Táto štruktúra rozdeľuje anomálnu zónu na dve časti. Je to spôsobené pravdepodobne rôznymi zdrojovými oblasťami. Severnejšia oblasť dosahuje relatívne nižšiu koncentráciu na menších plochách. V tomto prípade sa predpokladá, že zdrojová oblasť je kryštalinikum Považského Inovca, pretože priľahlú oblasť Brezovských Karpát tvoria nízko rádioaktívne horniny mezozoika. Južná anomálna oblasť dosahuje vyššiu koncentráciu a väčšie plošné rozšírenie. Je možné, že zdrojovou oblasťou v tomto prípade boli kryštalické horniny Malých Karpát.

Výsledky geoelektrických meraní

Z geoelektrických meraní (VES pre AB = 50 m) sa z regiónu zostavila mapa nameranej rezistivity (Kubeš et al., 2004). Podáva obraz o elektrickom odpore horninového prostredia a jeho distribúcii v horizontálnom smere, a to v hĺbke, ktorá zodpovedá približne 1/5 rozostupu sýtiacich elektród AB.

Mapa sa použila najmä pri určovaní štruktúrnych línií, výrazných tektonických línií a iných geologických fenoménov. Zároveň poskytuje predstavu o lito-

logickom zložení a rozmiestnení kvartérnych sedimentov akumulovaných v centrálnej časti *blatnianskej priehlbiny* a v podhorí Malých Karpát. Poukazuje na fakt, že hlavným transportérom štrkopiesčitých sedimentov v severnej a strednej časti regiónu bol Váh, v západnej časti toky malokarpatskej proveniencie a v južnej časti Dunaj (Malý Dunaj).

5.2. MAPA GEOFYZIKÁLNYCH INDÍCIÍ A INTERPRETÁCIÍ – MGII

Pri zostavovaní *Mapy geofyzikálnych indícií a interpretácií* (Kubeš et al., 2004) sa využili výsledky interpretácie všetkých uvedených meraní. Ako podklad slúžili najmä nasledujúce novozostavené mapy: a) mapa úplných Bouguerových anomálií pre redukčnú hustotu 2,67 kg . dm^{-3}, b) mapa lineárnych prvkov tiažového poľa (horizontálne gradienty na základe Blakelyho kritéria), c) magnetická mapa, d) mapa celkovej prírodnej rádioaktivity, e) mapy koncentrácie tória (Th), uránu (U) a draslíka (K), f) mapa nameranej rezistivity pre AB = 50 m.

Zostavená mapa MGII obsahuje tieto základné údaje: a) výrazné lineárne tiažové rozhrania, b) tiažové anomálie, indikujúce prevažne elevačné a depresné formy predterciérneho podložia, c) lineárne prvky s charakterom magnetických rozhraní, odvodené z magnetickej mapy, d) magnetické anomálie indikujúce magnetické hmoty v predterciérnom podloží a produkty terciérneho vulkanizmu, e) výrazné lineárne rozhrania celkovej prírodnej rádioaktivity, f) oblasti so zvýšenou koncentráciou Th, U a K z leteckých a pozemných meraní, g) oblasti s možným výskytom termálnej vody.

Výsledky ostatných geofyzikálnych metód pre ich lokálny charakter, resp. plytký hĺbkový dosah (geoelektrické merania VES) nie sú na *Mape geofyzikálnych indícií a interpretácií* zohľadnené. Reprocesované seizmické merania v súčasnosti nie sú dostupné odbornej verejnosti.

6. HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

V rámci regiónu Trnavskej pahorkatiny možno vyčleniť viacero hydrogeologických komplexov, teda územných jednotiek charakterizovaných obdobnými hydrogeologickými vlastnosťami, resp. typom priepustnosti a charakterom obehu podzemnej vody. Hydrogeologické komplexy sa skladajú z ucelenejších, hydrogeologicky homogénnejších jednotiek – hydrogeologických celkov. Sú vyčlenené na základe typu priepustnosti, charakteru obehu podzemnej vody, hodnôt filtračných parametrov a litostratigrafie.

6.1. HYDROGEOLOGICKÝ KOMPLEX NEOGÉNNYCH PANVOVÝCH ŠTRUKTÚR

Tento komplex charakterizujú sedimenty s rôznou medzizrnovou priepustnosťou, nízkymi hodnotami hydraulických gradientov a striedaním priepustnejších a menej priepustných polôh. To spôsobuje častú prítomnosť artézskych horizontov s rôznou piezometrickou hladinou („výtlačnou výškou“). Vzhľadom na nízku priepustnosť a hydraulické gradienty je tu pohyb podzemnej vody veľmi pomalý, s vysokou prirodzenou ochrannou funkciou menej priepustných horizontov. Priepustnosť neogénnych sedimentov má však veľkú horizontálnu aj laterálnu premenlivosť.

Hoci sa piesčité polohy v každej z neogénnych litostratigrafických jednotiek tradične považujú za nositeľov vyššej priepustnosti („vodonosné horizonty“), štatistické spracovanie výsledkov z územia nepreukázalo vyššiu priepustnosť tých litostratigrafických členov, ktoré majú vo svojom litologickom opise viac „piesčitej zložky“. To však neznamená, že polohy ílov, prachovcov a šlírov majú rovnocenné, ak nie lepšie hydraulické vlastnosti. Znamená to, že každé z neogénnych súvrství obsahuje viac alebo menej piesčitých polôh, ktoré majú svoj hydrogeologický význam, hoci v rámci litologického opisu sú často zatlačené do úzadia. Odhad hodnôt strednej hodnoty prietočnosti T neogénnych sedimentov Trnavskej pahorkatiny sa pohybuje v rozmedzí od $3{,}0 \cdot 10^{-4}\ m^2 \cdot s^{-1}$ do $3{,}0 \cdot 10^{-3}\ m^2 \cdot s^{-1}$. V rámci Slovenska sú to pomerne vysoké hodnoty. Na základe svojej priepustnosti vystupuje do popredia najmladší neogénny hydrogeologický celok – pestré ílovité piesky a íly pliocénu (*volkovské* a *kolárovské súvrstvie*, kolónka 52). Ostatné litostratigrafické jednotky – hydrogeologické celky – možno charakterizovať striedaním ílov, ílovcov, prachov, prachovcov, pieskov, pieskovcov, štrkov, konglomerátov a lignitových polôh s rôznou hrúbkou. Výskyt stratigraficky starších sedimentov sa obmedzuje na okrajovú oblasť *Dunajskej panvy*. Pozdĺž Pezinských Karpát smerom do jej stredu sú tieto uloženiny postupne prekryté čoraz hrubšími polohami mladších sedimentov najmä *ivanského, beladického, volkovského* a *kolárovského súvrstvia* (kolónky 56, 54, 52).

Hodnoty regionálnej prietočnosti a koeficientu filtrácie hydrogeologického celku pieskov, ílov a polymiktných zlepencov (otnansko-karpatského veku) sa odhadli na základe výsledkov 17 vrtov. Indexy priepustnosti a prietočnosti Z a Y sa pohybovali od 2,32 do 5,33 s mediánom 3,91, resp. od 3,52 do 6,63 s mediánom 5,03, $\sigma_Y = 0,75$. Odvodené odhady strednej hodnoty prietočnosti (T) a strednej hodnoty koeficientu filtrácie (k) sú $1,9 \cdot 10^{-3}$ m^2 . s^{-1} a $9,7 \cdot 10^{-5}$ m . s^{-1}.

Íly a piesčito-ílovité sedimenty stredno- a vrchnobádenského veku na území Trnavskej pahorkatiny sú väčšinou prekryté mladšími sedimentmi. Na základe vyhodnotenia 30 hydrodynamických skúšok realizovaných v týchto horninách východne od Pezinských Karpát sa urobili odhady strednej hodnoty prietočnosti (T) a strednej hodnoty koeficientu filtrácie (k), a to $2,7 \cdot 10^{-3}$ m^2 . s^{-1} a $5,9 \cdot 10^{-4}$ m . s^{-1}. Indexy priepustnosti a prietočnosti Z a Y sa pohybovali od 1,39 do 5,82 s mediánom 4,41, resp. od 2,97 do 6,25 s mediánom 5,36. Smerodajná odchýlka hodnôt indexu prietočnosti σ_Y mala hodnotu 0,73.

Hydrogeologický celok ílovito-piesčitých sedimentov sarmatského veku vystupuje v podloží kvartérnych sedimentov na pomerne úzkom pruhu kopírujúcom priebeh pohoria Pezinských Karpát medzi Nižnou a Pezinkom. Z vyhodnotenia 12 hydrogeologických vrtov sa pre tento celok zistili indexy priepustnosti a prietočnosti Z a Y v rozmedzí 3,12 – 5,27 s mediánom 4,01, resp. 3,96 – 5,74 s mediánom 5,03. Smerodajná odchýlka hodnôt indexu prietočnosti σ_Y bola 0,53. Odvodený odhad strednej hodnoty prietočnosti (T) je $8,7 \cdot 10^{-4}$ m^2 . s^{-1} a strednej hodnoty koeficientu filtrácie $k = 8,1 \cdot 10^{-5}$ m . s^{-1}.

Ílovito-piesčité sedimenty pontského a panónskeho veku sa hodnotili spoločne na základe 23 hydrodynamických skúšok. Odvodené odhady stredných hodnôt T a (k) boli $3,4 \cdot 10^{-3}$ m^2 . s^{-1} a $4,1 \cdot 10^{-4}$ m . s^{-1}. Indexy priepustnosti a prietočnosti Z a Y sa pohybovali medzi 2,91 a 5,24 s mediánom 4,24, resp. medzi 3,75 a 6,46 s mediánom 5,09. Smerodajná odchýlka hodnôt indexu prietočnosti σ_Y je 0,67.

Najmladší neogénny hydrogeologický celok je v rámci komplexu neogénnych panvových štruktúr najpriepustnejší. Pestré ílovité piesky a íly pliocénneho veku pri počte 302 reinterpretovaných hydrodynamických skúšok majú odhad strednej hodnoty prietočnosti $T = 7,4 \cdot 10^{-3}$ m^2 . s^{-1} a odhad strednej hodnoty koeficientu filtrácie $k = 1,1 \cdot 10^{-3}$ m . s^{-1}. Smerodajná odchýlka hodnôt indexu prietočnosti σ_Y má hodnotu 0,77 (stredná variabilita). Index priepustnosti Z sa pohybuje v rozmedzí 2,67 – 7,76 s mediánom 4,54. Index prietočnosti Y sa zistil v intervale 3,85 – 8,30, medián má hodnotu 5,62. Tento fakt je spôsobený odlišným spôsobom sedimentácie v najvrchnejšom pliocéne, keď sa na mnohých miestach, najmä na severe územia, ukladali mohutné štrkové polohy. Tento vývoj plynulo pokračoval aj v pleistocéne.

Hydrogeologický komplex neogénnych panvových štruktúr s medzizrnovou priepustnosťou aj napriek pomerne bohatému zastúpeniu hydrogeologických celkov má relatívne schematický režim a obeh podzemnej vody. Je charakteristický pre všetky stratigrafické členy sedimentárnej výplne *Dunajskej panvy*.

Konkrétne podmienky obehu a režimu podzemnej vody sedimentov neogénu vzhľadom na litologické zloženie a tektonické prejavy sa lokálne javia veľmi zložité. Striedanie nepriepustných polôh ílov a siltov s kolektormi s medzizrnovou priepustnosťou, ktorými sú piesky, štrky a pieskovce, spôsobuje často napätú hladinu podzemnej vody. Preto aj jej obeh a dopĺňanie sú obmedzené. Hydrogeologické izolátory vytvárajú aj nepriepustné podložie pre pohyb vody v sedimentoch kvartéru a ovplyvňujú jej cirkuláciu. Infiltrácia – dopĺňanie podzemnej vody – je možná v miestach, kde priepustné členy neogénnych sedimentov vystupujú na povrch alebo sú v kontakte s podzemnou vodou iných hydrogeologických komplexov.

Vodohospodársky význam neogénnych sedimentov z hľadiska zásobovania väčších sídelných jednotiek je obmedzený len na lokálne miesta spotreby. Vzhľadom na pomalý obeh a vysoký stupeň ich prirodzenej ochrany môžu však predstavovať strategické zdroje podzemnej vody s najmenším vplyvom environmentálnych zmien či dosahom ekologických katastrof.

6.2. HYDROGEOLOGICKÝ KOMPLEX SEDIMENTOV KVARTÉRU

Hydrogeologický komplex eolických sedimentov kvartéru s funkciou regionálnych izolátorov

Eolické sedimenty – spraše, piesčité spraše a sprašové hliny pleistocénu (kolónky 23, 22, 21) – sú v Trnavskej pahorkatine dominujúci pokryvný útvar. Vzhľadom na svoju zrnitosť (prachové čiastočky s prímesou piesku a ílu sú pre vodu veľmi málo priepustné) majú charakter regionálneho hydrogeologického izolátora. V sprašiach je vyvinutá pomerne hrubá nenasýtená zóna, lebo hladina podzemnej vody býva často v hĺbke väčšej ako 10 m. Kvôli týmto vlastnostiam plní hydrogeologický komplex eolických sedimentov kvartéru dôležitú ochrannú funkciu vo vzťahu k podložným kolektorom, prípadne môže slúžiť ako horninové prostredie s najmenšou vzájomnou interakciou s obehom podzemnej vody. Preto nie sú k dispozícii žiadne výsledky hydrodynamických skúšok, ktoré by boli realizované na hydrogeologických vrtoch v sprašiach.

Prachové čiastočky s prímesou piesku a ílu sú pre vodu veľmi málo priepustné. Hodnoty prietočnosti T sa odhadujú v úrovni $< 1 . 10^{-6}$ $m^2 . s^{-1}$. Hladina podzemnej vody sa tu zväčša viaže na podložné fluviálne štrky pleistocénnych riečnych terás a nachádza sa v značnej hĺbke (6,0 – 25,0 m) pod povrchom.

V rámci hodnoteného územia je hladina podzemnej vody najhlbšie v oblasti medzi Trebaticami, Borovcami, Pečeňadmi, Malženicami, Špačincami, Dolnou a Hornou Krupou, Dechticami, Chtelnicou a Vrbovým. Hladina podzemnej vody v sprašiach tam býva v hĺbke najmenej 10,0 m s maximom 25,0 m v okolí Jaslovských Bohuníc. Podobná situácia je v oblasti Hrnčiarovce – Pác – Slovenská Nová Ves – Voderady – Majcichov – Zeleneč. Hladina podzemnej vody je tam

v rozmedzí 11,0 – 23,0 m pod úrovňou terénu. Prúdenie podzemnej vody v sprašiach a sprašových hlinách má generálny smer SZ – JV a je veľmi pomalé, resp. sleduje smer spádu údolí v regióne.

Hydrogeologický komplex polygenetických kvartérnych sedimentov s medzizrnovou priepustnosťou

Proluviálne sedimenty – piesčité štrky s úlomkami vo forme náplavových kužeľov (pleistocén) – majú najväčšie rozšírenie pri okrajových častiach pohorí v miestach vyústenia horských potokov do Podunajskej nížiny. Priemerne dosahujú hrúbku 12 – 15 m, v prípade viacgeneračných kužeľov 25 m aj viac (Hanzel et al., 1999).

Hydrogeologický celok proluviálnych sedimentov regiónu môžeme hydraulicky charakterizovať na základe výsledkov zo 17 hydrogeologických vrtov. Odhad strednej hodnoty prietočnosti T je vyčíslený na $2{,}7 \cdot 10^{-3}$ $m^2 \cdot s^{-1}$, odhad strednej hodnoty koeficientu filtrácie $k = 8{,}0 \cdot 10^{4}$ $m \cdot s^{-1}$. Koeficient prietočnosti T sa pohybuje v intervale $1{,}8 \cdot 10^{-5} – 2{,}8 \cdot 10^{-2}$ $m^2 \cdot s^{-1}$, hodnoty koeficientu filtrácie k sú od $8{,}0 \cdot 10^{-6}$ do $4{,}7 \cdot 10^{-3}$ $m \cdot s^{-1}$. Smerodajná odchýlka σ_Y, na základe ktorej je charakterizovaná stredná variabilita prietočnosti, je 0,62. Medián indexu prietočnosti Y pre proluviálne sedimenty je 5,63 a medián indexu priepustnosti Z je 4,85.

Dôležitá hydrogeologická funkcia proluviálnych sedimentov spočíva v tom, že v úsekoch s vhodnými hydraulickými vlastnosťami umožňujú priamy prestup podzemnej, ale aj povrchovej vody z horských častí regiónu do sedimentov susedných nížin. V niektorých oblastiach úpätí pohorí sa povrchové toky na proluviálnych sedimentoch vyznačujú zmenšeným prietokom, pretože prevažná časť vody vsakuje priamo do náplavových kužeľov. Prestupom do nížiny sa najmä malé toky za okrajovými zlomami niekedy úplne strácajú, najmä počas nízkych prietokových stavov.

Deluviálne sedimenty – hlinito-kamenité a kamenité sutiny – v spojení s eluviálnymi zvetraninovými kôrami na kryštaliniku medzi Pezinkom a Bratislavou sú objemovo a plošne najrozsiahlejší typ kvartérnych sedimentov. Na svahoch východnej úboče Pezinských Karpát dosahujú hrúbku priemerne 5 – 10 m. Hrúbka 30 m(?), ktorú uvádza Hanzel (1999), sa podľa najnovších výskumov nepotvrdila.

Z vyhodnotenia 10 hydrogeologických vrtov v rámci regiónu sa pre hydrogeologický celok deluviálnych sedimentov zistili indexy priepustnosti a prietočnosti Z a Y v rozmedzí 3,48 – 5,51 s mediánom 4,67, resp. 4,13 až 6,24 s mediánom 5,11. Smerodajná odchýlka hodnôt indexu prietočnosti σ_Y je 0,67. Odvodený odhad strednej hodnoty prietočnosti T je $8{,}7 \cdot 10^{-4}$ $m^2 \cdot s^{-1}$ a strednej hodnoty koeficientu filtrácie $k = 2{,}1 \cdot 10^{-4}$ $m \cdot s^{-1}$.

Litologický charakter polygenetických kvartérnych sedimentov a rozdielna pozícia jednotlivých genetických typov kvartérnych sedimentov rôznym spôso-

bom ovplyvňujú obeh a režim podzemnej vody v nich. Deluviálne sedimenty vo vyšších častiach svahov iba zriedka vytvárajú súvislejšie horizonty podzemnej vody. Akumulácie podzemnej vody sa častejšie vytvárajú v dolných častiach svahov, a najmä pri ich prechode do fluviálnych sedimentov, resp. na kontakte pohorí s nížinou.

Hydrogeologický komplex kvartérnych fluviálnych náplavov s medzizrnovou priepustnosťou

Hydrogeologický celok pleistocénnych sedimentov riečnych terás tvoria prevažne zahlinené štrkopiesky, ktoré sú zväčša prekryté sprašami alebo sprašovými hlinami a hlinitými splachmi. Tento hydrogeologický celok sa v rámci regiónu hydraulicky testoval dovedna na 148 hydrogeologických vrtoch. Stredná hodnota prietočnosti bola stanovená na $2{,}3 \cdot 10^{-2}$ $m^2 \cdot s^{-1}$ a stredná hodnota koeficientu filtrácie bola odhadnutá na $3{,}7 \cdot 10^{-3}$ $m \cdot s^{-1}$. V porovnaní s inými regiónmi, kde bývajú hodnoty filtračných parametrov sedimentov riečnych terás v porovnaní s holocénnymi alúviami a vrchnopleistocénnymi dnovými výplňami väčšinou o jeden rád (t. j. desaťnásobne) nižšie, vykazujú pleistocénne terasové sedimenty Trnavskej pahorkatiny vysoké hodnoty priepustnosti. Sú porovnateľné s hodnotami parametrov T a k fluviálnych štrkov dnovej výplne a holocénnej nivy. Variabilita prietočnosti vyjadrená smerodajnou odchýlkou porovnávacieho hydraulického parametra Y má hodnotu 0,61 (stredná variabilita), koeficient filtrácie je 0,62. Rozsah zistených hodnôt indexu prietočnosti Y sa pohybuje od 4,82 do 8,36 s mediánom 6,63. Index priepustnosti Z má hodnoty od 3,87 do 7,54 s mediánom 5,83.

Podzemné vody vzhľadom na ich súčasnú morfologickú pozíciu sa viažu na štrky a piesky riečnych terás napájané infiltráciou zo zrážok, prípadne skrytými prestupmi z povrchových tokov opúšťajúcich okolité pohoria. Hladina podzemnej vody je preto hlbšie pod povrchom a má variabilnejší časový rozkyv ako v prípade fluviálnych náplavov holocénu a dnovej výplne vrchného pleistocénu. Systém pleistocénnych terás často prstovite prerezávajú proluviálne sedimenty náplavových kužeľov a fluviálne nivy vychádzajúce z dolín väčších prítokov Váhu. Proluviálne sedimenty a ich variety pozostávajú najmä z hlinito-piesčitých štrkov s hlinito-kamenitou prímesou deluviálno-proluviálnych sedimentov vrchného pleistocénu až holocénu. Obeh podzemnej vody je tu do veľkej miery limitovaný ich litologickým zložením – vyskytujú sa tu privilegované cesty prúdenia podzemnej vody aj zóny s pomalým obehom. Prekrytie týchto sedimentov hrubou vrstvou spraší zabezpečuje vyšší stupeň ochrany podzemnej vody pred potenciálnym aj aktuálne prenikajúcim znečistením v porovnaní s menej chránenými náplavmi odkrytých terás a kužeľov, resp. holocénnych aluviálnych nív.

Vrchnopleistocénne a holocénne štrkovito-piesčité sedimenty riečnych alúvií v nivách lokálnych vodných tokov a dominujúceho recipienta, Váhu, mali v minulosti primárny význam z hľadiska zásobovania obyvateľstva pitnou vodou.

Vykonalo a vyhodnotilo sa na nich celkove 386 hydrogeologických vrtov, resp. hydrodynamických skúšok. Stredná hodnota koeficientov filtrácie k ($1{,}2 \cdot 10^{-2}$ m . s^{-1}, medián Z = 6,17) aj transmisivity T ($3{,}5 \cdot 10^{-2}$ m^2 . s^{-1}, medián Y = 6,78) je pre tento hydrogeologický celok „an blok" vzhľadom na celoslovenské pomery veľmi vysoká. V tomto súbore je však potrebné odlíšiť alúviá prítokov Váhu, samotné vážske alúvium a alúvium Malého Dunaja, resp. Čiernej vody. Aj v samotných holocénnych a vrchnopleistocénnych náplavoch Váhu sa dá odlíšiť niekoľko geograficky a zrejme aj hydraulicky rozdielnych oblastí.

Pri charakteristike všetkých alúvií prítokov Váhu ako celku (spolu v nich bolo situovaných 72 hydrogeologických vrtov s jednoznačnou pozíciou otvoreného testovaného úseku) sa zistili v zásade identické hodnoty priemerného koeficientu filtrácie k ($3{,}0 \cdot 10^{-2}$ m . s^{-1}) aj koeficientu prietočnosti T ($2{,}3 \cdot 10^{-2}$ m^2 . s^{-1}) s celým súborom vrchnopleistocénnych a holocénnych štrkovito-piesčitých sedimentov riečnych alúvií. Smerodajné odchýlky hodnôt Y a Z sú 0,65 a 0,59. Rozsah zistených hodnôt indexu prietočnosti Y sa pohybuje v rozmedzí 5,06 až 7,70 s mediánom 6,41 a indexu priepustnosti Z v rozmedzí 4,49 – 7,86 s mediánom 5,70.

Aluviálne sedimenty pravostranných prítokov Váhu (Bošáčka, Klanečnica, Jablonka, Holeška, Šteruský potok, Lančársky potok, Kočínsky potok, Lopašovský potok, Chtelnický potok, Blava, Dubovský potok, Krupský potok, Raková, Parná, Gidra, Vištucký potok a Šenkvický potok), sedimentované čiastočne vo vrchnom pleistocéne, no najmä v holocéne až recente, majú zvyčajne menšiu hrúbku štrkového kolektora (2,0 až 7,5 m, prevažne okolo 5,0 m). Hodnoty koeficientov filtrácie a prietočnosti sú veľmi podobné hodnotám charakteristickým pre vážske alúvium. Pre svoje malé priestorové rozšírenie však sedimenty pravostranných prítokov Váhu nevytvárajú vhodné podmienky na významnejšie koncentrovanie zdrojov podzemnej vody. Podzemná voda alúvií pravostranných prítokov má spojitý jednotný obeh, zväčša paralelný s dominantným recipientom. Iba lokálne a časovo obmedzene ho ovplyvňujú okamžité zmeny na okrajových podmienkach.

Hydrogeologický celok vrchnopleistocénnych až holocénnych štrkovito-piesčitých sedimentov riečnych alúvií v oblasti údolnej nivy Váhu má takmer po celej svojej dĺžke rovnaké regionálne hodnoty hydraulických parametrov. Hodnoty priemernej prietočnosti sa pohybujú nad hodnotou $1 \cdot 10^{-2}$ m^2 . s^{-1} a hodnoty priemerného koeficientu filtrácie nad hodnotou $3 \cdot 10^{-3}$ m^2 . s^{-1}. Sú to jedny z najvyšších hodnôt filtračných parametrov v rámci Slovenska. Najnižšie hodnoty filtračných charakteristík aj ich najmenšiu homogenitu vykazuje úsek Podolie – Brunovce – Ostrov – Horná Streda. Aj obeh podzemnej vody v nich môžeme hodnotiť ako jednotný. Smer prúdenia podzemnej vody je zväčša paralelný s tokom Váhu ako s dominantným recipientom, resp. tokmi jeho kanálov, a s Dudváhom. Iba lokálne a časovo obmedzene režim vo vážskej aluviálnej nive ovplyvňujú okamžité zmeny na okrajových podmienkach – povrchových tokoch. Priemerný hydraulický gradient v danej oblasti, t. j. medzi Trenčianskymi Bohu-

slavicami a Sereďou, reprezentuje hodnota 0,001 0. Piezometrická úroveň hladín v sondách SHMÚ v oblasti Trenčianskych Bohuslavíc je okolo 182,0 m n. m. a v oblasti Serede 121,0 m n. m., pričom stredná dĺžka vážskeho alúvia je tu 60 km.

Hrúbka piesčitých štrkov dnovej akumulácie Váhu mierne kolíše v rozmedzí 7,0 – 10,0 (12,0) m. Kvartérne štrky sú miestami v priamom hydraulickom spojení so štrkmi vrchnopliocénneho *kolárovského súvrstvia* (kolónka 52), ako je to napríklad v oblasti Kocurice – Krakovany – Orvište pri Piešťanoch – Horná Streda. Spojená hrúbka kvartérno-vrchnopliocénneho zvodnenca tu dosahuje miestami 30 – 40 m. Aluviálne náplavy tokov Malého Dunaja/Čiernej vody v oblasti Ivanka pri Dunaji – Bernolákovo – Nová Dedinka – Senec – Boldog dosahujú hrúbku 10,0 – 20,0 m. Východne od Senca a Boldogu sa však vrtnými prácami zistila hrúbka štrkov až do 25,0 m.

Úroveň hladiny podzemnej vody v rámci údolnej nivy Váhu však nie je jednotná. V najsevernejšej časti zhruba od úrovne Melčice – Trenčianske Bohuslavice až po spojnicu obcí Podolie – Horná Streda – Ducové sa hladina podzemnej vody v hydrogeologických vrtoch pohybuje v intervale 3,0 – 6,0 m p. t. Ďalší úsek, Piešťany (vrátane) – Orvište – Drahovce – Madunice – Leopoldov, v aluviálnej nive Váhu charakterizuje hladina podzemnej vody v intervale 2,0 – 3,0 m. V oblasti trojuholníkového tvaru medzi Bučanmi, Šulekovom a Dolnými Lovčicami hladina podzemnej vody opäť klesá do hĺbky 3,0 – 6,0 m p. t. Oblasť na juhu v pásme Šulekovo-Terezov – Horné a Dolné Zelenice – Siladice – Zavar – Križovany nad Dudváhom – Šúrovce – Sereď-Horný Čepeň vykazuje najčastejšie úroveň hladiny podzemnej vody 3,0 – 4,0 m p. t., miestami však aj 2,0 m p. t. V alúviu tokov Malého Dunaja/Čiernej vody v oblasti Ivanka pri Dunaji – Bernolákovo – Nová Dedinka – Senec – Boldog je hladina podzemnej vody poklesnutá až na úroveň 4,0 až 6,0 m pod terénom. V oblasti Veľkého Grobu však hladina podzemnej vody stúpa až na 1,0 m p. t.

Na základe vyhodnotenia 56 hydrodynamických skúšok realizovaných v aluviálnej nive medzi tokmi Malého Dunaja a Čiernej vody bola odvodená stredná hodnota prietočnosti T 5,1 . 10^{-2} m^2 . s^{-1} a stredná hodnota koeficientu filtrácie k 9,1 . 10^{-3} m . s^{-1}. Index priepustnosti Z sa pohyboval od 4,98 do 7,39 s mediánom 6,49 a index prietočnosti Y od 5,46 do 8,01 s mediánom 7,15. Smerodajná odchýlka hodnôt indexu prietočnosti σ_Y bola 0,57. Aj tieto hodnoty vyjadrujú vysokú priepustnosť horninového prostredia medzi Ivankou pri Dunaji, Bernolákovom a Veľkým Grobom.

V oblasti Trnavskej pahorkatiny sú aj významné zdroje podzemnej vody, využívané na zásobovanie obyvateľstva pitnou vodou. Je tu vyše 30 prameňov a studní s výdatnosťou viac ako 10 l . s^{-1}. Ich hlavný výskyt je v štrkových sedimentoch súčasnej aluviálnej nivy Váhu.

6.3. GEOTERMÁLNA A MINERÁLNA VODA

Na území Trnavskej pahorkatiny a Dolnovážskej nivy sa vyskytuje geotermálna voda v oblasti Piešťan a Koplotoviec, pričom oblasť Piešťan patrí k najvýznamnejším prirodzeným výverovým oblastiam tejto vody na Slovensku. Voda oboch uvedených lokalít patrí k slabo mineralizovaným (1,26 – 2,6 g . l^{-1}) termám SO_4–HCO_3–Ca–Mg typu. Termálna voda bola navŕtaná aj na južnom okraji regiónu v oblasti medzi Galantou a Chorvátskym Grobom (vrty FGB-1 až 1/A, BŠ-1, FGS-1 – 1/A, FGG-1 – 3).

Geotermálna voda v Koplotovciach sa viaže na triasové karbonáty (prevažne dolomity) obalovej jednotky *tatrika* Považského Inovca. Vyviera na križovaní medzného *považského zlomu*, resp. *trnavského zlomu* jz.-sv. smeru a priečneho *koplotovského zlomu* sz.-jv. smeru. Na tejto lokalite boli v roku 1949 opísané 2 pramene s názvami Kyslá voda a Studňa. Boli zachytené do betónových skruží vzdialených od seba zhruba 100 m. Od roku 1978 existujú na lokalite vrty KB-1 a KB-2 s výdatnosťou 10,0 l . s^{-1} a 2,65 l . s^{-1} a teplotou vody 22,0 ºC, resp. 22,2 ºC. Voda je vo vrtoch zachytená v dolomitovej múčke (piesku). Ide o zdroje so strednou výdatnosťou, veľmi nízko termálne, prechodného A_2–$S_2(SO_4)$ typu, slabo mineralizované, stredne uhličité a stredne sírovodíkové. Využívajú sa na pitie a v termálnom kúpalisku.

Piešťanská geotermálna voda vyviera v náplavoch Váhu na Kúpeľnom ostrove v jeho južnej časti medzi Váhom a jeho obtokovým ramenom. Vytvára tzv. termálnu kopu – druhotnú akumuláciu geotermálnej vody v kvartérnych sedimentoch. Podzemná voda infiltrovaná podľa niektorých autorov na západných svahoch Považského Inovca, podľa ďalších názorov v oblasti Čachtických a Brezovských Karpát, zostupuje do okrajovej časti *blatnianskej priehlbiny* – Vážskej priekopy, pričom vzniká termálna minerálna voda. Po mladom priečnom kátlovskom zlomovom systéme sz.-jv. smeru v kombinácii s okrajovým *považským zlomom* s.-j., resp. ssv.-jjz. smeru vystupuje až na povrch. Umožňujú jej to neotektonické (kvartérne) dislokácie. Termálna voda sa akumuluje v neogénnych bazálnych pieskovcoch, kde tvorí druhotnú akumuláciu *(piešťanské vrstvy)*, a ďalej vystupuje do kvartérnych riečnych náplavov Váhu. Ide o Ca–Mg–Na–SO_4–HCO_3, resp. Ca–Na–SO_4–HCO_3 typ vody s nízkou celkovou mineralizáciou v rozsahu 1,34 – 1,40 g . l^{-1}.

V súčasnosti sa využíva voda zo 4 exploatačných zdrojov – vrtov V-1, V-4a, V-8 a studne Traján. Zdroj Traján zachytáva vodu v náplavoch Váhu, ďalšie zdroje v neogénnych pieskovcoch. Najvyššiu výdatnosť má studňa Traján (13,9 l . s^{-1}) s teplotou vody 68,2 ºC. Spoločná výdatnosť zdrojov 35,9 l . s^{-1} a vysoká teplota vyvierajúcej vody (60,5 – 68,2 ºC) predurčuje Piešťany ako významnú lokalitu na využívanie geotermálnej vody.

Okrem geotermálnej vody sa na jedinom mieste regiónu nachádza prirodzený výver minerálnej vody v malom prameni, asi 1,5 km na SV od obce Horné Orešany v miestnej časti Políčko.

7. GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Územie Trnavskej pahorkatiny a Dolnovážskej nivy patrí k oblastiam Slovenska s vysokou hustotou osídlenia. V dôsledku toho tu intenzívne prebiehajú všetky druhy ľudských aktivít, ktoré majú priamy aj nepriamy dosah na životné prostredie. V rámci rozvoja obcí, priemyslu, poľnohospodárstva a lesníctva sa čerpá podzemná aj povrchová voda, ťažia sa nerastné suroviny, regulujú sa vodné toky, vznikajú zásahy do stability svahov, prebieha meliorácia a rekultivácia rozsiahlych území a pod. Tieto aktivity a zmeny prinášajú na jednej strane pokrok v uspokojovaní potrieb spoločnosti, no na druhej strane majú aj negatívny vplyv na životné prostredie, ktorého súčasťou je aj geologické prostredie. Geologické prostredie zasa svojimi vlastnosťami pôsobí na rozvoj spoločnosti ako geopotenciál alebo geobariéra. Geopotenciály rozvoj spoločnosti umožňujú, geobariéry ho brzdia.

7.1. GEOPOTENCIÁLY

K hlavným geopotenciálom regiónu patria kvalitné poľnohospodárske pôdy, podzemná voda (obyčajná, minerálna, termálna a liečivá) a ložiská nerastov. Všetky uvedené geopotenciály sú podrobnejšie opísané v príslušných kapitolách – 6, 8 a 9.

Medzi významné prvky životného prostredia negeologického charakteru patria chránené územia prírody ustanovené v zmysle zákona SNR č. 287/1994 Z. z. o ochrane prírody a krajiny. Chránené územia prírody (tab. 12) boli vyhlásené na ochranárske, vedeckovýskumné, náučné, kultúrno-výchovné, estetické, turistické, ekostabilizačné, krajinotvorné a iné účely a ciele. V tomto regióne sa nachádza 12 chránených areálov, jedna národná prírodná rezervácia, 14 prírodných rezervácií, 8 prírodných pamiatok a jedna chránená krajinná oblasť, Malé Karpaty, ktorá sem zasahuje len v úzkom páse na západnom okraji územia. CHKO Malé Karpaty bola založená v roku 1976 a vzťahuje sa na ňu druhý stupeň ochrany krajiny.

7.2. GEOBARIÉRY

Najvýznamnejšie geobariéry študovaného územia Trnavskej pahorkatiny a Dolnovážskej nivy sú geodynamické javy typu presadania zemín, svahové pohyby a neotektonická aktivita.

Presadavosť zemín

Termín presadavosť zemín sa viaže predovšetkým na eolické sedimenty. Pod týmto pojmom sa rozumie náhla redukcia objemu hmoty vplyvom prevlhčenia

alebo zaťaženia, ktorá v mnohých prípadoch spôsobuje porušenie podzákladia stavieb a deštrukciu hotových objektov v dôsledku nerovnomerného či nadmerného sadania. Preto sa presadavé sedimenty považujú za problematické základové zeminy. Delia sa na dve skupiny – veľmi presadavé a presadavé zeminy.

Veľmi presadavé zeminy

Na území Trnavskej pahorkatiny majú najväčšie plošné rozšírenie práve spraše a sedimenty podobné sprašiam, ktoré sa vyznačujú veľkou presadavosťou. Typické spraše sú charakteristické tým, že sú nevrstvovité, primárne vápnité, vcelku suché a majú kapilárnu pórovitosť. K ďalším znakom spraší patrí žltá až tmavožltá a žltosivá farba, stĺpovitá odlučnosť, prítomnosť vápnitých konkrécií a prevládajúce zrnitostné zloženie, pri ktorom sa veľkosť zŕn pohybuje medzi 20 – 63 μm. Aj piesčité spraše sú najčastejšie nevrstvovité alebo sa v nich vyskytuje iba jemné zvrstvenie. Zvyčajne sú slabo vápnité, menej pórovité ako typické spraše, ale majú podobnú farbu. Pre tento typ spraší je charakteristická zmes zŕn s veľkosťou 20 až 60 μm a 200 – 500 μm.

Veľmi presadavé zeminy sa vyskytujú predovšetkým na území od Veľkého Grobu cez Slovenskú Novú Ves po Jablonec, od Nižnej po Chtelnicu, od Dolných Lovčíc po Žlkovce, v okolí Častkoviec a v okolí Nového Mesta nad Váhom.

Presadavé zeminy

Medzi presadavé zeminy sa zaraďujú eolické piesky, ílovité (močiarne) spraše a sedimenty podobné sprašiam (sprašové hliny), v ktorých prevláda prachovitá zrnitostná frakcia.

Eolické piesky sú prevažne strednozrnné, s typickým veľmi dobrým vytriedením a opracovaním prevažne kremenných zŕn, niekedy aj zŕn karbonátov. Ílovité spraše sa na zmapovanom území prakticky nevyskytujú. Lokálne boli navŕtané v priamom nadloží fluviálnych pelitických sedimentov Váhu pod hrubými návejmi typických spraší pleistocénu. Vo všeobecnosti sú nevrstvovité, málo pórovité, obsah uhličitanov je nižší a farba je svetlejšia ako v prípade typických spraší. Najväčšie percentuálne zastúpenie majú častice s veľkosťou zŕn 20 – 60 μm, z toho 25 – 30 % má zrná menšie ako 2 μm.

Sedimenty podobné sprašiam reprezentuje veľká skupina zemín s rôznym minerálnym a zrnitostným zložením. Najčastejšie ide o sprašové hliny. Tie obsahujú aj primárne eolický materiál, ktorý však resedimentoval počas rôznych sekundárnych procesov alebo sa pozmenil in situ (autochtónne sprašoidné sedimenty). V sprašových hlinách prebiehal namiesto zosprašnenia proces zahlinenia alebo oglejenia. Najdôležitejšie sekundárne procesy, ktoré pôsobili pri resedimentácii primárne eolických sedimentov, sú deluviálne, fluviálne, proluviálne a eluviálne procesy, rôzne pedogenetické procesy, ako aj zmeny spôsobené kryo-

turbáciou. Sedimenty podobné spraši am sa mohli vytvoriť buď z typických, alebo piesčitých a ílovitých spraší. Ich pórovitosť je menšia ako pórovitosť pôvodného materiálu a rovnako sa zistila zmena obsahu uhličitanov až po ich úplnú absenciu. Náchylné na presadanie sú iba tie zeminy, v ktorých prevláda prachovitá frakcia.

Presadavé sedimenty sa na Trnavskej pahorkatine vyskytujú v širokom páse, ktorý sa tiahne od Trenčianskych Bohuslavíc smerom na juh a JZ až po Veľký Biel, prakticky všade, okrem území uvedených pri veľmi presadavých sedimentoch.

Poruchy objektov situovaných na presadavých zeminách sú najčastejšie spôsobené neodbornými a nevedomými ľudskými zásahmi (hĺbenie základov, neodborné odvedenie vody z odkvapových rúr, netesná podzemná kanalizácia či vodovodné potrubie a i.). Hladký povrch kanálových rúr pôsobí ako privilegovaná cesta prúdiacej vody, ktorá na ich obvode často vytvára podzemné priestory a kaverny. V dôsledku toho môže nastať kolaps povrchu územia.

V rámci prebiehajúceho *Čiastkového monitorovacieho systému – Geologické faktory* (Klukanová, 1998) sa na území Trnavskej pahorkatiny zaregistrovali poruchy na objektoch v 42 obciach. Väčšinou ide o trhliny na budovách, ktorých šírka sa pohybuje v rozmedzí 5 – 200 mm. Najčastejšie sú postihnuté múry pri okenných otvoroch, rohy obvodových stien, vstupné brány a portály.

Svahové pohyby

V dôsledku nízkej energie reliéfu sa svahové pohyby v tomto regióne uplatňujú len zriedkavo. V rámci celoslovenskej registrácie zosuvov sa v tejto oblasti zaznamenalo iba 8 zosuvov s celkovou plochou 6,85 km^2. Väčšina z nich sa nachádza na východnom a jv. okraji študovaného územia pri Koplotovciach, medzi Hlohovcom a Sereďou, ale aj v severnejších častiach pri Rakoľuboch, Tepličke, Lúke, Hrádku a na SZ pri Horných Orešanoch. Priamo na území Trnavskej pahorkatiny sa rozsiahlejší zosuv nachádza len pri Vištuku a novozistený zosuv medzi Bolerázom a Dolnou Krupou.

Najväčšie zosuvy vznikli na miestach, kde vodné toky podmieľajú svahy pahorkatín. Najvýznamnejší z nich je frontálny zosuv medzi Hlohovcom a Sereďou a zosuv pri Vištuku. Oba prehľadne opísal Nemčok (1982) a podrobne dokumentovali Otepka et al. (1983) a Pánek et al. (1987). Ich súčasná aktivita je predmetom monitorovacích meraní v rámci projektu *Monitorovanie geologických faktorov životného prostredia* (Klukanová, 1998). Aktuálne výsledky ich aktivity dokumentovali Vybíral a Wagner (2003, 2004).

Frontálny zosuv pri Vištuku je široký 1 400 a dlhý 400 m. Maximálna hrúbka zosuvných más je 10 až 14 m. Svah postihnutý zosúvaním je tvorený *beladickým súvrstvím* panónu – pontu (kolónka 54). Pozostáva zo sivých ílov, ílovcov a siltovcov s polohami pieskov. Vo vyšších častiach súvrstvie prekrýva vrstva pieskov a štrkov spodného pleistocénu (kolónka 51). Styková plocha medzi tý-

mito útvarmi je sklonená pod uhlom 10 – 12º na SV, t. j. do doliny. Pozdĺž tohto styku vznikajú miesta s presakovaním a na povrchu v pramennej línii vyviera podzemná voda, ktorá je hlavnou príčinou vzniku občasnej reaktivácie zosúvania. V závislosti od zrážkových anomálií sa zosuv aktivoval v rokoch 1920 až 1925 a v roku 1964.

V pásme medzi Hlohovcom a Sereďou je najrozsiahlejší frontálny zosuv vzniknutý podmývaním západných svahov Nitrianskej pahorkatiny. Ide o sústavu zosuvov, ktoré sa reaktivujú v rôznych úsekoch zosuvného územia v rôznych obdobiach. Toto územie je široké 18 km(!) a najväčšia dĺžka zosuvov sa pohybuje v rozmedzí 700 – 800 m.

Váh počas pleistocénu postupne prekladal svoje koryto smerom na východ a intenzívne laterálne erodoval západný tektonický okraj Nitrianskej pahorkatiny. Zosúvaním sú postihnuté ílovito-piesčité až pieskovcové vrstvy *beladického súvrstvia* panónu – pontu (kolónka 54), subhorizontálne uložené pod miernym sklonom na JV až J, a na nich ležiace nerozlíšené piesčité štrky vrchného pliocénu (kolónka 52) s pokryvom kvartérnych deluviálnych a sprašových hlín (kolónky 22, 19). Približne 20 – 40 m pod povrchom terénu prúdi v piesčitých polohách podzemná voda, ktorá vyteká v istých úsekoch na povrch vo forme pramenných línií. Táto voda podmáča ílovité polohy *beladického súvrstvia* a spolu s bočnou eróziou Váhu spôsobuje zosúvanie. Zosuvy sa dnes reaktivujú aj v miestach, kde Váh svahy bočne neeroduje.

Seizmická aktivita

Územie prináleží k seizmicky aktívnej oblasti s predpokladanou magnitúdou 5 – 8º MSK-64. Na JV územia v oblasti Sládkovičova sa musia preto stavebné konštrukcie dimenzovať na zemetrasenia s intenzitou 5º MSK-64. Stredná a západná časť územia spadá do oblasti s predpokladanou intenzitou zemetrasenia 6º, resp. 7º MSK-64 (Kostoľany). V severozápadnej časti územia hraničiacej s Malými Karpatmi je v zmysle STN 73 0036 potrebné projektovať stavebné konštrukcie na zemetrasenie s intenzitou až 8º MSK-64.

Neotektonicky aktívna je najmä oblasť Smolenice – Dechtice – Chtelnica, ktorá je v bezprostrednom susedstve Dobrej Vody (mimo zmapovaného územia). Okolie Dobrej Vody predstavovalo v 20. storočí najaktívnejšiu ohniskovú oblasť zemetrasení na Slovensku. V roku 1906 tu bolo doteraz najsilnejšie namerané zemetrasenie s magnitúdou 8º a od roku 1905 malo 8 tunajších zemetrasení magnitúdu viac ako 6º.

Prírodná rádioaktivita

V rámci prírodných javov chápaných ako geobariéry na území Trnavskej pahorkatiny vyniká prírodná rádioaktivita. Spôsobuje ju zvýšená koncentrácia tória a uránu. Ide o oblasť ohraničenú obcami Pezinok – Veľký Biel – Trnava – Bučany – Častkovce – Dechtice – Smolenice – Dolné Orešany – Pezinok. Toto územie

predstavuje aj v rámci celého Slovenska výrazný anomálny fenomén. V tejto oblasti dosahujú spraše a sprašové hliny len malú hrúbku a v ich podloží sa nachádzajú vrchnopliocénne sedimenty tvorené kremitými štrkmi, kremencami a pieskami. Zdroj zvýšenej koncentrácie Th a U nie je známy. Predpokladá sa, že túto významnú anomáliu vyvoláva zvýšená akumulácia akcesorických minerálov (monazit, allanit, xenotím?), ktoré sa pravdepodobne nachádzajú v uvedených kremitých sedimentoch. Podrobnejšie informácie o prírodnej rádioaktivite regiónu sú v kapitole 5 a na mape geofyzikálnych indícií a interpretácií regiónu (Kubeš et al., 2004).

Skládky

K negatívnym prvkom územia patria aj početné skládky rozličných druhov odpadu. Okrem 11 riadených skládok inertného a komunálneho odpadu sa tu nachádza vyše 80 neriadených skládok, ktoré sú rozšírené v okolí takmer všetkých miest a obcí regiónu. Okrem toho, že skládky sú zdrojom kontaminovaných látok prenikajúcich do vzduchu, hornín, vody a rastlín, zvyčajne nie sú vhodné ani ako základové pôdy na výstavbu. Osobitný charakter má odkalisko pri Seredi, kde sa skládkuje odpad z niklovej huty. Odkalisko sa stalo dominantou južného okraja Serede. Jeho haldy predstavujú výrazný negatívny krajinný, estetický a ekologický prvok. Doterajšie rekultivačné aktivity tohto odkaliska zatiaľ neboli úspešné.

Kontaminácia podzemnej vody

Na znečistenie podzemnej vody majú vplyv priemyselné, poľnohospodárske aj komunálne zdroje. Vzhľadom na vysoký potenciál územia Trnavskej pahorkatiny pre sociálne a ekonomické aktivity sa na toto územie viaže niekedy až mnohonásobne vyššia koncentrácia síranov, chloridov, dusičnanov, fosforečnanov, draslíka, železa a mangánu, často zvýšená koncentrácia agresívneho oxidu uhličitého a mnohých kovov (Cu, Zn, Cd). Ide o dôsledok tzv. koncentračného typu znečistenia. Jeho základnou črtou je celoplošné zvýšenie koncentrácie znečisťujúcich látok v podzemnej vode do takej miery, že v zásade nie je možné presne identifikovať podiel jednotlivých zdrojov ich znečistenia.

Znečistenie podzemnej vody regiónu je vyhodnotené v *Geochemickom atlase Slovenska* (Rapant et al., 1996). Z neho vyplýva, že zvýšená kontaminácia je v južnej časti územia.

8. PÔDY

Vďaka vhodným klimatickým a morfologickým podmienkam je Trnavská pahorkatina významnou poľnohospodárskou oblasťou s výskytom úrodných pôd na veľkých plochách. Na viacerých lokalitách (napr. v okolí Trnavy, severne od Sládkovičova a i.) sú pôdy s vysokou bonitou dokonca osobitne chránené podľa zákona SNR č. 307/1992 Z. z. (MŽP SR 2002).

Problematikou vývoja pôd v tomto regióne a ich zonálnosťou sa v minulosti zaoberalo viacero autorov (Bedrna, 1964; Mičian, 1965; Bedrna et al., 1964; Džatko, 1967; Linkeš, 1976, 1988; Hraško a Linkeš, 1988; Mičian, 1992). Väčšina týchto autorov pri posudzovaní vývoja pôd vychádzala okrem iného aj z toho, že na Trnavskej pahorkatine bol súvislý sprašový pokryv, ktorý sa postupne diferencoval pod vplyvom pôdotvorných procesov. Vytvorila sa dokonca predstava o existencii tzv. predhorskej zonálnosti pôd (Mičian a Bedrna, 1990; Mičian, 1992). Topografický rad pôd na Trnavskej pahorkatine černozem – hnedozem – luvizem – pseudoglej je podľa tejto teórie spôsobený rastom humidity podnebia s približovaním sa k pohoriu Malých Karpát. Naopak, Linkeš (1976) a Hraško a Linkeš (1988) existenciu zonálnosti pôd na Podunajskej nížine popierajú.

Zvyšovanie humidity spôsobuje postupne výraznejšie vylúhovanie karbonátov zo spraše. Za tým nasleduje iluviácia koloidných látok a humusu. To vedie postupne k štruktúrnej diferenciácii pôdnych profilov so vznikom textúrnych Bt horizontov obohatených o íl (iluviálnych), ako je to v prípade hnedozemí a luvizemí.

Súčasný vývoj poznatkov o kvartéri na Trnavskej pahorkatine, ako aj poznanie procesov zonálnosti avizuje inú interpretáciu tohto vývoja, ktorý sa ukazuje ako veľmi diferencovaný. Predovšetkým sa nepotvrdil súvislý pokryv spraší pod úpätím Malých Karpát a ich hrúbka. Jednotlivé časti pahorkatiny prerezané dolinami potokov vychádzajúcich z Malých Karpát sú často prekryté hrubými, materiálovo aj vekovo diferencovanými prolúviami, ktoré prstovite zabiehajú do sprašových pokryvov, resp. pod ne.

Na prolúviách sú často vyvinuté hnedozeme, ktoré majú samostatný vývoj a sú skôr sedimentologicky ako pedologicky štruktúrované (obr. 49). Podobne to platí o luvizemiach (LM) a pseudoglejoch (PG), ktoré sú skôr geologickým (sedimentologickým) fenoménom. Povrchové prevlhčovanie, ktoré ovplyvnilo pseudooglejenie, je reliktný fenomén spojený s vlhkejšími obdobiami tvorby prolúvií v pleistocéne.

Existencia hnedozemných černozemí (degradovaných) sa pripisovala viac vplyvu lesa, presnejšie vplyvu humusových látok, ktoré vznikajú na pôdach pod lesom (Džatko, 1967). Ich vylúhovanie spôsobilo odvápnenie vrchných horizontov spraší. Hranica prechodu týchto pôd k modálnym karbonátovým černoze-

miam a k hnedozemiam je nejasná a nesleduje pahorkatinné stupne. To znamená, že so zvyšovaním nadmorskej výšky nie je preukázateľný jednoznačný prechod k hnedozemi a naopak, s jej znižovaním prechod k modálnym černozemiam. Poznatky zo susedného Rakúska poukazujú na to, že karbonátová černozem je vyvinutá aj pod dubovo-hrabovým lesom, a tak funkcia lesa môže byť nadnesená. Z toho sa dá dedukovať, že fenomén hnedozemných černozemí je reliktný, spojený s vývojom spraší v iných klimatických podmienkach.

Z uvedených poznatkov vyplýva, že predstavy o vývoji pôd a o zonálnosti na pahorkatine je potrebné v blízkej budúcnosti podrobiť principiálnej revízii. Pri tom sa však nemôžu úplne spochybniť postupné zmeny v krajine na princípe zonálnosti. Každý geochemický proces v otvorenom systéme má totiž zonálny charakter. Táto zonálnosť v kultúrnej krajine však môže byť dávno porušená napríklad tým, že neexistuje prirodzená zonálnosť rastlinného krytu a významne ju narúša rôznorodosť pôdotvorných substrátov. Viditeľná zonálnosť v pôdach Trnavskej pahorkatiny existuje v zvyšovaní celkového obsahu karbonátov, zvlášť v najvrchnejších horizontoch pôd. Obsah karbonátov narastá jv. smerom, teda v smere gravitačného pohybu povrchových a zrážkových vôd smerom od podhoria do roviny.

Charakter pôd na Trnavskej pahorkatine a Dolnovážskej nive je odrazom viacerých súbežných faktorov. Ako najdôležitejšie sa javia historicky sa meniace klimatické faktory, rôznorodé pôdne substráty a postavenie pôd na pahorkatinných stupňoch, čo úzko súvisí s reliéfom.

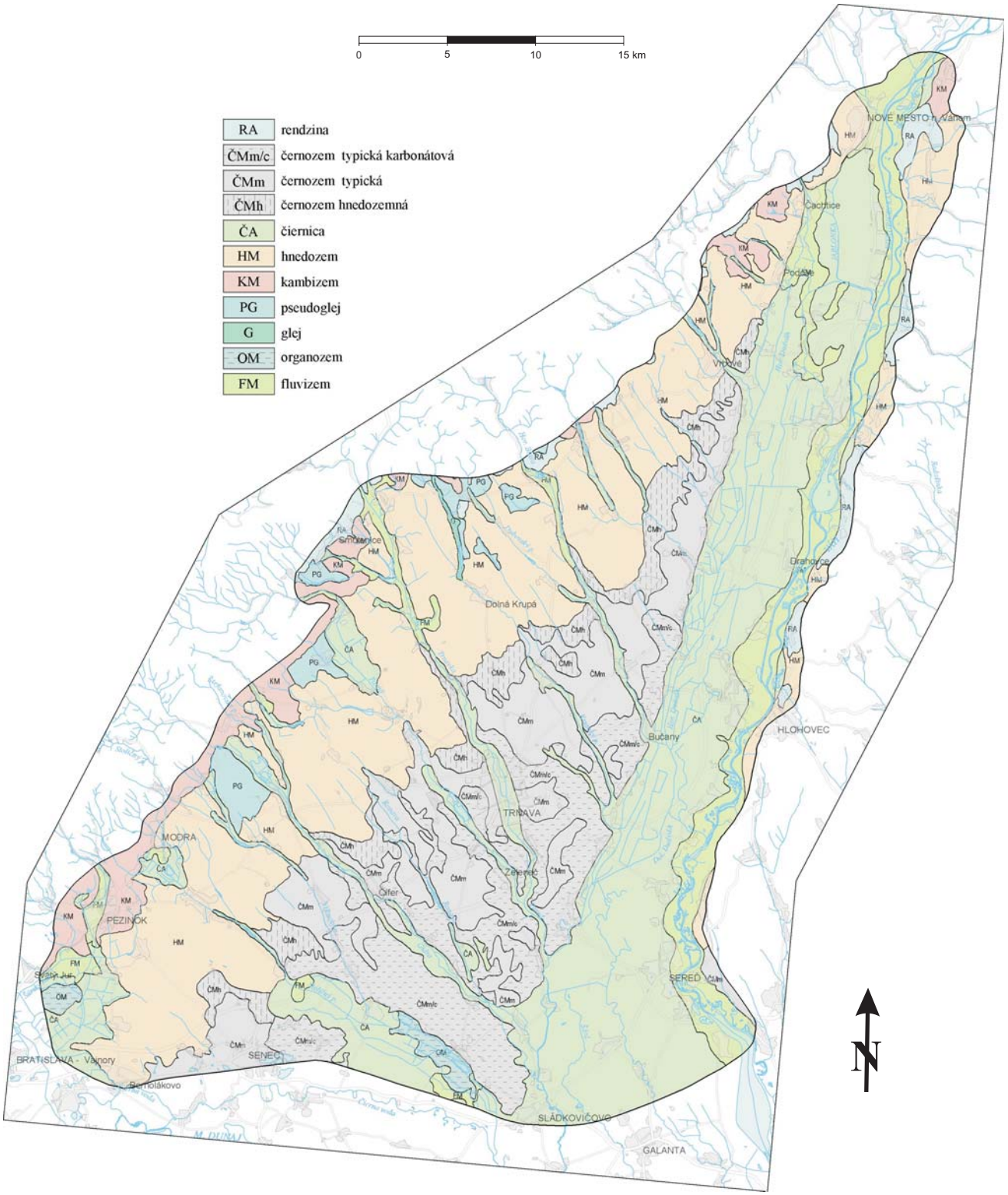
Na alúviách riek a potokov sa nachádzajú fluvizeme a ich variety (modálna karbonátová, glejová karbonátová, lokálne karbonátové gleje), v depresných polohách alúvií čiernice (modálne karbonátové, glejové karbonátové) až gleje. Na sprašových pahorkatinách sú modálne karbonátové, prípadne hnedozemné černozeme a luvizeme. Na zvetraninách pevných hornín sa vyskytujú kambizeme (hnedé pôdy) a ich subtypy a na karbonátových substrátoch (vápence a dolomity) rendziny a ich subtypy. Tieto pôdy sú zrnitostne nevyrovnané, na niektorých prolúviách až ťažké (ílovité).

Stručná charakteristika pôd na obr. 49

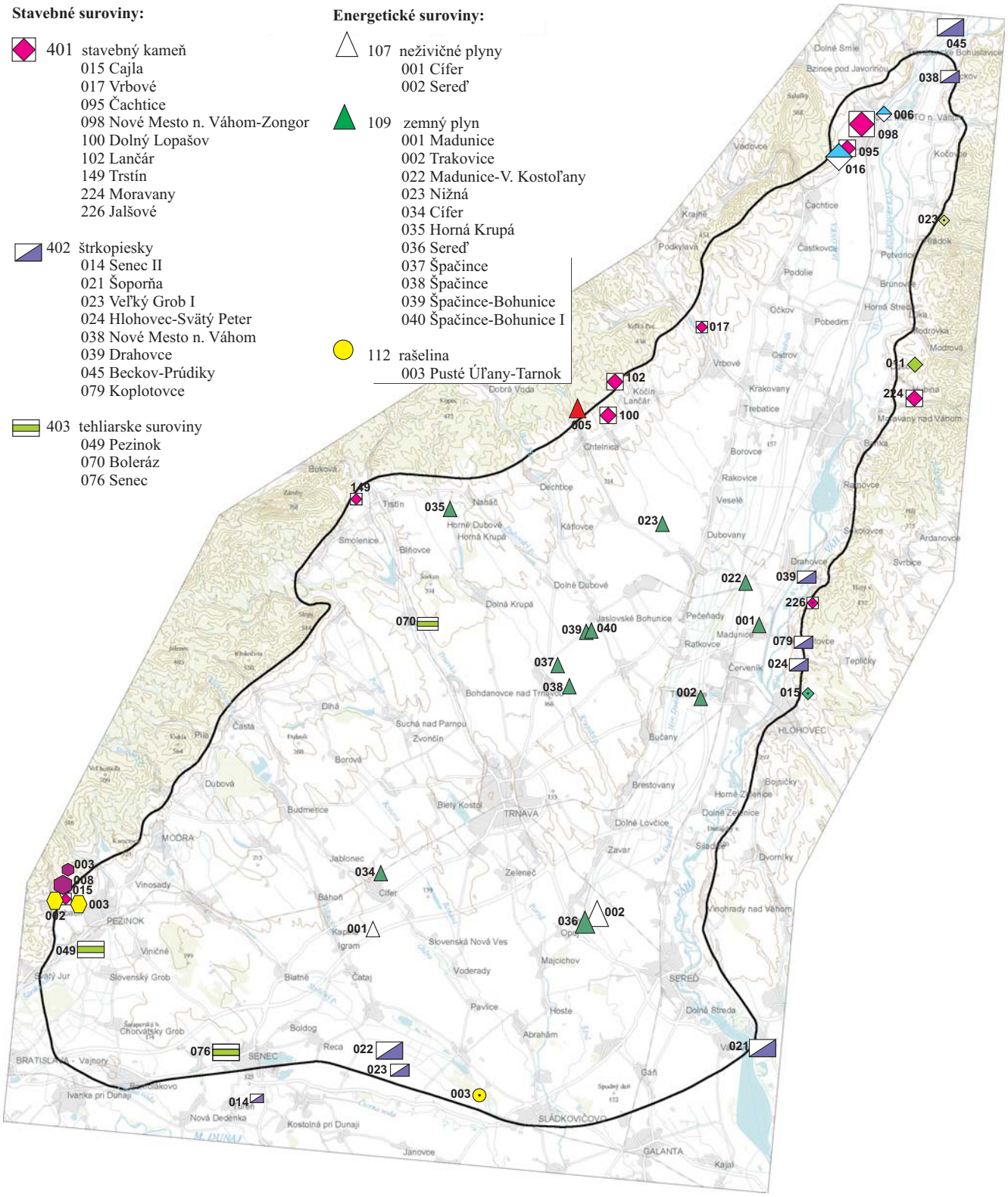
Fluvizem (FM) je nediferencovaná dvojhorizontová pôda, ktorej pôdotvorný proces je prerušovaný prínosom fluviálnych sedimentov pri inundácii územia.

Čiernica (ČA) je dvojhorizontová A-C pôda vyvinutá na fluviálnych sedimentoch v podmienkach výparného režimu. Jej vývoj nie je prerušovaný záplavami. Tmavý humusový horizont obsahuje najmenej v spodnej časti horizontu oxidačné znaky oglejenia podzemnou vodou (hrdzavé škvrny Fe^{3+} a Mn^{4+}, prípadne až noduly).

Organozem (OM) vznikla rašelinením organických zvyškov rastlín bez ich výrazného prirodzeného premiešania s minerálnou zložkou pôd v podmienkach dlhodobého zamokrenia.



Obr. 49. Mapa pôdnych typov Trnavskej pahorkatiny(Čurlík a Šefčík, 2005).



Stavebné suroviny:

401 stavebný kameň
- 015 Cajla
- 017 Vrbové
- 095 Čachtice
- 098 Nové Mesto n. Váhom-Zongor
- 100 Dolný Lopašov
- 102 Lančár
- 149 Trstín
- 224 Moravany
- 226 Jalšové

402 štrkopiesky
- 014 Senec II
- 021 Šoporňa
- 023 Veľký Grob I
- 024 Hlohovec-Svätý Peter
- 038 Nové Mesto n. Váhom
- 039 Drahovce
- 045 Beckov-Prúdiky
- 079 Koplotovce

403 tehliarske suroviny
- 049 Pezinok
- 070 Boleráz
- 076 Senec

Energetické suroviny:

107 neživičné plyny
- 001 Cífer
- 002 Sereď

109 zemný plyn
- 001 Madunice
- 002 Trakovice
- 022 Madunice-V. Kostoľany
- 023 Nižná
- 034 Cífer
- 035 Horná Krupá
- 036 Sereď
- 037 Špačince
- 038 Špačince
- 039 Špačince-Bohunice
- 040 Špačince-Bohunice I

112 rašelina
- 003 Pusté Úľany-Tarnok

Nerudné suroviny:

312 dekoračný kameň
- 005 Chtelnica-Malé Skalky

315 dolomit
- 011 Hubina
- 023 Hrádok

353 ostatný vápenec
- 006 Nové Mesto n. Váhom-Zongor
- 016 Čachtice

358 živec
- 015 Hlohovec

Rudné suroviny:

201 antimónové rudy
- 003 Pezinok - Sb (Pezinok II)
- 008 Pezinok

219 zlaté a strieborné rudy
- 002 Pezinok-zlatá žila
- 003 Pezinok-Vinohrady

Veľkosť

- veľké ložisko
- stredné ložisko
- malé ložisko
- ložiskový výskyt
- významný výskyt
- hranica hodnoteného územia

Obr. 50. Nerastné suroviny.

Typická černozem (ČMm) je dvojhorizontová A-C pôda vyvinutá na eolických karbonátových sedimentoch – spraši – v podmienkach teplej suchej klímy s nepremyvným až periodicky premyvným vodným režimom. Horizont A neobsahuje karbonáty, hoci ide o pôdu vyvinutú na karbonátových substrátoch.

Typická karbonátová černozem (ČMm/c) obsahuje karbonáty aj v horizonte A. Pôda sa vyskytuje v oblastiach s evapotranspiratívnym režimom.

Hnedozemná černozem (ČMh) má vylúhované karbonáty z horizontu A aj z prechodného horizontu A/C, ktorý má, navyše, aj náznaky luvického horizontu Bt.

Hnedozem (HM) je A-Bt-C typ pôdy, ktorá vznikla na spraši v podmienkach periodicky premyvného vodného režimu. Ide o pôdu s prevažne ochrickým horizontom Ao, pod ktorým je vyvinutý výrazný luvický horizont Bt vytvorený iluviálnou akumuláciou translokovaných koloidov.

Luvizem (LM) má na povrchu svetlý ochrický horizont A. Pod ním sa nachádza dobre vyvinutý eluviálny luvický horizont E, ktorý vznikol ochudobnením o vylúhované minerálne a organické koloidy v dôsledku intenzívneho premývania povrchovými vodami. Jeho prechod do horizontu Bt je často jazykovitý.

Pseudoglej (PG) je pôda s mramorovým horizontom Bm, ktorá vznikla v podmienkach premyvného vodného režimu s prebytkom povrchových a svahových vôd na úpätiach svahov, resp. na substrátoch so zníženou priepustnosťou.

Rendzina (RA) je dvojhorizontová pôda s melanickým karbonátovým humusovým horizontom, vyvinutým najmä na zvetraninách vápencov a dolomitov.

Kambizem (KM) je trojhorizontová pôda s diagnostickým kambickým horizontom Bv, ktorý sa označuje ako tzv. zvetrávací alebo alteračný horizont.

9. NERASTNÉ SUROVINY

Vzhľadom na to, že územie Trnavskej pahorkatiny a Dolnovážskej nivy je pomerne chudobné na surovinové typy a na počet ložísk v jednotlivých typoch, do prehľadu sú zahrnuté aj ložiská ležiace blízko hraníc regiónu (na priľahlých svahoch pohorí), resp. mimo nich (obr. 50)[1]. Základné informácie o prehľade nerastných surovín vychádzajú z najnovších súhrnných prác Zuberca et al. (2002, 2004), doplnených o údaje Greculu et al. (2002), Baláža (2004), Hrnčára et al. (2004), a sú zoradené podľa charakteru a technologických typov.

9.1. ENERGETICKÉ SUROVINY

Tieto suroviny sa v regióne zistili len v ohraničenom rozsahu a sú zastúpené zemným plynom a živičnými plynmi. Okrem nich sa na tomto území eviduje výskyt slatinnej rašeliny. Zastúpenie energetických surovín zodpovedá geologickému charakteru terciérnych sedimentov a podložných hornín. Geologický charakter regiónu doteraz neumožnil nájdenie ložísk ropy, ale ani rozsiahlejších ložísk zemného plynu. Tvorba a exploatácia viacerých rozsiahlych rašelinísk priemyselného významu je tak isto obmedzená.

Zemný plyn

Na Trnavskej pahorkatine sú známe ložiská prevažne nebilančných evidovaných zásob zemného plynu. Nachádzajú sa v sedimentoch bádenu na území Trakovice – Horná Krupá – Nižná – Špačince – Madunice – Jaslovské Bohunice, v okolí obce Cífer a v oblasti Serede (Ostrolúcky, 1983; Janotová et al., 1986; Gaža, 1994a, b). Všetky uvedené ložiská sú súčasťou *blatnianskej priehlbiny Dunajskej panvy*.

Pomerne významné ložisko predstavujú **Špačince**. V *špačinskej štruktúre* sa horizonty zemného plynu navŕtali v strednobádenských sedimentoch v hĺbke 2 000 – 3 000 m. Vypočítané zásoby plynu sú 350 mil. m^3. Priemyselný význam ložiska znižuje jeho veľká hĺbka, malá rozloha plynonosných horizontov a malá hrúbka plynonosných pieskov. Podstatnou zložkou tohto zemného plynu je metán. Prítomné sú aj CO_2 a N.

Aj akumulácia zemného plynu na ložisku **Horná Krupá** je vyvinutá v sedimentoch stredného bádenu. Plynonosný horizont sa nachádza len v hĺbke 290 m.

[1]Na obr. 50 sú ložiská a výskyty nerastných surovín zobrazené formou značiek s označením príslušného kódu suroviny a evidenčného čísla z máp nerastných surovín mierky 1 : 500 000. Veľkosť značiek ložísk a výskytov je uvedená vo vysvetlivkách k mape podľa veľkosti príslušného objektu.

Zásoby sú evidované v množstve 10 mil. m^3. Viažu sa na horizont pieskov. Podstatnou zložkou plynu je metán a prítomný je aj CO_2 a N.

Na ložisku **Nižná** sa navŕtalo až päť plynonosných horizontov v hĺbke 665 až 860 m, opäť v sedimentoch stredného bádenu. Ložisko má dĺžku 2 300 m, šírku 150 m a evidujú sa na ňom zásoby 80 mil. m^3 zemného plynu. Jeho podstatnou zložkou je metán, výrazne je zastúpený CO_2 a N.

Ložisko **Madunice** je situované v hĺbke 500 – 580 m a 1 209 – 1 277 m. Hrúbka plynonosných horizontov je 5 – 8 m. Dovedna sú tu evidované zásoby v množstve 28 mil. m^3 (Grecula et al., 2002; Zuberec et al., 2005). Podstatnou zložkou plynu na ložisku je metán. Prítomné sú CO_2 a N.

Plynonosný horizont ložiska **Trakovice** je v hĺbke 950 m. Ložisko tvorí predĺžená polklenba v smere S – J, ktorá je utesnená protiklonnými zlomami. Zásoby na ložisku sa evidujú v množstve 326 mil. m^3.

Ložisko **Cífer** predstavujú plynonosné horizonty, ktoré vystupujú v sedimentoch stredného a vrchného bádenu. Ložisko má zložitú tektonickú stavbu a premenlivý faciálny vývoj. Hrúbka vápnitých pieskov, na ktoré sa zemný plyn viaže, nepresahuje 10 m. Plyn sa nachádza v hĺbke 220 – 1 140 m. Obsah uhľovodíkov je v ňom veľmi nízky a nepresahuje 23 %. Zvyšok tvorí dusík.

Ložisko **Sereď** sa nachádza v sedimentoch stredného bádenu v hĺbkovom intervale 960 – 1 059 m. Hlavný plynonosný obzor má hrúbku do 10 m. Akumulácia uhľovodíkov v plyne je nízka. Hlavnou zložkou je CO_2 (52 – 89,9 %) a dusík (2,3 – 28,8 %).

Na všetkých uvedených ložiskách sa vyskytujú aj neživičné plyny, najmä CO_2 a N. Plyn CO_2 má anorganický pôvod v kryštalickom podloží panvy a hlbinných zlomoch porušujúcich toto podložie. Jeho vznik súvisí pravdepodobne s mladým vulkanizmom (Slávik, 1967). Výskyt dusíka sa spája s biogénnym procesom (Michalíček a Dlabač in Slávik, 1967).

Rašelina

Hodnotený región Trnavskej pahorkatiny a Dolnovážskej nivy je na rašelinu pomerne chudobný. Surovina je určená predovšetkým pre chemický priemysel, na výrobu hnojív a ako podstielka či rastlinný substrát. Okrem toho môže v krajných prípadoch slúžiť aj ako palivo s výhrevnosťou 8,37 – 16,74 MJ/kg.

Na južnom okraji regiónu sa nachádza rašelinový (rašelinovo-slatinný) obvod v pásme **Pusté Úľany – Tarnok**. Rašelina slatinného pôvodu sa tu vyvinula na štrkopieskových sedimentoch fluviálnych dnových akumulácií. Surovina je vhodná na výrobu vitahumínových hnojív a na priame hnojenie.

Na jz. okraji regiónu pri Svätom Jure sa nachádza významné rašelinisko **Šúr**. Dnes toto rašelinisko predstavuje len relikt historického jazera Lacus peison (Kurhüber, 1898; Danišová, 1956 fide Slávik, 1967), z ktorého na študované územie zasahuje len malá časť. Šúr pri Bratislave je v súčasnosti vyhlásený za štátnu prírodnú rezerváciu.

Slatinné rašeliny sa zachovali aj na menšom úseku medzi Modrou a Šenkvicami. Ide o plytké rašelinisko s rozlohou 300 x 250 m vyvinuté na nepriepustných íloch neogénu. Surovina je vhodná na priame hnojenie.

9.2. RUDNÉ SUROVINY

V rámci hodnoteného územia sa rudné suroviny nachádzajú len na jv. okraji Malých Karpát, a to buď bezprostredne na hranici regiónu, resp. ďalej už mimo tohto územia. Ide o ložiská zlata a antimonitu (Grecula et al., 1997; Lexa et al., 2002).

Zlato

Zlato sa vyskytuje len na ložiskách Pezinok-Zlatá žila a Pezinok-Vinohrady (Hanas et al., 1995; Maljkovič, 1998). Ložisko **Pezinok-Zlatá žila** sa nachádza v mohutnej tektonickej zóne (Mikula, 1994). Zrudnenie tvoria jemnozrnné impregnácie zlatonosného arzenopyritu. V okolitých horninách obsah Au neprekračuje 3,5 g/t, len v pararule miestami dosahuje 5g/t. Najkvalitnejšia Au-ruda sa sústreďuje do tektonicky disponovaných častí Zlatej žily, kde sa bilančné zrudnenie koncentruje najmä pri jej nadložnom kontakte. Pri poslednom výpočte zásob v roku 1995 sa na uvedenom ložisku vypočítali bilančné voľné zásoby v množstve 151 000 ton s kvalitou 3,90 g/t a nebilančné zásoby v množstve 817 000 ton s kvalitou 2,94 g/t.

Ložisko **Pezinok-Vinohrady** je nebilančné. Tvoria ho pozdĺžne šošovkovité telesá s hrúbkou 1 – 2 m. Smerná dĺžka jednotlivých šošoviek je okolo 150 m. Pre rudné telesá je charakteristické pomerne rýchle hĺbkové zakončenie. Surovinou na ložisku je Sb ruda so zlatom. Minerálne zloženie tvorí antimonit a gudmundit s prímesou zlatonosného arzenopyritu. Au ruda tvorí rudné telesá aj v samostatných polohách na periférii Sb rúd so zlatonosným arzenopyritom. Obidva typy zrudnenia sa nachádzajú od povrchu do hĺbky 100 – 200 m. V podloží aj nadloží rudnej polohy sú fylity a aktinolitické bridlice.

Antimonit

Ložisko antimonitu **Pezinok** prislúcha k *pezinsko-perneckému kryštaliniku*. Rudné telesá sú vyvinuté v tzv. prvej produktívnej zóne na tektonickom pásme sz.-jv. smeru širokom 20 – 50 m (Pecho, 1970). Rudné telesá majú na povrchu hrúbku 0,5 – 40 m a nachádzajú sa v mylonitizovaných grafitických, aktinolitických a sericitických bridliciach. V menšej miere sú vyvinuté v amfibolickej bridlici, v amfibolitoch a zriedka v granitoidoch. Plytká rudná poloha má v sv. časti zóny podstatne vyššiu kovnatosť. Hlavným minerálom na ložisku je antimonit, vyskytuje sa aj zlatonosný arzenopyrit, pyrotín, sfalerit, löllingit, berthierit, antimón, gudmundit, kermezit a chalkopyrit. Z nerudných minerálov

sú prítomné grafit, kalcit, dolomit a iné (Chovan et al., 1994). Ložisko sa prestalo ťažiť v roku 1991 (Polák et al., 1986).

Ložisko **Pezinok II** sa nachádza v sv. pokračovaní ložiska Pezinok. Rudné telesá sú tu vyvinuté v dvoch takmer paralelných rudonosných štruktúrach. Prvou z nich je tzv. čierna porucha široká 2,8 – 3,3 m, ktorú tvoria tektonicky porušené čierne bridlice so šošovkami čierneho kremeňa. Druhú štruktúru tvorí opísaná Zlatá žila (Polák et al., l. c.), ktorá prebieha 100 – 200 m západnejšie. Štruktúra je dlhá asi 600 m a jej hrúbka sa pohybuje medzi 2,4 – 3,4 m.

9.3. NERUDNÉ SUROVINY

Územie Trnavskej pahorkatiny a Dolnovážskej nivy je na nerudné suroviny pomerne chudobné. Zastupuje ich len malý počet typov a ložísk, aj tie sú sústredené len na priľahlých okrajoch Malých Karpát a Považského Inovca, pričom celá centrálna časť regiónu je na výskyt nerudných surovín sterilná. Túto skutočnosť podmieňuje geologická stavba Trnavskej pahorkatiny (Domanický a Tabak, 1991; Ťapák et al., 1974; Zuberec a Hasch, 1996; Zuberec a Kozač, 1998). Na okraji regiónu, resp. niekedy už tesne za jeho hranicou sa nachádzajú ložiská Chtelnica, Hubina, Čachtice, Nové Mesto nad Váhom-Zongor, Hrádok a Hlohovec.

Dekoračný kameň

Jediné ložisko tohto typu surovín sa nachádza na jv. okraji Malých Karpát v Chtelnici. Ide o ložisko **Malé skalky**, ktoré budujú svetlosivé pieskovce a zlepence bazálnej časti miocénu – egenburgu. Zlepenec je zložený z obliakov vápencov a dolomitov, ktoré sú stmelené karbonátovým matrixom. Hornina je ľahko opracovateľná a vhodná ako dekoračný kameň. Vyťažiteľnosť blokov, ktoré dosahujú veľkosť až 1,5 x 1,5 x 2,0 m, sa odhaduje na 70 % (Macko a Rak, 1971). Bloky sa v minulosti ťažili na tvorbu sôch a na rekonštrukciu historických budov v Prahe, Moste a v Bratislave. Ťažobné práce na ložisku prebiehali do roku 1969 (Bartalský et al., 1994; Nahálka a Očenáš, 1970; Smiešková, 1999).

Dolomit

V rámci regiónu Trnavskej pahorkatiny vystupuje dolomit len na priľahlých okrajoch Malých Karpát a Považského Inovca. Väčšina ložísk, ktoré sa v súčasnosti ťažia, sa nachádza v blízkosti okraja vymedzeného územia, resp. až za jeho okrajom.

Na východných svahoch Malých Karpát sú významné najmä ložiská Trstín, Lančár a Dolný Lopašov.

Na ložisku **Trstín** vystupujú masívne svetlosivé, bielosivé až béžové dolomity stredného až vrchného triasu. Sú jemnozrnné až celistvé, často brekciovité, rozpadavé, ale aj lavicovité a hrubolavicovité. Mikroskopicky ich tvorí mikro-

kryštalická až kryptokryštalická karbonátová hmota so slabou prímesou ílovitého minerálu a Fe-hydroxidického pigmentu. Ďalší horninový typ sú svetlosivé, hnedasté alebo ružovkasté vápence. Sú tu dokumentované tri priečne poruchy smeru SSV – JJZ. Poruchy sú strmé, vo vrchných častiach zasutinené. Vytvárajú úzke porušené zóny, ktoré neovplyvňujú ťažbu. Vek ložiska sa pohybuje v rozmedzí ladin – norik. Ložisko má tvar nepravidelného mnohouholníka s rozmermi zhruba 200 x 260 m s bázou 267 m n. m. Generálny úklon ložiska je 30 – 35° na SSV. Priemerná hrúbka ložiska je 55,3 m, priemerná hrúbka skrývky je 1,5 m. Dolomity brekciovitého charakteru sa rozpadajú na ostrohrannú dolomitovú drvinu s veľkosťou 0,5 – 3 cm. Technologická charakteristika: merná hmotnosť 2,75 až 2,83 g . cm^{-3}, objemová hmotnosť 2,54 – 2,83 g . cm^{-3}, pórovitosť 1,10 – 12,38 %, nasiakavosť 0,9 %, otlk 27,2 – 58,4 %, mrazuvzdornosť 0,08 – 0,25 %, obsah síry 0,01 – 0,04 %, obsah tvarovo nevhodných zŕn pri frakcii 8 – 16 mm sa pohybuje od 3,14 do 61,36. Surovina sa drví a triedi na frakcie 0 – 4, 4 – 8, 8 – 16, 16 – 32 a 32 – 63. Dolomity sú vhodné na sklárske účely, pre hutnícky priemysel, chemický priemysel, poľnohospodárstvo, ako aj pri výrobe žiaruvzdorných hmôt. V *Bilancii zásob výhradných ložísk SR* sa ložisko eviduje ako stavebný kameň.

Ložisko **Lančár** je súčasťou mohutného pruhu dolomitov vrchného triasu. Dolomity sú pevné až rozpadavé, jemnozrnné, svetlosivej farby. Tvoria lavice s hrúbkou 40 – 150 cm a sú rozpukané systémom puklín s.-j. smeru, po ktorých sa hornina rozpadá na drobné nepravidelné zrná. Na ložisku sa zistila zlomovo-posunová tektonika smeru SZ – JV. Ložisko má tvar obdĺžnika a je silne tektonicky rozčlenené. Dĺžka ložiska je 240 m, šírka 100 m, plocha je asi 2 ha. Ložisko je uklonené na SZ so sklonom 30 – 60°. Chemické zloženie v %: CaO 31,58, MgO 21,42, SiO_2 1,15, R_2O_3 0,47. Sprievodné suroviny sa nezistili. Surovina sa ťaží a na ložisku sa triedi na frakcie 0 – 4, 4 – 8, 8 – 16 a 22 – 63. Podľa kvality surovina vyhovuje na použitie v stavebníctve (prírodné drvené kamenivo) a poľnohospodárstve (prírodné minerálne hnojivo). Surovina je vhodná aj pre hutníctvo ako trosková prísada. V *Bilancii zásob výhradných ložísk SR* sa ložisko eviduje ako stavebný kameň.

Ložisko **Dolný Lopašov** tvoria bielosivé hrubolavicovité celistvé dolomity vrchného triasu. Lavice dosahujú hrúbku 1 až 2 m. Lokálne, najmä v tektonicky namáhaných úsekoch, sa dolomity rozpadajú na sutinu tvorenú ostrohrannými zrnami s veľkosťou 0,5 – 1,5 cm. Nadložie ložiska tvorí humusová hlina, podložie ložiska sa neoverilo. Surovina vykazuje vysokú homogénnosť. Na základe chemických analýz ide o čistý dolomit. Intenzívne tektonické vplyvy sa na ložisku prejavujú prirodzeným drvením. Vek ložiska bol stanovený v rozmedzí vrchný karn – norik. Ložisko tvorí iba časť monotónneho triasového súvrstvia. Ložiska dosahuje hrúbku až 57,0 m. Priemerná hrúbka skrývky je 0,3 m. Báza výpočtu zásob aj ťažby je 240 m n. m. Generálny smer vrstiev je SV – JZ. Chemické zloženie v %: CaO 30,5 – 32,9, MgO 19,9 – 21,9, Al_2O_3 0,12 – 0,21, Fe_2O_3 0,1 – 0,32, SO_3 0,1, TiO_2 + P_2O_5 0,01. Na ložisku nie sú sprievodné suroviny. Na základe kvality surovina vyhovuje ako dolomitové kamenivo do

betónov, ako hutné kamenivo na stavebné účely, na výrobu mált, na výrobu drvín, v hutníctve, sklárstve, poľnohospodárstve a lesnom hospodárstve. Vzhľadom na kvalitu je dolomit vhodný aj na špeciálne účely. V *Bilancii zásob výhradných ložísk SR* sa ložisko eviduje ako stavebný kameň.

V rámci západného okraja Považského Inovca do regiónu čiastočne zasahujú ložiská Hubina a Hrádok, pričom ďalšie dve významnejšie ložiská – Lúka a Lúka II – sa už nachádzajú mimo hodnoteného územia.

Na ložisku **Hubina** vystupujú masívne, miestami nezreteľne vrstvovité dolomity stredného až vrchného triasu. Ložisko dosahuje dĺžku zhruba 2 000 m a šírku 250 m. Jeho celková zistená hrúbka sa pohybuje v rozmedzí 34 – 50 m. Odkrytá hrúbka suroviny je 23 m, pričom jej skrývku tvoria miestami až 3,4 m hrubé spraše s humusovou vrstvou recentnej pôdy hrubou 10 cm.

Surovinou je svetlosivý až sivobiely jemnokryštalický, všesmerne rozpukaný dolomit. Hustota puklín podmieňuje veľkosť úlomkov, na ktoré sa dolomit rozpadá. Pri ťažbe sa hornina drobí väčšinou na úlomky s veľkosťou 1 – 3 cm, prípadne až na dolomitovú múčku. Dolomit v celom profile je len veľmi slabo navetraný. Chemicky je veľmi čistý. Obsah CaO je 31,05 %, MgO 20,93 %, SiO_2 0,42 %, Al_2O_3 0,10 % a Fe_2O_3 0,09 %. Nečistoty obsahuje len v stopách. Belosť dosahuje 78,9 %.

Celkove je surovina zaradená do II. kvalitatívnej triedy (Henkelová, 1994b). V minulosti sa používala na výrobu terazza, malty a na cestné a hutnícke účely. V súčasnoti sa používa do asfaltových zmesí, omietok, na brizolit, do betónu a na poľnohospodárske účely. Vhodná je aj na výrobu skla, v keramickom priemysle a na odsírovanie, prípadne výrobu PVD.

Ložisko **Hrádok** budujú sivobiele a svetlosivé jemnokryštalické až kalové masívne, miestami intenzívne rozpukané dolomity stredného až vrchného triasu. Rozpadajú sa na dolomitový štrk až piesok s prímesou dolomitovej múčky. Jemnozrnné dolomity vystupujú najmä v strednej časti ťaženého lomu. Na okrajoch zasa prevažujú masívne súdržné a len mierne porušené, slabo vrstvovité dolomity, ktoré sa rozpadajú na väčšie bloky, resp. hrubý dolomitový štrk.

Chemické zloženie dolomitu je takéto: obsah MgO je 21,36 %, CaO 30,27 až 30,41 %, Fe_2O_3 0,04 – 0,13 %, Al_2O_3 0,03 – 0,17 % a SiO_2 0,07 až 0,12 %. Odpad tvorí 15 % horniny. Predstavuje ho ílová výplň puklín a dutín.

Hrúbka suroviny v lome je maximálne 45 m, pričom v jeho predpolí dosahuje až 80 m. V mieste ťažby je pozorovateľná výrazná tektonická línia strmého sklonu. Skrývku tvorí humus a kamenitá sutina dosahujúca maximálnu hrúbku 4 m.

Hrubé kamenivo sa používa na výrobu betónu, drobné na špeciálne účely ako výroba frít a glazúr, minerálnych vlákien, liadku a amoniaku, ale aj na výrobu tabletiek a v poľnohospodárstve (Domanický a Tabak, 1991).

Ostatný vápenec

Rovnako ako dolomity, aj vápence vystupujú na povrch iba v okrajových častiach regiónu na priľahlých svahoch pohorí. V súčasnosti sa na hodnotenom území nachádzajú len dve ťažené ložiská v Čachtických Karpatoch – Nové Mesto nad Váhom (Zongor) a Čachtice.

Ložisko **Nové Mesto nad Váhom-Zongor** budujú triasové vápence až vápnité dolomity wettersteinského typu. Vápence s nízkym obsahom dolomitu (do 2,79 %) vystupujú v južnej až jv. časti ložiska, a to najmä vo vrchných polohách karbonatického komplexu. Sú svetlosivé, silno rozpukané a skrasovatené. V okolí puklín sú dolomitizované. Pukliny a kaverny sú vyplnené ílom. Smerom na sever a s narastajúcou hĺbkou (asi do 65 m) stúpa na ložisku obsah MgO a vápence postupne prechádzajú do dolomitových vápencov až vápnitých dolomitov. Súvrstvie je celkovo, ale najmä vo vzťahu MgO – CaO, charakterizované premenlivým chemickým zložením. Ostatné vápence na ložisku sú organodetritické až brekciovité a často obsahujú riasy. Vrstvy dolomitov v nich sú nezriedka brekciovité, najmä však jemnozrnné až mikrokryštalické.

Hrúbka celého ložiska (vápencov a vápnitých dolomitov) sa pohybuje v rozmedzí 46 – 155,5 m. Škodliviny zastúpené ílovou výplňou puklín a kavern predstavujú 10,32 % celkového objemu horniny. Hrúbka skrývky tvorenej humusom a svahovou hlinou je premenlivá a pohybuje sa medzi 0,2 – 13,8 m (Beleš et al., 1977).

Napriek tomu, že na ložisku sa vyskytujú aj veľmi čisté polohy vápencov, ako celok vyhovujú tieto vápence iba triedam IV – VIII. Sú vhodná na použitie v stavebníctve a poľnohospodárstve.

Ložisko **Čachtice** budujú triasové vápence a dolomitické vápence wettersteinského typu. V menšom množstve sú zastúpené aj vápnité dolomity. Čistejšie vápence s obsahom MgO do 2 % sú najmä v južnej a jz. časti ložiska. Naopak, vápence so zvýšeným podielom MgO (2,2 – 8,7 %) a vápnité dolomity sú najmä v jeho východnej a severnej časti. Strednozrnné až kalové svetlosivé a ružovkasté vápence sú intenzívne rozpukané a prestúpené drobnými skrasovatenými dutinkami. Dolomitizácia je na ložisku vyvinutá veľmi nepravidelne, pričom jemnozrnné až celistvé a intenzívne rozpukané dolomitové polohy sú svetlosivé, žltkasté až ružové. Najrozšírenejší typ je biosparit. Horniny na ložisku sú prestúpené sieťou puklín a drobných krasových dutín vyplnených ílovito-hlinitou masou.

Hrúbka suroviny sa na ložisku pohybuje v rozmedzí 5 – 200,5 m. Škodlivinou je najmä ílovitá výplň puklín a dutín, ktorá tvorí 0,2 – 0,85 % celkového objemu horniny. Skrývka pozostávajúca najmä zo svahových hlín a humusu dosahuje hrúbku maximálne 4,6 m (Beleš, 1987; Henkelová, 1994, 1997).

Čistejší vápenec je zaradený do kvalitatívnej triedy II – IV. Dá sa využiť aj na špeciálne účely, ako je výroba gumy a skla a ako plnivo v potravinárstve

a v cukrovarníctve. Vápence tried IV – VIII, ktorých je na ložisku väčšina, sú využiteľné v hutníctve, v poľnohospodárstve a na výrobu stavebných materiálov.

Živec

Jediný výskyt hornín s obsahom živca bol dosiaľ opísaný z lokality **Hlohovec**. Ide o biotititcké granity, v ktorých živce dosahujú viac ako 50 % ich objemu. Najväčšie zastúpenie zo živcov má plagioklas (33 %) a draselný živec (25 % objemu horniny). Zvyšok horniny tvorí kremeň (36 %), sľuda (5 %) a akcesorické minerály (1%) (Masár, 1971b).

Vyrobený živcový produkt vo frakcii 0,1 – 0,3 mm obsahuje najmä živec značky Ž 75 Na K 40. Obsahuje 47 % oligoklasu, 36 % K živca, 16 % kremeňa a menej ako 1 % sľudy. Oxidy sú v stopovom zastúpení. Hmotnostný výnos živca z horniny je 38 %. Celková výťažnosť predstavuje 35 %, pričom účinnou úpravou sa dá zvýšiť až na 50 %.

Živec z výskytu v Hlohovci bol klasifikovaný a odporučený na použitie do keramických hmôt (dlaždice, keramické izolátory a pod.). Vedľajšie produkty – kremeň a sľuda – majú nízku kvalitu.

9.4. STAVEBNÉ SUROVINY

Geologická stavba regiónu podmieňuje najmä výskyt ložísk štrkopieskov a tehliarskych surovín. Ložiská stavebného kameňa sú sústredené len na priľahlých okrajoch Malých Karpát (vrátane Čachtických Karpát) a Považského Inovca (Rak, 1971a, b; Masár, 1971a, b).

Stavebný kameň

Tento druh suroviny na študovanom území zastupujú len vápence, dolomity a kremence vystupujúce na okrajoch okolitých pohorí.

Ložisko **Cajla** na východnom okraji Malých Karpát budujú karbonáty spodnej jury a spodnotriasové kremence. V ich podloží vystupujú horniny kryštalinika paleozoika. Dĺžka ložiska je 420 m a šírka 170 m. Priemerná hrúbka suroviny sa pohybuje okolo 48 m a smerom do predpolia lomu sa zvyšuje. V strednej časti lomovej steny je výrazná dislokácia s parametrami 120°/80° na JZ. Vrstvovitosť karbonátov sa nemení a hornina upadá 20 – 30° smerom do predpolia steny.

Stavebnou surovinou na ložisku sú vápence, dolomitické vápence a kremence. Karbonáty sú masívne, často lavicovité až doskovité, prestúpené kalcitovými žilkami. Štruktúra je rovnomerne zrnitá. Obsah MgO v hornine je 20 %, nasiakavosť vápencov predstavuje 0,34 – 1,29 % a pevnosť v tlaku je 119,6 až 139,6 MPa.

Kremence sú sivej farby a miestami až zelenkavé. Majú doskovitú až tenkolavicovitú odlučnosť. Štruktúra je mikrokryštalická. Hlavnou zložkou tunajších

kremencov sú zrná kremeňa, sľuda a živce sú zastúpené len ojedinele. Nasiakavosť sa pohybuje medzi 0,80 – 1,85 % a pevnosť v tlaku medzi 92,6 až 163,3 Mpa (Mikoláš et al., 1975).

Karbonáty sú vhodné na kryty a podklady vozoviek, živičné kryty, koľajové lôžka a do betónov. Kremence sú vhodné len na kryty, živičné kryty a na podklady vozoviek.

Ložisko **Vrbové** buduje komplex karbonatických hornín ladinu. Úžitkovú surovinu zastupujú vápence, dolomitické vápence až vápnité dolomity. Vápence sú svetlosivé, nepravidelne dolomitizované, ale zväčša celistvé, jemnozrnné, občas brekciovité a všesmerne rozpukané. Na väčších puklinách až trhlinách nesú známky skrasovatenia.

Hrúbka suroviny je v priemere 60 m. Skrývkou sú hliny a sprašové hliny hrubé asi 3 m. Škodlivinu predstavuje ílovitá výplň puklín a krasových dutín (15 % objemu horniny). Surovina je vhodná na výrobu stavebného kameňa, hutného drveného kameniva a lomového kameňa. Zvetrané horniny boli vyhodnotené len ako kameň III. triedy. Nezvetrané horniny majú, naopak, dobré mechanické vlastnosti. Kamenivo má nízku nasiakavosť, je trvanlivé a mrazuvzdorné. Surovinu je možné využiť do betónov, na výstavbu ciest, na železničné koľajové lôžka a ako lomový kameň.

Ložiská **Trstín, Lančár** a **Dolný Lopašov** sú súčasťou triasového dolomitového komplexu Malých Karpát. Podrobne sú opísané v podkapitole 9.3. *Nerudné suroviny*.

V rovnakej podkapitole sú podrobnejšie opísané aj suroviny na ložisku **Nové Mesto nad Váhom-Zongor**. Ako stavebný kameň a na stavebnú výrobu sú vhodné len vápence vyhovujúce podľa normy NI kvalitatívnej triedy K III. Využívajú sa preto najmä ako hutné drvené kamenivo na výrobu betónov, na kryty a podklady vozoviek. Spolu s dolomitmi sú vhodné na výrobu kameniva na netuhé vozovky a ako kameň na murivo I. triedy. Samotné dolomity pre nadmerný obsah MgO na výrobu betónov nevyhovujú.

Aj na ložisku **Čachtice** sa časť opísaných nerudných surovín využíva ako stavebný kameň. Na tento účel sú vhodné vápence, dolomitické vápence až vápnité dolomity triasu a karbonatické pieskovce, piesčité vápence a zlepence egenburgu. Karbonátové horniny sa najmä v západnej časti ložiska striedajú. V strednej časti ložiska sú vápence čistejšie. Nadložné pieskovce a zlepence egenburgu tvoria subhorizontálne uložený denudačný zvyšok porušený priečnymi tektonickými poruchami. Neogénne horniny sú vrstvovité, lavicovité, rozpukané a skrasovatené. Priemerná celková hrúbka stavebnej suroviny je 55,4 m a maximálna hrúbka až 100 m, z toho egenburské sedimenty dosahujú hrúbku do 15 m. Škodlivinu v surovine tvorí ílovitá výplň puklín a dutín a porušená hornina. Množstvo škodlivín vo vápencoch dosahuje 17 % a v pieskovcoch 30 % celkového objemu. Skrývku tvoria sprašové hliny, spraše a hlinito-kamenité delúviá s hrúbkou asi 1,7 m, maximálne do 8,5 m.

Zásoby ložiska boli klasifikované ako stavebný kameň na výrobu hutného a drveného kameniva a lomového kameňa prevažne III. triedy. Vápence majú dobré mechanické vlastnosti. Kamenivo má nízku nasiakavosť, je trvanlivé a mrazuvzdorné. Pieskovec a zlepenec sa ťaží ako lomový kameň, resp. po úprave ako dekoratívny kameň (Henkelová 1997).

Ložisko **Jalšové** je situované v južnej časti západnej úboče Považského Inovca. Budujú ho svetlosivé mikrokryštalické vrstvovité dolomity mezozoika stredného triasu. Vrstvy dosahujú hrúbku maximálne 0,8 m. Hornina je veľmi tektonicky porušená, navetraná a skrasovatená. Miestami sa v nej vyskytujú žilky kalcitu s hrúbkou do 0,5 cm. Skrasovatené dutinky sú vyplnené hlinou. Na miestach výrazného tektonického porušenia má hornina brekciovitý charakter. Dĺžka ložiska je 2 000 m, šírka 600 m. Kontúry ložiska sú orientované do smeru S – J. Hrúbka suroviny sa pohybuje medzi 23 – 70 m, v priemere je 35 m.

Technologické parametre suroviny: pórovitosť horniny 1,16 – 1,32 %, hutnosť 98,8 – 99,0 %, nasiakavosť 0,23 – 1,22 %, sypná hmotnosť 1,40 – 1,50 l/m^3. Ekvivalent piesku je 70 % (Chrenová et al., 1974).

Dolomitové kamenivo sa využíva na cestné stavby a na individuálnu výstavbu ako kamenivo do betónu a do podsypov.

Ložisko **Moravany** má podobný charakter ako Jalšové. Tvoria ho dolomity stredného triasu. Surovinou je dolomit s obdobnými kvalitatívnymi parametrami aj formami využitia.

Štrkopiesok

Štrkopiesky sa väčšinou viažu na oblasť Dolnovážskej nivy, kde dominujú fluviálne náplavy Váhu (vrátane Dudváhu), na nivy a terasy jeho väčších pravostranných prítokov (Klanečnica, Holeška, Trnávka, Parná, Gidra) a na náplavy Malého Dunaja a Čiernej vody (Grinavy).

Ložisko **Nové Mesto nad Váhom** sa nachádza v severnom cípe územia, priamo v širokej nive Váhu. Tvoria ho kvartérne (pleistocénne) aluviálne náplavy jeho dnovej výplne. Úžitkovou surovinou sú štrky, piesčité štrky a hrubé piesky. Prevládajú štrky s obsahom piesku 10 – 12 % a piesčité štrky s 20 – 30-percentným množstvom piesku v surovine. Jednotlivé zrnitostné frakcie sú však veľmi variabilné a materiál nie je vytriedený. Medzi obliakmi štrkov prevládjú tie s veľkosťou 1 – 5 cm, menej sa vyskytujú obliaky veľké 5 – 15 cm a celkove nepresahujú 25 cm. Opracovanie je dobré a index ich plochosti sa pohybuje okolo hodnoty 2. Štrky sú vysoko polymiktné, tvoria ich granity, karbonáty, pieskovce, kremence, kremeň, menej metamorfity, paleovulkanity a zlepence. Karbonáty a pieskovce sú navetrané a transportom často deštruované na úlomky. Piesky sú stredno- až hrubozrnné a smerom na povrch sa ich zrnitosť zjemňuje. V nadloží štrkopieskov a pieskov sú miestami prítomné zaílované a zahlinené sedimenty holocénnych náplavov, ktoré tvoria technologickú skrývku s hrúbkou 0,7 – 1,2 m.

Ložisko má doskovitý tvar so smernou dĺžkou 1,5 km a šírkou vyše 500 m. Hrúbka úžitkovej suroviny je 7,2 až 12,8 m. Štrkopiesky majú prevahu hrubého kameniva nad drobným. Odplaviteľné častice tvoria 1,57 až 8,1 % celkového objemu. Vyššie hodnoty sú len vo vrchných častiach ložiska. Humusovitosť zodpovedá stupňu A a B. Hodnoty nasiakavosti sú 1,09 – 3,01 % a hodnoty zvetrania od 1,02 do 3,62 %. V štrkopiesku je prítomná sľuda v množstve 0,18 až 1,52 % (Rohaľová et al., 1973).

Surovina sa dá použiť na spevnenie krajníc a na stabilizáciu zemín. Drobné kamenivo je vhodné do mált a betónov, hrubé kamenivo na drenážne a filtračné účely, na prípravu betónov I. kvalitatívnej triedy a na prípravu krytov a podkladov vozoviek.

Ložisko **Beckov-Prúdiky** tvoria kvartérne riečne sedimenty pleistocénu a holocénu. Úžitkovou surovinou sú štrky s prímesou piesku (51,2 %), piesčité štrky (42,3 %), menej piesky so štrkom a jemnozrnné až strednozrnné piesky v celkovom objeme 3,45 %. Štrk je vo vrchných polohách ložiska hrubý až strednozrnný, s veľkosťou obliakov 3 – 15 cm, v spodných častiach (7,5 – 14,2 m) je prevažne jemnozrnný, s veľkosťou 0,5 – 2 cm. Obsah piesčitej frakcie kolíše celkovo medzi 20 – 50 %. Materiál je zreteľne nevytriedený, petrograficky s prevahou granitoidných obliakov, menej karbonátov, pieskovcov a kremencov. Celková hrúbka suroviny na ložisku je 12,9 – 20,5 m, priemerná hrúbka je 17,6 m. Podložie ložiska tvoria íly pontu, v nadloží úžitkovej suroviny je skrývka humusovej, piesčitej a prachovej hliny s hrúbkou 0 – 1,5 m.

Z celkového množstva overenej suroviny 80 % predstavuje hrubé kamenivo, ktoré podľa normy vyhovuje triede B a triede NI. Dá sa použiť na výrobu betónu a na nespevnené vozovky I. triedy. Drobné kamenivo vyhovuje triede BI a je použiteľné väčšinou len na maltárske účely. Nevytriedený štrkopiesok v objemovom množstve 75 % vyhovuje triede BI a je použiteľný na výrobu betónov skupiny A a na podklady vozoviek. Približne 10 % suroviny má pre zvýšené množstvo odplaviteľných látok nižšiu kvalitu a až 86 % drobného kameniva nevyhovuje kritériám noriem (Benejová et al., 1991).

Aj ložisko **Drahovce** tvoria kvartérne štrkopiesky dnovej výplne Váhu s celkovou hrúbkou až do 15 m. Štrk je drobný až strednozrnný. Veľkosť obliakov sa pohybuje v rozmedzí 1 – 7 cm, maximálne do 15 cm. Surovina obsahuje asi 30 % piesku. Štrky sú polymiktné, vytriedené a dobre opracované. Ich uloženie je horizontálne. Skrývka na ložisku nie je vyvinutá.

Kvalitatívne parametre zodpovedajú charakteru suroviny. Sypná hmotnosť voľne sypaných štrkopieskov je 1,448 – 1,520 t/m^3. Nasiakavosť obliakov dosahuje 1,0 – 1,7 %. Ekvivalent piesku je 80 %, otlk obliakov 30 – 35 %. Humusovitosť dosahuje triedu A.

Surovina ako celok je podľa normy charakterizovaná ako drobné a hrubé ťažené kamenivo (Chrenová et al., 1974). Využíva sa na živičnú a cementovú stabilizáciu.

Ložisko **Koplotovce** je situované v Dolnovážskej nive pri obci Madunice. Budujú ho kvartérne štrkopiesky dnovej výplne Váhu a Dudváhu s celkovou hrúbkou 8 – 15 m a na vymedzenej ploche 5 x 0,5 km. Vlastné ťažené ložisko má tvar obdĺžnika s rozmermi 350 x 300 m. Piesčitý štrk na ložisku je drobný až stredný. Veľkosť obliakov sa pohybuje medzi 0,5 – 5 cm. Petrograficky pozostávajú zo žúl, pieskovcov, kremencov, vápencov, paleovulkanitov a rohovcov. Sú slabo navetrané. Obsah piesku dosahuje až 30 – 40 % objemu hmoty. Skrývku tvorí humusovitá hlina do hrúbky 0,1 m.

Odplaviteľné častice v drobnom kamenive dosahujú často vyššiu hodnotu ako pripúšťa norma pre betóny, a to 0,14 – 4,94 %. Preto na tento účel je vhodná len časť zásob. Ekvivalent piesku je 60,96 – 97,44 %, otlk obliakov 32,6 až 34,0 % a humusovitosť je triedy B (Kabina et al., 1967). Surovina je vhodná na podsypy, násypy a cementovú stabilizáciu.

Ložisko **Hlohovec-Svätý Peter** je situované taktiež v pleistocénnych štrkopieskoch alúvia Váhu. Teleso je vymedzené na ploche 750 x 500 m a surovina tu dosahuje hrúbku 8,8 – 14,7 m. Štrk je prevažne drobný (Ø 1 – 5 cm), ale s vysokým obsahom piesku (30 – 40 %). Štrková frakcia má vysoko polymiktný charakter. Miestami sa vyskytujú hlinité polohy hrubé až do 20 cm. Ložisko je v povrchovej časti zahlinené a zakryté humusovou hlinou, ktorá tvorí časť skrývky s hrúbkou 0,32 m. Zvyšnú časť skrývky tvorí hlinitý štrk s hrúbkou 0,66 m.

Štrkové obliaky dosahujú nasiakavosť 0,5 – 2,5 %, ekvivalent piesku 61,94 % a otlk obliakov 32 – 34 %. Humusovitosť štrkopieskov je triedy B. Obsah odplaviteľných častíc sa pohybuje medzi 0,45 – 4,50 % a ílovitosť štrkopiesku je 0,32 %. Tvarovo nevhodné zrná predstavujú 1,24 % (Henkelová, 1994a). Surovina je vhodná na podsypy, násypy, cestné telesá a na stabilizáciu betónu.

V aluviálnej nive Váhu sa nachádza aj Ložisko **Šoporňa**. Budujú ho pleistocénne štrkopiesky a piesky, v ktorých sa nachádzajú aj tenké polohy ílov. Prevažnú časť ložiska však predstavujú zmiešané piesčité štrky, menej sa vyskytujú štrky s prímesou piesku. Veľkosť obliakov je 1 – 6 cm, veľmi ojedinele do 15 cm. Obliaky sú dobre až stredne opracované. Petrograficky sú v nich zastúpené kremence, pieskovce, vápence, granitoidy, paleovulkanity a kryštalické bridlice.

V surovine prevláda hrubé kamenivo nad drobným v pomere 65 % : 35 %. Podložie štrkopieskov tvoria piesčité a plastické íly pliocénu, skrývka pozostáva z hlín a hlinitého piesku do hrúbky maximálne 0,6 m (Domanický a Tabak, 1994).

Bez úpravy je surovina vhodná na výrobu betónu skupiny A. Po úprave vyhovuje všetkým triedam normy na ťažené kamenivo. Hrubé kamenivo má nízku nasiakavosť a nízky otlk. Nevýhodou je variabilné zrnitostné zloženie a nedostatok drobného kameniva. Nasiakavosť obliakov je 0,89 %, otlk 32 %. Humusovitosť štrkopiesku spadá prevažne do triedy A, len ojedinele do triedy B. Surovina sa používa v stavebníctve ako materiál na výrobu prostého betónu, betónu na prefabrikáty a asfaltového betónu.

Štrkopiesky ložiska **Senec II** tvoria pleistocénne aluviálne náplavy Čiernej vody a Malého Dunaja. Ložiskové teleso nie je vymedzené, jeho predpokladaná hrúbka je 20 m. Polymiktný štrk je prevažne strednozrnný až hrubozrnný. Pevné a nezvetrané obliaky sú veľké 3 – 5 cm, maximálne 10 cm. Obsah piesku sa pohybuje okolo 29 % a miestami sa hrubozrnný piesok vyskytuje aj v tvare šošoviek. Štrkopiesky sú uložené horizontálne na neogénnych íloch a ílovitých pieskoch. Skrývku tvorí humus a piesčitá hlina do hrúbky 1,2 m.

Surovina má dobrú kvalitu. Index plochosti dosahuje 1,96 % a modul zrnitosti 4,8 – 6,8 %. Podľa normy ako ťažené kamenivo je vhodná na rôzne stavebné účely (Kratochvíl et al., 1976), najmä do násypov, do betónov a na cestné kryty.

Rovnako aj na ložiskách **Veľký Grob** a **Veľký Grob I** sú surovinou náplavy Čiernej vody a Malého Dunaja. Pozostávajú z piesčitého štrku a slabo ílovitého piesku so štrkom s celkovou priemernou hrúbkou 10 m. V obliakovom materiáli prevláda kremeň a kremenec, zastúpené sú aj obliaky granitoidov a karbonátov. Veľkosť obliakov je 3 – 5 cm, ojedinele až 15 cm. Obsah piesčitej frakcie sa pohybuje v rozmedzí 28 – 45 %. Skrývku tvorí humus, čiastočne rašelina a ílovitá hlina holocénnych náplavov. Hrúbka skrývky je maximálne 1,7 m.

Surovina vyhovuje do násypov, podkladov a na základnú stabilizáciu. Niektoré polohy vyhovujú na živičnú (piesky) a cementovú stabilizáciu. Vzhľadom na to, že humusovitosť suroviny má stupeň C, štrkopiesky, naopak, nevyhovujú na výrobu betónov (Holička, 1994).

Tehliarske suroviny

Z regiónu sú v súčasnosti známe len 3 významnejšie ložiská tehliarskych surovín nachádzajúce sa priamo na území pahorkatiny.

Najsevernejšie je ložisko **Boleráz.** Surovinou sú tam pleistocénne eolické sedimenty – spraše a sprašové hliny. Spodnú časť ložiska tvoria ílovité hliny, ktoré ležia na sivomodrých íloch panónu. Ako škodlivina vystupujú na ložisku ojedinelé štrkové polohy s hrancami, ktoré sa vyskytujú na báze spraší a sprašových hlín. Dĺžka ložiskového telesa je 600 m a šírka 500 m. Hrúbka suroviny sa pohybuje medzi 6 – 21 m. Skrývku tvorí humusová hlina hrubá 20 až 35 cm.

Spraše premiešané s ílovitými hlinami sú vhodné na výrobu aj náročnejších tehliarskych výrobkov. Pevnosť v ťahu za ohybu po vysušení je 0,30 – 0,50 MPa a po výpale 0,60 – 0,80 MPa. Rozrábacia voda predstavuje 21 – 28 %, zmrštenie sušením 5 – 7 %. Po zmiešaní s hlinou sa kvalitatívne parametre zvyšujú (Žákovský et al., 1969).

Z komplexnej homogenizovanej surovinovej zmesi spraše a hliny sa dajú vyrábať dierované tehly, bloky CDM, CDK-32, Pb 300, 365 a 380.

Aj ložisko **Senec** vrátane jeho širšieho okolia budujú eolické sedimenty kvartéru a podložné jazerné sedimenty neogénu. Surovinou sú spraše a neogénne íly. Ložiskové teleso má veľmi nepravidelný tvar s dĺžkou 1 000 m a šírkou

zhruba 500 m. Hrúbka suroviny je 20 m. Spraše, resp. sprašové hliny sú svetložlté, veľmi prachovité až piesčité. Obsahujú fosílne pôdne horizonty a vápnité konkrécie. Skrývku tvorí ornica, ktorá má hrúbku do 0,8 m (Prutká, 1969).

Na výrobu tehliarskych výrobkov je potrebná zmes spraše a ílu v pomere 1 : 1. Surovina je vhodná na výrobu dierovaných a tenkostenných výrobkov.

Surovinu ložiska **Pezinok** predstavujú neogénne íly panónu. Ložisko má tvar nepravidelného mnohouholníka s maximálnou dĺžkou 890 m a šírkou asi 500 m. Hrúbka suroviny je 24 – 32 m.

Hlavná surovina je ílovitý prach, ktorý je na ložisku zastúpený v 70 % celkového objemu ťaženej hmoty. Ten sa strieda s tenšími vrstvami prachovitého ílu a šošovkami piesku, prachovitého piesku a piesčitého prachu. Uvedené vložky predstavujú 25 % suroviny. Skrývku tvoria nadložné vrstvy kvartérnych proluviálnych štrkopieskov a ornice, dovedna v hrúbke 4,5 – 5 m (Rak, 1971a). Surovina ako celok je stredne plastická. Optimálny výpal sa prejavuje pri 1 000 ºC. Škodlivinami sú drobné vrstvičky lignitu, vápnité schránky morských mäkkýšov, vložky vápenca, sľuda, pyrit a vápnité prachovité íly.

Surovina je vhodná na výrobu tenkostenných murovacích materiálov a krytiny, nehodí sa na keramickú výrobu.

Zo všetkých uvedených surovín regiónu Trnavskej pahorkatiny a Dolnovážskej nivy sú najpočetnejšie zastúpené energetické a stavebné suroviny. Reálny priemyselný význam energetických surovín je však nízky. Ložiská majú buď malé zásoby, alebo v zložení zemného plynu je vysoké percento neživičných plynov, prípadne tieto plyny úplne dominujú.

Reálny ekonomický význam majú najmä stavebné suroviny, najmä štrkopiesky a tehliarske suroviny. Ekonomicky významné sú aj stavebné kamene, ale väčšina ich ložísk sa často nachádza za hranicou alebo priamo na hranici územia v okolitých pohoriach. Ložisko dekoračného kameňa v oblasti Chtelnice je v súčasnosti mimo väčšieho ekonomického záujmu. Naopak, ložisko v Čachticiach sa využíva.

Okrem stavebných surovín má ekonomický význam aj niekoľko ložísk čistých dolomitov a ostatných vápencov na okrajoch pohorí. Z ložiska dolomitov v Hubine sa vyrába aj PVD-dolomit.

Rudné ložiská zasahujú do hodnoteného regiónu len svojimi okrajovými časťami. Ich ekonomický význam pri súčasných svetových cenách je nízky. Ťažba ložiska antimónu sa zastavila a zlato na pezinských ložiskách si vyžaduje ekonomicky náročnú a ekologicky nevýhodnú úpravu.

10. VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY

Vzhľadom na to, že vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – Trnavskej pahorkatiny sú zamerané prevažne na objasnenie geologickej stavby a vývoja *blatnianskej priehlbiny*, v kapitole sú uvedené iba tie významné lokality, ktoré odrážajú geologickú stavbu neogénu a kvartéru. Lokality starších útvarov, ktoré sa nachádzajú pozdĺž okrajov okolitých pohorí, sú uvedené vo vysvetlivkách k príslušným regiónom Malých Karpát a Považského Inovca.

Neogén

Horné Orešany

Na svahu východného výbežku Malých Karpát priamo v obci v umelom odkryve vytvorenom zárezom do svahu pri miestnej vedľajšej ceste sú odkryté sedimenty *dolianskych vrstiev špačinského súvrstvia* strednobádenského veku. Na odkryve ich reprezentujú brekcie, zlepence a hrubozrnné piesky. V pieskoch sa zistila chudobná fauna foraminifer, poukazujúca najpravdepodobnejšie na zónu aglutinancií (v zmysle Grilla, 1941) stredného bádenu (Zlinská, 2004).

Modrovka

Na západnom úpätí Považského Inovca priamo v obci pri odbočke na obec Lúka za rodinným domom je umelý odkryv (zárez vo svahu), v ktorom vystupujú sivozelené vápnité íly *lakšárskeho súvrstvia* karpatského veku s bohatou a diverzifikovanou faunou foraminifer (Fordinál et al., 2004).

Piešťany-Banka (pramenné vápence)

Na úpätí západnej úboče Považského Inovca v mieste jej prechodu do nivy Váhu sa priamo v obci zachovali zvyšky travertínovej kopy. Reprezentuje ju masívny skrasovatený travertín bielej, svetlosivej, okrovej, hrdzavej až bordovej farby.

Ide o vrchnomiocénne pramenné vápence *hlavinských vrstiev*. Travertíny sa v minulosti ťažili, dnes sa nachádzajú zväčša v podobe blokov na súkromnom pozemku.

Suchá nad Parnou

Na JZ od obce v širšom okolí kóty Suchovský háj (238 m n. m.) sa nachádzajú rozsiahle pokryvy hruboklastických sedimentov. Tvoria ich svetlosivé, miestami žltkasté stredno- až hrubozrnné štrky. Obliaky v štrkoch sú petrograficky takmer monomiktné a pozostávajú najmä z kremencov a kremeňa (97 %). V malej miere sú zastúpené vápence a pieskovce. Sedimenty sú diskordantne uložené

na podložných íloch beladického súvrstvia (panón – pont). Stratigraficky sú štrky začlenené do pliocénu, najpravdepodobnejšie až do vrchného pliocénu.

Bernolákovo

V juhozápadne orientovanom svahu tektonicky vyzdvihnutej okrajovej kryhy Trnavskej pahorkatiny vystupujú priamo v obci klastické sedimenty beladického súvrstvia. Vo viacerých odkryvoch pod starou vodárenskou vežou a v záhradách rodinných domov sa nachádzajú svetlosivé až sivožlté polymiktné piesky a pieskovce s vápnitým a vápnito-ílovitým tmelom, ktoré sa v minulosti ťažili. Pieskovce tvoria aj hrubšie lavice. V sedimentoch sa vyskytujú aj štrky a piesčité íly vytvárajúce tenšie polohy a šošovky. Na mnohých miestach badať krížové zvrstvenie.

Budmerice

V severozápadnom zakončení obce na pravobreží doliny Gidry pri rybníku v nárazových brehoch meandrov sa vyskytujú niekoľkonásobné výstupy sivomodrých ílov, ílovitých pieskov a tenkých lamín pieskovcov *beladického súvrstvia*. Subhorizontálne uložené sedimenty sú na odkryvoch pokryté hrubými vrstvami kvartérnych hlinito-štrkovitých svahovín.

Pezinok – ílovisko

Ílovisko tehelne sa nachádza 1 km na JV od železničnej stanice v Pezinku. V zmysle Pappa (1951) sú v ňom odkryté sedimenty *ivanského súvrstvia* zóny E panónu a *beladického súvrstvia* zóny F panónu. Sedimenty reprezentujú sivozelené, sivomodré a čierne íly, v ktorých sú polohy žltých a sivých pieskov a lignitov. Sedimentologickým štúdiom sa zistilo, že tieto sedimenty reprezentujú usadeniny plytkého jazera, lagúny, maršov, plážových valov a aluviálnej planiny (Baráth et al., 1999). Vyznačujú sa bohatým výskytom mäkkýšov (gastropódov a bivalvií), ostrakódov, v menšej miere otolitov rýb, zvyškov suchozemských stavovcov a zubov cicavcov, ktoré umožňujú začleniť fosilonosné sedimenty do zóny MN 10 (Sabol et al., 2004).

Neogén – kvartér

Častá – kaplnka

Na malom pahorku s kaplnkou asi 2 km východne od obce vystupujú na povrch sivé štrky a jemnozrnné piesky. Petrograficky pozostávajú z obliakov mezozoických karbonátov s priemerom do 2 cm. V štrkoch sa vo veľkom množstve vyskytujú hrubostenné schránky bivalvií rodu *Ostrea*. Na lokalite sa realizoval aj plytký mapovací vrt TPM-10A, ktorý okrem uvedených štrkov a drobnozrnných pieskov prenikol aj cez polohy svetlosivozelených ílov. V nich sa našla plytko-

vodná fauna foraminifer poukazujúca na vrchnobádenský vek (Zlinská et al., 2007). Uvedené usadeniny sú začlenené do okrajových fácií sedimentov *báhonského súvrstvia*.

V nadloží sedimentov *báhonského súvrstvia* sa nachádza malý erozívny zvyšok proluviálnych sedimentov mladšej časti stredného pleistocénu. Sedimenty vyššieho stredného kužeľa za zachovali na najvyššom bode pahorka a tvoria ich štrky (úlomky) kremencov a kryštalických bridlíc premiešané s hrubozrnným pieskom.

Kvartér

Nové Mesto nad Váhom-Mnešice (hlinisko)

Opustené hlinisko starej tehelne sa nachádza na severnom okraji mesta v miestnej časti Mnešice na ľavobreží Klanečnice. Ide o významnú kvartérnu lokalitu s odkrytou sprašovou sériou stredného a vrchného pleistocénu vysokou asi 16 m. Celková hrúbka sprašovej série sa na základe údajov sond odhaduje až na 30 m. Okrem 3 základných horizontov spraší z období glaciálov na odkryve vystupuje aj 5 fosílnych pôdnych komplexov, dnes už len ťažšie opticky rozoznateľných.

Najstaršie spraše staršej časti stredného pleistocénu (elster) sa zistili iba plytkým mapovacím vrtom. Dosahujú hrúbku asi 2 m a vo vrchnej časti sú výrazne karbonátové, s obsahom konkrécií. Tvoria podložie komplexu interglaciálnej hnedočervenej, silne zvetranej rubifikovanej fosílnej pôdy (holstein) hrubej okolo 0,8 m. Vo vrchných, dekalcifikovaných zónach pôdy sa našli strednopaleolitické artefakty (clacton II). Nad pôdou sú dva horizonty spraší mladšej časti stredného pleistocénu (sálskeho zaľadnenia), oddelené vložkou mohutnej interštadiálnej, mierne rubifikovanej hnedozeme PK-IV (tréne) s hrúbkou do 2 – 2,5 m. Zatiaľ čo nižšiu z oboch sprašových vrstiev tvorí silno karbonátová, jemne piesčitá spraš s hrúbkou do 1 m, vyššiu vrstvu tvoria 1 – 4 m hrubé, chemicky menej zvetrané piesčité spraše, v hornej časti len piesčito-sprašové, tenko laminované splachy. Nad nimi vystupuje zdvojený fosílny interglaciálny pôdny komplex PK-III (ém) s tenkou medzivrstvou spraší. Bázu komplexu tvoria ilimerizované, resp. mierne rubifikované parahnedozeme hrubé do 0,5 m a vrchnú časť tmavšie hnedozeme až parahnedozeme hrubé 0,6 – 1,0 m, sfarbené až do červenohneda (škvrnitá pôda). Vrchná časť pôdy je erodovaná a ostro prechádza do nadložných mohutných vrchnopleistocénnych spraší, rozdelených dvomi interštadiálnymi pôdami hnedozemného až hnedozemno-černozemného typu (PK-II a PK-I) na tri štadiály s celkovou hrúbkou do 10 – 14 m.

Kočovce (hlinisko)

Kilometer východne od obce pri vyústení Kočovskej doliny z Považského Inovca sa nachádza dobre prístupné opustené hlinisko. V jeho stene vystupujú

vrchnopleistocénne spraše najmladšieho štadiálu s výraznou intraformačnou vrstvou proluviálnych piesčitých štrkov Kočovského potoka hrubou 0,8 – 1,0 m, premiešaných s resedimentovanými štrkmi nižšej strednej terasy Váhu, ktorá sa nachádza pod sprašovým komplexom.

Hôrka nad Váhom-Zvon (obtočník)

Geomorfologicky výrazný obtočník tvoriaci torzo mladšej, strednopleistocénnej terasy sa nachádza v nive Váhu asi 0,7 km južne od okraja obce. Bazálnu časť tvoria fluviálne terasové sedimenty Váhu pozostávajúce z piesčitých štrkov, ktoré smerom na povrch prechádzajú do hrubozrnných až strednozrnných pieskov. Pokryv terasy tvoria typické spraše vrchného pleistocénu hrubé do 5 m.

Moravany nad Váhom-Hlboký jarok (výmoľ)

Významná archeologická a kvartérnogeologická lokalita sa nachádza na úpätí Považského Inovca na jv. okraji obce. Na severnej strane hlbokého sprašového výmoľa, miestami s obnaženým podložím, vystupujú 3 vrstvy vrchnopleistocénnych spraší a 3 horizonty fosílnych pôd.

Bázu tvoria triasové horniny (keuper), staršie delúviá a zvyšky starších spraší. Na nich sú nepravidelné polohy červenohnedých interglaciálnych hlín (ém) hrubé 0,3 – 0,8 m. Reprezentujú ich fosílne, čiastočne rubifikované parahnedozeme (PK-III). Nadložnú, asi 0,8 – 10,2 m hrubú vrstvu tvoria netypické spraše až piesčité spraše poznačené splachmi. V ich nadloží vystupuje nezreteľný zdvojený hnedozemný zahlinený horizont interštadiálnej pôdy (PK-II). Nad ním je poloha spraše stredného štadiálu hrubá do 3 m, na báze s preplástkami a občasnými piesčitými splachmi. Ďalej do nadložia nasleduje slabo viditeľná zahlinená spraš. Ide o fosílne parahnedozeme, resp. iniciálne hnedozeme PK-I (stilfried B) posledného interštadiálu. Povrch tvorí finálny (vrchný) sprašový komplex najmladšieho štadiálu hrubý do 2 m.

Z ľudských kultúr sa v Moravanoch a ich okolí našli mladopaleolitické až eneolitické kultúry, ako sú szelet, aurignacien, gravit až epigravit.

Boleráz (hlinisko)

Hlinisko, ktoré sa v súčasnosti ťaží, sa nachádza priamo v obci na ľavobreží Trnávky pri železničnej stanici. Na rozsiahlom ťažobnom priestore vystupujú sprašové hliny s vrstvou fosílnej hnedozeme hrubou 2,5 m a polygenetické svahové hliny. Na ich báze je tenká (0,05 – 0,1 m) zvodnená vrstva proluviálnych piesčitých štrkov a úlomkov hornín (kremence) s hrancami. Podložie tvoria sivomodré íly pontu.

Brestovany (spraše)

Pozdĺž východného okraja Trnavskej tabule vystupuje morfologicky výrazná hrana oddeľujúca mladšie, strednopleistocénne fluviálne terasy Váhu od jeho holocénnej nivy. Uvedené terasy sú v celom úseku pokryté sériami vrchnopleistocénnych spraší hrubými asi 15 m. Priamo v obci sa pozdĺž štátnej cesty s.-j. smeru aj pri obecných cestách kolmých na ňu vyskytuje väčšie množstvo umelých odkryvov v spraši. Ide o typické sivé až svetložlté vápnité až veľmi vápnité spraše posledného až predposledného glaciálneho maxima. Pozostávajú z hrubého prachu (35 – 56 %), veľmi jemného piesku (15 – 30 %) a ílovitej frakcie (do 13 %). Vyznačujú sa stredným až vysokým koeficientom mikroagregácie. Karbonáty vo forme konkrécií sa nachádzajú v spodných častiach tenkého pôdneho horizontu (PK-I).

Abrahám (hlinisko)

Opustené hlinisko sa nachádza zhruba 300 m severne od obce na okraji Trnavskej tabule. V odkryve dlhom asi 50 m a vysokom 6 m vystupujú spraše posledného glaciálu. V ich podloží sa zachovali iba najvrchnejšie členy fluviálneho súvrstvia nižšej strednej terasy Váhu. Sedimenty tvoria ílovité, jemne piesčité nevápnité povodňové hliny sivej až sivozelenej farby s hnedými, sivozelenými až škvrnitými zátekmi. Podložné piesčité štrky terasy tu úplne absentujú, resp. miestami sú v spodnej časti nahradené vrstvou fluviálnych pieskov hrubou do 1,5 m. Celková hrúbka povodňovej fácie varíruje od 0,5 do 2 m a jej sedimenty tu ležia priamo na škvrnitých piesčitých íloch neogénu.

Voderady (hlinisko)

Na ľavobreží Ronavy asi 500 m na SV od obce pri štátnej ceste je malé hlinisko. Odkryté sedimenty predstavujú prechodný typ medzi sprašami a naviatymi pieskami. Teleso presypu hrubé do 7 m pozostáva z drobnorytmicky zvrstvených polôh sivožltých a piesčitých spraší, jemnozrnných svetlosivých pieskov, okrových až svetlohnedých jemnozrnných hlinitých pieskov až tmavosivých humusových hlín pri povrchu, prípadne z výrazne bielych vápnitých polôh spraší. Všetky tieto vrstvičky hrubé 1 – 5 cm sa v pravidelných intervaloch striedajú. Väčšina polôh je vápnitá, len tmavosivé polohy humusových hlín sú vápnité len slabo.

Pusté Úľany (rašelinisko)

Na tektonickom styku Podunajskej roviny s južným okrajom Trnavskej tabule medzi Veľkým Grobom a Pustými Úľanmi sa nachádza rozsiahla zamokrená depresia so slatinnými rašeliniskami prechodného typu. Slatinné rašeliny sa sformovali v nadloží málo priepustných až nepriepustných ílovitých a hlinitých

povodňových nivných sedimentov uložených na piesčito-štrkových fluviálnych sedimentoch dnovej akumulácie. Ide predovšetkým o ostricovo-trstinové slatiniská s významným podielom rašelinníka, lúčnych tráv a krovitých rastlín, celkovo s príznačným neúplným rozkladom organickej hmoty. Slatinná rašelina má tmavohnedú až čiernu farbu a dosahuje hrúbku 1 – 1,5 m. V súčasnosti sú rašeliniská v dôsledku ťažby štrkov plošne redukované, niektoré časti sú odvodnené.

Vištuk (pieskovňa)

Na jv. okraji obce na pravobreží Vištuckého potoka vo svahu vystupujú spod tenkého sprašového pokryvu štrky a piesčité štrky najstaršej generácie proluviálnych sedimentov (spodný pleistocén) malokarpatských tokov. V starej pieskovni, v súčasnosti intenzívne zavážanej komunálnym odpadom, sú sedimenty najvyšších kužeľov uložené na ilovitých sedimentoch *beladického súvrstvia* (panón – pont) a čiastočne aj na piesčito-štrkovitých sedimentoch vrchného pliocénu. Na odkryve je zaujímavý erozívny kontakt proluviálnych sedimentov s predkvartérnym podložím. Tvoria ho korytové výplne so šikmým a korytovým zvrstvením s badateľnou laterálnou akréciou.

11. ZÁVER

Tieto vysvetlivky spolu s geologickou mapou podávajú aktuálny a doteraz najucelenejší obraz o geologickej stavbe a vývoji *blatnianskej priehlbiny* a jej geograficky zodpovedajúceho územia, Trnavskej pahorkatiny a Dolnovážskej nivy. Zároveň sumarizujú poznatky získané počas podrobného geologického výskumu a mapovania tohto územia vrátane úzkych lemov priľahlých častí Malých Karpát, Považského Inovca, Nitrianskej pahorkatiny a Podunajskej roviny. Opierajúc sa o výsledky vlastného terénneho a laboratórneho výskumu, pri zohľadnení predchádzajúcich geologických prác posúvajú poznatky o uvedenom území až do najmladšieho obdobia geologickej histórie – kvartéru.

Geologický výskum sa zameral najmä na štúdium, podrobné základné geologické mapovanie, dokumentáciu a vyhodnotenie geologických pomerov regiónu, ako aj na vyhodnotenie jeho prevažne neogénneho a kvartérneho vývoja. Takto zameraný výskum priniesol množstvo nových poznatkov, ktoré sú oproti predchádzajúcim starším poznatkom niekedy aj v kontroverznom postavení.

Pri výskume predterciérneho podložia *blatnianskej priehlbiny* sa aplikovali všetky dostupné petrografické údaje pochádzajúce z hlbokých vrtov, ktoré zachytili jej podložie, a z geofyzikálnych profilov.

V okrajových častiach priľahlých pohorí sa na základe mapovania a excerpcie dospelo k novým petrologickým a petrografickým poznatkom o granitoidných a metamorfovaných horninách kryštalinika *tatrika* a ich plošnom rozsahu. V oblasti Malých Karpát sa potvrdilo, že *bratislavský masív* má hlbinnejší charakter a zapríčiňuje periplutonickú metamorfózu, zatiaľ čo *modranský masív* vytvára nízkotlakovú, viac postkinematickú kontaktnú aureolu. Okrem istých odlišností v litologickej náplni a v stupni metamorfného prepracovania hornín sa predbežne nedajú vyjadriť jednoznačné rozlišovacie kritériá medzi tzv. *harmónskou sériou* a *pezinsko-perneckým kryštalinikom*. Metamorfity klastického pôvodu majú totiž obdobný, pieskovcový epikontinentálny zdrojový materiál a mnohé typy amfibolických hornín sa taktiež vyskytujú v obidvoch doménach. Nové závery prichádzajú zo štúdia deformačných štruktúr hornín kryštalického jadra, reprezentovaných najmä metamorfnou bridličnatosťou (foliáciou) a rozličnými puklinovými poruchami. V niektorých doménach sa zároveň vyčlenili najslabšie metamorfované bridlice študovaného malokarpatského lemu.

V oblasti Považského Inovca sa potvrdilo, že zdrojový materiál dominujúcich typov kryštalických bridlíc predstavovali kremité pieskovce. Dôležité údaje pochádzajú aj z okraja Inovca mezi Novou Vsou nad Váhom a Hôrkou nad Váhom, kde sa mapovaním zistili a predbežne vyhodnotili nové telesá kryštalických bridlíc. Vyznačujú sa rozsiahlejšou albitizáciou, markantnou chloritizáciou a prekremenením.

Na okrajoch oboch pohorí sa spresnila aj litostratigrafická náplň a plošné rozšírenie mezozoických súvrství *tatrika, fatrika* a *hronika*, ako aj ich vzájomné tektonické vzťahy. Podrobnejšie sa študoval najmä tektonicky zložitý styk mezozoických komplexov *solírovskej sukcesie tatrika* s horninami *vysockého príkrovu fatrika* v Malých Karpatoch. Jursko-kriedové sledy mezozoických komplexov malokarpatského *tatrika* sa rozdelili na dve litostratigraficko-štruktúrne jednotky, ktoré sa líšia svojou litostratigrafickou náplňou, štruktúrnym postavením a priestorovým rozložením. Prvá z nich je *orešianska sukcesia*, ktorá vytvára so svojím podložím samostatnú subautochtónnu tektonickú jednotku, druhá je *solírovská sukcesia* alochtónnej *bratislavskej jednotky*.

V oblasti západného lemu Považského Inovca sa okrem nového mapovania a spresnenia litostratigrafickej náplne mezozoických sekvencií zistilo, že *beckovskú sukcesiu fatrika* charakterizuje *vysocký* faciálny vývoj so stratigrafickým rozsahom stredný trias – alb (spodný cenoman). Jej výbežok zasahuje na územie len v severnej časti medzi Beckovom a Rakoľubmi. Sedimenty *zliechovského* faciálneho vývoja boli podrobne zmapované v úseku medzi Moravanmi nad Váhom a Koplotovcami. Pozoruhodná je nová interpretácia tektonickej jednotky *hronika* v časti Beckov-hradná skala, kde sa podrobne vyčlenili svahové fácie reprezentované strednotriasovými horninovými sledmi prislúchajúcimi k *veterlínskej sukcesii*.

V okolí Lúky nad Váhom sa spresnil vzťah mezozoika a paleogénu a stanovila sa podrobnejšia litostratigrafická náplň *zubereckého súvrstvia* v rámci novozmapovaných plôch jeho rozšírenia.

Vo výskume sedimentárnych hornín neogénu sa na území zaznamenalo viacero nových poznatkov. Na okrajových častiach pohorí sa podrobným mapovaním spresnil plošný rozsah a stratigrafická pozícia novoredefinovaných *dolianskych vrstiev* na svahu Malých Karpát a *ducovských vrstiev* na úboči Považského Inovca. V oboch prípadoch sa zaznamenal oveľa väčší rozsah týchto sedimentov, ako sa udávalo v minulosti. Ďalším novým poznatkom je zistenie doteraz najjužnejšieho výskytu *lakšárskeho súvrstvia* v Modrovke na svahoch Považského Inovca. Zistilo sa, že bezprostredné podložie kvartérnych uložení v okolí obce Dubová je tvorené *vrábeľským súvrstvím.* Na svahoch Považského Inovca medzi Bankou a Sokolovcami sa zistili a zmapovali nové výskyty *hlavinských vrstiev*. Ich ekvivalenty sa doložili aj z predpolia Malých Karpát, kde sa zistili v oblasti Dolného Dubového, Dechtíc a Chtelnice. Priradil sa k nim aj starší výskyt pri Dolnom Lopašove. Redefinovali sa *piešťanské vrstvy* a spresnila sa aj ich stratigrafická pozícia.

Úplne nové poznatky sa zistili najmä v povrchovej, kvartérnej stavbe celého regiónu. Zistilo sa napríklad to, že v pahorkatinnom pásme a v južnej časti územia vystupuje neogénne podložie na povrch oveľa častejšie a na väčších plochách. Prítomnosť sedimentov neogénu v exponovanej časti na rozhraní sprašovej tabule a *gabčíkovskej priehlbiny*, resp. nivy Váhu v Abraháme je tiež veľmi pozoruhodná a zasluhuje si ďalší podrobnejší výskum.

Podľa nových zistení a na rozdiel od predchádzajúcich predstáv, samotná pahorkatina vykazuje oveľa menšie plošné rozšírenie a typologické zastúpenie spraší, ako aj ich menšiu hrúbku. Na základe toho sa ich pôvodný plošný rozsah oproti starším záznamom zredukoval na výrazne menšiu plochu, a to prevažne do oblasti Trnavskej tabule. Zistilo sa, že najhrubšie sprašové série tam tvoria pokryv nielen rozsiahlych fluviálnych terás Váhu a jeho prítokov, ale aj proluviálnych náplavov malokarpatských tokov. Naopak, sprašové hliny a ostatné deriváty spraší vykazujú širšie plochy rozšírenia len v najvyšších častiach pahorkatiny a na úpätí severnej časti Malých Karpát.

Okrem spresnenia plošného rozsahu pokryvov spraší a sprašových hlín sa v regióne podarilo stanoviť a plošne vyjadriť polycyklickosť vo vývoji fluviálnych a proluviálnych sedimentov. Podľa vyhodnotenia vlastných aj archívnych vrtov a vyhodnotenia mapovania sa zistil širší laterálny dosah pleistocénnych fluviálnych terasových sedimentov Váhu pod sprašovým pokryvom, a to najmä v severnej a centrálnej časti regiónu. V južnej časti dominujú najmä fluviálne sedimenty prítokov Váhu a Čiernej vody a tokov malokarpatskej proveniencie. Aj tieto sedimenty sú však plošne obmedzené staršími proluviálnymi sedimentmi malokarpatských tokov.

Proluviálne vejáre predpolia Malých Karpát zasa prekvapujú svojím veľkým plošným rozsahom, malou hrúbkou akumulácií, ale aj výskytom v najvyšších morfologických úrovniach pahorkatiny. Tam namiesto pôvodne udávaných výskytov spraší tvoria plošne rozsiahle pokryvy, pozostávajúce prevažne zo štrkov a úlomkov kremencov. Aj telesá najstarších kužeľov sú pokryté sprašami len vo svojich distálnych častiach.

Zistilo sa, že pozdĺž úpätia Považského Inovca vo väčšine výskytov riečnych nánosov nejde o riečne terasové sedimenty Váhu, ale o proluviálne akumulácie jeho prítokov z pohoria. Pozoruhodné sú aj indície o prítomnosti najstarších, spodnopleistocénnych fluviálnych až fluviálno-limnických sedimentov na najvyšších častiach medziúvalinových chrbtov v centrálnej časti pahorkatiny.

Hrúbka kvartéru prekvapuje všeobecne svojimi nižšími hodnotami najmä v oblasti Podmalokarpatskej pahorkatiny a naopak, vyššími hodnotami na Trnavskej sprašovej tabuli a v priľahlej severnej časti Podunajskej roviny *(gabčíkovskej prepadliny)*. Niektoré vrchnopleistocénne až holocénne presypy pieskov v povodí Gidry sa ukázali ako sprašové a ojedinelé. Morfologické pahorky vyskytujúce sa na sprašiach sa podarilo identifikovať ako piesčito-sprašové presypy. V nive Váhu sa vyčlenila jej samostatná mladšia časť, tzv. nižšia niva.

Na základe komplexnej morfoštruktúrnej analýzy sedimentov neogénu a kvartéru, zvlášť deformácie morfologických pozícií sedimentov spodného pleistocénu, ako aj distribúcie a hrúbky jednotlivých genetických typov kvartérnych sedimentov bola zostavená štruktúrna neotektonická schéma územia Trnavskej pahorkatiny a priľahlých častí pohorí.

V neposlednej miere je pozoruhodný aj zvýšený výskyt emanácií Th a U na pahorkatinnej časti územia, zaznamenaný meraniami a zobrazený na mape prí-

rodnej rádioaktivity (Kubeš et al., 2004). Na objasnenie tohto významného javu budú potrebné ďalšie vyhodnotenia a merania.

Súčasťou týchto vysvetliviek je aj zhodnotenie hydrogeologických pomerov, charakteristika geofaktorov životného prostredia vrátane pôd, zhodnotenie geofyzikálnych pomerov, prehľad ložísk nerastných surovín regiónu a významných geologických lokalít.

12. LITERATÚRA

Andrian, F. a Paul, K., 1864: Die geologische Verhältnisse der Kleinen Karpathen und der angrenzenden Landgebiete in nord-westlichen Ungarn. Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), 14, 3, 352 – 366.

Adam, Z. a Dlabač, M., 1961: Nové poznatky o tektonice Čs. části Malé dunajské nížiny. Věst. Ústř. Údt. geol, 36, 3.

Adam, Z. a Dlabač, M., 1969: Vysvětlivky k mapám mocností a litofaciálního vývoje Podunajské nížiny. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 11, 156 – 172.

Ambrož, V., 1947: Spraše pahorkatín. Sbor. St. geol. Úst., 16, 225 – 280.

Ambrož, V., Ložek, V. a Prošek, F., 1952: Mladý pleistocén v okolí Moravan u Piešťan nad Váhom. Anthropozoikum (Praha), 1, 53 – 142.

Andrusov, D., 1930: Příspěvky ku geologii severozápadních Karpat – VI. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 9, 235 – 300.

Andrusov, D., 1935: Stratigrafie triasu slovenských Karpat. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 11, 54 – 55.

Andrusov, D., 1936: Subtatranské příkrovy Západních Karpat. Carpatica, Ř. B, II, 3 – 50.

Andrusov, D., 1938: Geologie Slovenska. Praha, Nakl. Sbor. pro výzkum Slovenska a Podkarpatské Rusi při Slovanském Úst. v Praze, 111 s.

Andrusov, D., 1943: Výskyt prírodních živíc na Slovensku I. a II. (Všeobecné poznámky, Papradno). Práce Št. geol. Úst., 8, 1 – 45.

Andrusov, D., 1958 – 1959: Geológia Československých Karpát I, II. Bratislava, Slov. Akad. Vied, 304 s.

Andrusov, D., 1985: Piešťanské vrstvy (formácia). In: Andrusov, D. a Samuel, O. (eds.): Stratigrafický slovník Západných Karpát 2. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 5 – 38.

Andrusov, D., Began, A., Biely, A., Borza, K., Buday, T., Bystrický, J., Bystrická, H., Cicha, I., Eliáš, M., Eliášová, H., Fusán, O., Gašpariková, V., Gross, P., Hanzlíková, E., Köhler, E., Houša, V., Lehotayová, R., Leško, B., Ložek, V., Menčík, E., Michalík, J., Mock, R., Pesl, V., Pícha, F., Roth, Z., Salaj, J., Samuel, O., Seneš, J., Slávik, J., Stráník, Z., Špička, V., Vašíček, Z., Vaškovský, I. a Vozár, J., 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát 1. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 5 – 359.

Andrusov, D., Began, A., Biely, A., Borza, K., Buday, T., Bystrický, J., Bystrická, H., Cicha, I., Eliáš, M., Eliášová, H., Fusán, O., Gašpariková, V., Gross, P., Hanzlíková, E., Köhler, E., Houša, V., Lehotayová, R., Leško, B., Ložek, V., Menčík, E., Michalík, J., Mock, R., Pesl, V., Pícha, F., Roth, Z., Salaj, J., Samuel, O., Seneš, J., Slávik, J., Stráník, Z., Špička, V., Vašíček, Z., Vaškovský, I. a Vozár, J., 1985: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 5 – 440.

Andrusov, D., Bystrický, J. a Fusán, O., 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians – Guide-book for Geol. Excur. X. Congr. of CBGA. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 44.

Andrusovová, V., 1976: Štúdium morfológie, ontogenézie a paleoekológie niektorých podrádu Ceratitina (najmä Clydonitaceae a Pinacoceratitina) a Phylloceratina (najmä Psiloceratáceae). Manuskript. Bratislava, archív GÚ SAV, K 238.

Babčan, J. a Ševc, J., 1996: Se a rašelina. (Seminár Výsledky environmentálno-geochemického výskumu Malých Karpát a centrálnej časti Podmalokarpatskej zníženiny, Podmalokarpatskej pahorkatiny. Bratislava 16. 11. 1995). Miner. slov., 28, 2, 9.

Bagdasarjan, G. P., Gukasjan, R. CH., Cambel, B. a Veselský, J., 1982: The age of Malé Karpaty Mts. Granitoid rocks determined by Rb-Sr isochrone method. Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 131 – 140.

Balát, F., 1951: Na záchranu Svätojurského Šúru. Ochr. Přír., 6, 5, 106 – 108.

Baláž, P., 2004: Nerastné suroviny Slovenskej republiky. Ročenka 2004. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 175 s.

Balla, Z., 1981: Neogene volcanism of the Carpatho-Pannonian region. Earth evol. Sci., 3 – 4, 240 – 248.

Baňacký, V., Halouzka, R., Horniš, J., Kernáts, G., Maglay, J. a Pristaš, J., 1993: Geodynamický vývoj územia Slovenska počas kvartéru. In: Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Konferencie, sympóziá, semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 239 – 242.

Baňacký, V, Elečko, M., Vass, D., Potfaj, M., Slavkay, M., Iglárová, Ľ. a Čechová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Chvojnickej pahorkatiny a severnej časti Borskej nížiny. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 7 – 144.

Baráth, I., 1993a: Podmienky sedimentácie a zdrojové oblasti spodno a strednomiocénnych hrubých klastík v zóne alpsko-karpatského styku. Kandidátska dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív GÚ SAV.

Baráth, I., 1993b: Sedimentary conditions and source areas of Lower and Middle Miocene coarse clastics in the Alpine-Carpathian junction zone. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Baráth, I. a Kováč, M., 1989: Podmienky sedimentácie a zdrojové oblasti egenburských klastík v západnej časti Západ. Karpát. Misc. micropaleont., IV, Knih. Zem. Plyn Nafta, 9, 55 – 86.

Bartalský, B., Bartalský, J., Windt, D., Pramuka, S. a Rybárik, J., 1994: Prehodnotenie niektorých lokalít dekoračného kameňa, Slovensko – nerudy, vyhľadávací prieskum, stav k 30. 9. 1994. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Bárta, J., 1957: Pleistocénne piesočné duny pri Seredi a ich paleolitické a mezolitické osídlenie. Archeológia, 1, 5 – 72.

Bárta, J., 1963: Archeologické kritériá pre stratigrafiu slovenského kvartéru. Geol. Práce, Zoš., 64, 41 – 51.

Bárta, J., 1965: Slovensko v staršej dobe kamennej. Nitra, SAV, 9 – 230.

Bárta, J., 1966: Einige beachtenswerte paläolitische Fundstellen in der Westslowakei. VII. Congr. Int. des Sc. Préhistorique et Protohistorique Tschechoslovaquie. Excursion en Slovaquie. Nitra, 3 – 35.

Bárta, R., Kováčiková, M., Szalayová, V., Palička, M., Tkáčová, H. a Májovský, J., 1988: Geofyzikálny výskum širšieho okolia Bratislavy, oblasť Malé Karpaty – jv. časť Záhorskej nížiny a sv. časť Podunajskej nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Beck, H., 1904: Die Hainburger Berge un die südliche Partie der Kleinen Karpaten. In: Beck, H. a Vetters, H., 1904: Zur Geologie der Kleinen Karpaten, eine stratigraphisch-tektonische studie. Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarns Orients, XVI, 1 – 2, 5 – 49.

Beck, H. a Vetters, H., 1904: Zur Geologie der Kleinen Karpathen, eine stratigraphisch--tektonische Studie. Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarns Orients), 16, 1 – 2, 1 – 106.

Becker, A., 1993: An attemport to define a „neotectonic period“ for central and northern Europe. Geol. Rdsch., 82, 67 – 83.

Bedrna, Z., 1975: Zákonitosti rozšírenia typov pôdotvorných procesov. Geogr. Čas., 2.

Bedrna, Z., 1978: O zonálnosti pôdnych režimov na Trnavskej sprašovej pahorkatine. Geogr. Čas., 30, 4, 302 – 312.

Bedrna, Z. a Mičian, Ľ., 1967: K voprosu o počvenno-geografičeskich zakonnomernostjach v Srednej i Jugovostočnoj Jevrope. Počvovedenije, 11, 42 – 49.

Bedrna, Z., Mičian, Ľ. a Tarábek, K., 1964: Niektoré pôdnogeografické rozdiely medzi Podunajskou a Východoslovenskou nížinou. Geogr. Čas., XVI, 2, 195 – 203.

Began, A., Hanáček, J. a Maglay, J., 1990a: Geologická mapa 1 : 25 000, list 35-142 Beckov (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Began, A., Hanáček, J., Maglay. J. a Malík, P., 1990b: Vysvetlivky ku geologickej mape, list 35-142 Beckov (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Began, A., Hanáček, J., Mello, J. a Salaj, J., 1982: Geologická mapa Myjavskej pahorkatiny a severnej časti Malých Karpát (Brezovské a Čachtické Karpaty) a vysvetlivky. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Began, A., Hanáček, J., Mello, J. a Salaj, J., 1984: Geologická mapa Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Beleš, F., 1987: Záverečná správa úlohy Čachtice – prehodnotenie zásob 33-8-87, surovina: vápenec, etapa prieskumu: prehodnotenie, stav k 20. 8. 1987. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Beleš, F., Hasch, J., Januš, J. a Bondarenková, A., 1977: Záverečná správa a výpočet zásob z lokality Nové Mesto nad Váhom – Zongor – (Hrušové), vápenec, dolomit, vyhľadávací prieskum, stav k 20. 10. 1977. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Benejová, I., Grófová, M., Januš, J., Mokráš, L. a Kabina, P., 1991: Záverečná správa úlohy Beckov – Prúdiky, surovina: štrkopiesky, etapa: Vyhľadávací prieskum, stav k 4. 2. 1991. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Beňo, J., 1960: Geologické pomery južnej časti Považského Inovca. Diplom. práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Bezák, J., 1997: Hodnotenie radónového rizika z geologického podložia miest s počtom obyvateľov nad 10 000, detailizácia okresných miest s vysokým a stredným radónovým rizikom. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Bezák, V. (ed.), Broska, I., Ivanička, J., Reichwalder, P., Vozár, J., Polák, M., Havrila, M., Mello, J., Biely, A., Plašienka, D., Potfaj, M., Konečný, V., Lexa, J., Kaličiak, M., Žec, B., Vass, D., Elečko, M., Janočko, J., Pereszlényi, M., Marko, F., Maglay, J. a Pristaš, J., 2004a: Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. 1. vyd. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Bezák, V. (ed.), Broska, I., Elečko, M., Havrila, M., Ivanička, J., Janočko, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Plašienka, D., Polák, M., Potfaj, M. a Vass, D., 2004b: Vysvetlivky k tektonickej mape Slovenskej republiky 1 : 500 000. 1. vyd. 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, 1 – 223.

Biely, A., 1961: Poznámky ku geológii mezozoika „koreňových zón" veporíd. Gepl. Práce, Zpr., 21, 109 – 125.

Biely, A. (ed.), Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska 1 : 500 000. Bratislava, MŽP SR – GS SR, Vyd. D. Štúra, 1 – 78.

Biely, A. (ed.), Bezák, V., Elečko, M., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. 1. vyd. Bratislava, MŽP SR – GS SR.

Biely, A. a Bystrický, J., 1964: Die Dasaycladazeen in der Trias der Westkarpaten. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 15, 2, 173 – 178.

Biely, A., Bystrický, J. a Mello, J., 1980: Problematika hronika a „gemerika" v Malých Karpatoch a vo Viedenskej panve. In: Materiály XXIII. celošt. geol. konf. SGS, Trnava 1980. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 17 – 45.

Bližkovský, M. a Adam, Z., 1959: Závěrečná zpráva o gravimetrickém průzkumu, oblast Malá dunajská nížina – Trnava. Manuskript. Brno, Archív ČND.

Bližkovský, M a Adam, Z., 1961: Detailní gravimetrický průzkum s. části Podunajské nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Boorová, D., 2005: Vyhodnotenie foraminiferovej mikrofauny z litostratigrafických jednotiek hronika na liste Beckov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Brestenská, E., 1958: Prehľadná mapa východnej časti listu generálnej mapy Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Březina, J., 1959: Zpráva o petrografii spodnopanónských sedimentů z Považí – tzv. „vrstev u Piešťan". Zpr. geol. Výzk. v r. 1957, 15 – 16.

Broska, I. a Uher, P., 1988: Accessory minerals of granitoid rocks of Bojná and Hlohovec blocks, the Považský Inovec Mts. Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 4, 505 – 520

Buček, S., 1988: Dasykladálne riasy a biostratigrafia triasu Bielych hôr (Malé Karpaty). Kandid. dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 258 s. (Geo 70450).

Buček, S., 1989: Výsledky výskumu dasykladálnych rias v triasových sekvenciách Malých Karpát. In: Samuel, O. (ed.): Súčasné problémy a trendy v československej paleontológii, Ružbašská Míľava, 1988. Konferencie, Sympóziá, Semináre. Zbor. z paleont. konferencie. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 133 – 138.

Buček, S., Jendrejáková, O., Papšová, J. a Puškárová, K., 1991: Príspevok k biostratigrafii veterlínskej a havranickej jednotky Bielych hôr (Malé Karpaty, Západné Karpaty). Geol. Práce, Spr., 92, 29 – 51.

Buday, T., 1955: Zpráva o přehledném výzkumu neogénu pro generální mapu ČSR na listech Hodonín, Trnčín a Bratislava v roce 1955. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Buday, T., 1956: Zpráva o přehledném výzkumu neogénu v Považí. Zprávy geol. Výzk. v r. 1955, 8 – 10.

Buday, T., 1957a: Zpráva o přehledném výzkumu neogenu pro generální mapu ČSR. Listy Žilina, Bratislava, Česká Třebová. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Buday, T., 1957b: Malé Karpaty. Mapování v roce 1956, list 4659. In: Buday, T., 1957: Zpráva o přehledném výzkumu neogenu pro generální mapu ČSR. Listy Žilina, Bratislava, Česká Třebová. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Buday, T., 1961: Tektogeneze neogénních pánví Západních Karpat a jejich stavební styl. Geol. Práce, Zoš., 60. Buday, T., 1962: Neogén Turčianské kotliny. Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., 27, 475 – 502.

Buday, T., Benešová, E., Březina, J., Cicha, I., Čtyroký, P., Dornič, J., Dvořák, J., Eliáš, M., Hanzlíková, E., Jendrejáková, O., Kačura, G., Kamenický, J., Kheil, J., Köhler, E., Kullmanová, A., Maheľ, M., Matějka, A., Paulík, J., Salaj, J., Scheibner, E., Scheibnerová, V., Stehlík, O., Urbánek, L., Vavřínová, M. a Zelman, J., 1963b: Vysvetliv-

ky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-33-XXX Gottwaldov. Praha, Ústř. Úst. geol., 7 – 238.
Buday, T., Cambel, B., Kamenický, J. a Maheľ, M., 1963a: Geologická mapa ČSSR, mapa predštvrtohorných útvarov 1 : 200 000, M-33-XXXVI list Bratislava, M-33-XXXV list Wien. Bratislava, Ústr. geol. úrad.
Buday, T., Cambel, B., Maheľ, M., Brestenská, E., Kamenický, J., Kullmann, E., Matějka, A., Salaj, J. a Zaťko, M., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-33 -XXXV M-33-XXXVI, Wien – Bratislava. Bratislava, Geofond, 5 – 247.
Buday, T. a Cicha, I., 1956: Nové názory na stratigrafii spodného a středního miocénu Dolnomoravského úvalu a Považí. Geol. Práce, Soš., 43, 3 – 56.
Buday, T., Cicha, I., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Koráb, T., Kuthan, M., Nemčok, J., Pícha, F., Roth, Z., Seneš, J., Scheibner, E., Stránik, Z., Vaškovský, I. a Žebera, K., 1967: Regionální geologie ČSSR, II, Západní Karpaty, sv. 2. Praha, Ústř. Úst. geol., 7 – 624.
Buday, T., Cicha, I., Paulík, J., Dornič, J., Dvořák, J., Kamenický, J., Maheľ, M., Matějka, A., Salaj, J., Scheibner, E. a Zelman, J., 1963c: Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000 M-33-XXX list Gottwaldov. Praha, Ústř. Úst. geol.
Buday, T., Kodym, O., Maheľ, M., Máška, M., Matějka, A., Svoboda, J. a Zoubek, V., 1961: Tektonický vývoj Československa. Praha, Ústř. Úst. geol. – ČSAV, 254 s.
Buday, T. a Špička, V., 1963: Paleogeografie a tektogeneze sev. výběžků Podunajské pánve a její perspektivnost pro naftu a plyn. Geol. Práce, Zpr., 43, 59 – 79.
Buday, T. a Špička, V., 1967: Vplyv podloží na stavbu a vývoj medzihorských depresií se zřetelem k poměrům v Podunajské pánvi. Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 7, 153 – 187.
Bujnovský, A., Kochanová, M. a Pevný, J., 1975: Korytnica limestones – a new litho-stratigraphical unit and its fauna. Geol. Práce, Spr. 63, 21 – 53.
Bystrický, J., 1965: Übersicht der Stratographie und Entwisklung der Trias in der Westkarpaten. VII. Congr. CBGA, Reports, 2, 1, Sofia, 31 – 36.
Bystrický, J., 1967: Übersicht der Stratographie und Entwisklung der Trias in der Westkarpaten. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 18, 2, 257 – 266.
Bystrický, J., 1970: Stratigrafia a Dasycladacea triasu Západných Karpát. Doktor. dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív GÚ SAV, 224 s.
Bystrický, J., 1972: Faziesverteilung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpaten. Mitt. Gesell. Geol. – u. Bergb. (Innsbruck), 21, 289 – 310.
Bystrický, J., 1973: O stratigrafii a tektonickej príslušnosti vápencov Vajarskej (Malé Karpaty). Miner. slov., 5, 1 – 7.
Bystrický, J., 1977: Litostratigrafický slovník triasu Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Bystrický, J., 1983: Gutensteinský dolomit. In: Andrusov, D. a Samuel, O. (eds.) et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 1 (A – M). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 320 – 321.
Bystrický, J., 1985: Správa o výskumnej činnosti za roky 1981 – 1985. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Bystrický, J., 1986: Stratigraphic ranging and zonation of dasycladal algae in the West Carpathians Mts., Triassic. Miner. slov., 18, 4, 289 – 321.
Bystrický, J. a Biely, A., 1966: Trias der Westkarpaten. Excursionführer. Kolokvium über die Stratigraphie der Trias. Bratislava, Slov. Akad. Vied, 1 – 64.

Bystrický, J. a Maheľ, M., 1970: Beitrag zur Stratigraphie der Trias der Kleinen Karpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath., 21, 1, 191 – 196.
Bystrický, J., Michalík, J. a Mock, R., 1970: A guide to excursion of IGCP Project 4 Work Meeting in Bratislava. Bratislava, Geol. Inst. Slovak Acad. Of Sci., 12 – 28.
Cambel, B., 1954a: Geologicko-petrografické problémy severovýchodnej časti kryštalinika Malých Karpát. Geol. Práce, Zoš., 36, 3 – 74.
Cambel, B., 1954b: Poznámky k otázke kremencov v Malých Karpatoch. Geol. Práce, Spr., 1, 20 – 25.
Cambel, B., 1958: Príspevok ku geológii pezinsko-perneckého kryštalinika. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 1, 137 – 260.
Cambel, B., Korikovskij, S. P., Miklóš, J. a Boronichin, V. A., 1989: Ca-silicate hornfelses (erlans and Ca-skarns) in the Malé Karpaty Mts. region. Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 3, 281 – 304.
Cambel, B., Kráľ, J. a Burchart J., 1990: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 183 s.
Cambel, B. a Khun, M., 1985: REE in metamorphosed black shales of the Malé Karpaty Mts. Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 3 – 16.
Cambel, B. a Valach, J., 1956: Granitoidné horniny v Malých Karpatoch, ich geológia, petrografia a petrochémia. Geol. Práce, Zoš., 42, 113 – 268.
Cambel, B. a Vilinovič, V., 1987: Geochémia a petrológia granitoidných hornín Malých Karpát. Bratislava, Veda, 248 s.
Cicha, I., 1955: Mikrobiostratigrafické zhodnocení lokalit neogénu Považí. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Cicha, I., 1956: Stratigrafické zhodnocení neogénních mikrofaun v severovýchodní části Dolnomoravského úvalu a v neogénu Považí. Zpr. geol. Výzk. v r. 1955, 10 – 13.
Cicha, I., 1957: Zpráva o mikrobiostratigrafických výzkumech neogénu na západním a východním úpatí Malých Karpat. In: Buday, T., 1957: Zpráva o přehledném výzkumu neogenu pro generální mapu ČSR. Listy Žilina, Bratislava, Česká Třebová. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Császár, G. (ed.), Pistotnik, J., Scharek, P., Kaiser, M., Darida-Tichy, M., Nagy, E., Szurkos, G., Síkhegyi, F., Budai, T., Marsi, I., Gyalog, L., Ivancsics, I., Pristaš, J., Horniš, J., Halouzka, R., Elečko, M., Konečný, V., Lexa, J., Nagy, A., Vass, D. a Vozár, J., 1998: Surface geological map, 1 : 100 000. Atlas of Danube Region Enviromental Geology program (DANREG). Budapest, Magy. áll. földt. Intéz., Geol. Instit. Hung.
Čepek, J., 1938: Tektonika komárenské kotliny a vývoj pozdĺžneho profilu čsl. toku Dunaje. Sbor. Ústř. Úst. geol., 12, 33 – 64.
Čermák, D., 1969: Plytký a stredne hlboký štruktúrny prieskum v Piešťanskom výbežku. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Činčura, J., 1967: Príspevok k veku poriečnej rovne v Západných Karpatoch (na príklade južnej časti Turčianskej kotliny). Geogr. Čas., 19, 316 – 325.
Činčura, J., 1970: Klimatické aspekty nivelizácie reliéfu slovenských Západných Karpát v neogéne. Geogr. Čas., 22, 148 – 160.
Činčura, J., 1990: Characteristic features of Paleoalpine and Epipaleoalpine landmass of the West Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 1, 29 – 38.
Činčura, J., Gross, P. a Köhler, E., 1991: Dôkazy paleokrasu kriedovo-paleocénneho veku v Malých Karpatoch. Slov. Kras, 29, 68 – 81.
Čížek, P., Smolárová, H. a Gluch, A., 1992: Odvodené mapy radónového rizika Slovenska v mierke 1 : 200 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Čorná, O., 1968: Sur la trouvaille de restes d´organisme dans les roches graphitique du cristallin des Petites Carpathes. Geol. Zbor. Geol. carpath., 19, 303 – 309.
Čorná, O. a Kamenický, L., 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikum der Westkarpaten auf Grund der Palynologie. Geol. Zbor. Geol. carpath. 27, 1, 117 – 132.
Čtyroký, P., 1959: Fauna mořských měkkýšů spodního burdigalu na Považí. Geol. práce, Zoš., 51, 55 – 140.
Čtyroký, P., 1959b: Zpracování fauny pannonu z Koplotovců a vrtby KKB a P-11 Moravany v Považí (Listy map speciálních 4659 a 4560). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Čurlík, J. a Šefčík, P., 1999: Geochemický atlas SR, časť Pôdy. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 88 s.
Daneš, J. V., 1920: Úvod do geomorfologie Slovenska a Podkarpatské Rusi. Věda přír., 1.
Daneš, J. V., 1931: Ke studiu Malých Karpat po stránce geologické a geomorfologické. Sbor. prírodoved. Odb. Slov. vlastived. Muz. (Bratislava), 1924 – 1931, 17 – 19.
Daniel, J., Lučivianský, L., Stercz, M., Daniel, S., Donát, A., Hók, J., Kováč, P., Lehotská, E., Marsina, K., Mašlárová, I., Novotný, L., Tulis, J. a Vágó, Z., 1996: Geochemický atlas Slovenska, časť 4: Prírodná rádioaktivita hornín. Bratislava, GS SR, 88 s.
Demek, J. a Kalvoda, J., 1992: Geomorphology and the location of nuclear power plant sites (the Czechoslovakian experience). Geo-Journal (Wiesbaden), 28, 395 – 402.
Divinec, Ľ., 1975: Základný geologický výskum strednej časti Považského Inovca. Dipl. práca. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. a paleont. PriF UK (Geo 34 169), 57 s., 6 príl.
Dlabač, M., 1960: Poznámky ke vztahu mezi tvarem povrchu a geologickou stavbou Podunajské nížiny. Geol. Práce, Zoš., 59, 69 – 101.
Dlugi, A. a Svoboda, S., 1958: Příspěvek k biostratigrafické charakteristice neogénu západní části Malé dunajské nížiny. In: Dlugi, A., Fischer, J., Homola, V., Janák, J., Mořkovský, M., Slavík, J., Svoboda, S., Šmeral, J. a Uhman, J.: Opěrná vrtba Báhoň-1 v západní části Malé dunajské nížiny. Práce Úst. naft. Výzk., 12, 43, 41 – 58.
Domanický, A. a Tabak, J., 1991: Slovensko – dolomity, štúdia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Domanický, A. a Tabak, J., 1994: Šoporňa (Kraľová). Výpočet zásob na ložisku – štrkopiesok, stav k 30. 4. 1994. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Džatko, M., 1967: Problems of Pseudogley genesis and geogrphy in Slovakia. In: Refer. stranik. učastnika kongresa IDPZ. Zadar, 1967.
Džatko, M., 1969: Ku klasifikácii a nomenklatúre pôd na riečnych naplaveninách Podunajskej roviny. Geogr. Čas., 21, 3, 204 – 217.
Džuppa, P., 1973: Správa z geofyzikálneho prieskumu na akcii Nové Mesto nad Váhom – lokalita A. Manuskript. Bratislava, archív Geocomplex.
Džuppa, P., 1993: Geofyzikálny prieskum „Podunajsko“. Manuskript. Bratislava, archív Geocomplex.
Elečko, M. (ed.), Pistotnik, J., Dudko, A., Elečko, M., Vass, D., Hók, J., Šefara, J. a Nagy, A., 1998: Tectonic map 1 : 200 000. Danube Region Vienna – Bratislava – Budapest. DANREG (Danube region Environmental Geology Programme). Budapest, Magy. áll. földt. Intéz., Geol. Inst. Hung.
Elison, M. W. a Speed, R. C., 1989: Structural development during flysch basin collapse: the Fencemaker allochton, East Range, Nevada. J. struct. Geol., 11, 5, 523 – 538.
Fabíni, P., 1957: Vlastnosti spraší a sprašových hlín v niektorých oblastiach Slovenska. Sbor. USG, 1, 72 – 86.

Fatul, R., 1973: Artézske vody Podunajskej nížiny – štúdia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Faupl, P., 1970: Zur Geologie des NW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Trattenbach and Froeschnitz, Öesterreich. Mitt. Geell. Geol. – u. Bergb. – Studenten Wien, 19, 27 – 90.
Fejfar, O., 1985: Zur Bedeutung der Wirbeltierfundstätten von Ivanovce und Hajnáčka für die Säugetierpaläontologie in Pliozän und frühen Pleistozän in Europa: Kenntnisstand und Probleme. Věst. Ústř. Úst. geol., 60, 4, 213 – 224.
Fejdiová, O., 1980: Lužnianske súvrstvie – formálna spodnotriasová litostratigrafická jednotka. Geol. Práce, Spr., 74, 95 – 102.
Ferenczi, I., 1916: Az Inovec-hegység Pöstyénntöl keletre esö részének geologiai viszonyai. Magy. Kir. föld. Intéz. évi Jelent. 1915, 131 – 159.
Ferenczi, I., 1918: Az Inovec déli felének földtani viszonyai. Földt. Közl., 48, 10 – 12, 381 – 388.
Ferenczi, S., 1915: Die geologischen Verhältnisse von Galgóc und seiner Umgebung. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. (f. 1914), 235 – 259.
Ferenczi, S., 1917a: Adatok az Inovec Hegyseg E-i rezeenek geológia jahoz. Magy. áll. földt. Intéz. évi Jelent., Budapest.
Ferenczi, S., 1917b: Die geologischen Verhältnisse des Inovec – Gebirges östlich von Pöstyén. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. (f. 1915), Budapest.
Ferenczi, S., 1918: Geologische Beobachtung am mittleren Theile des Inovec. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. (f. 1916), 1, Budapest, 155 – 192.
Ferenczi, S., 1919: Die geologischen Verhältnisse der südlichen Hälfte des Inovec. Földt. Közl. (Geol. Mitt., Bd XLVIII, 1918, pag. 436.), 1, Budapest.
Ferenczi, S., 1934: Beiträge zur Kenntnis der Geologie des Nördlichen Teiles des Inovec – Gebirges. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. (f. 1917), Budapest, Bd XLVIII.
Finger, F., Broska, I., Haunshmid, B., Hraško, Ľ., Kohút, M., Petrík, I., Riegel, G. a Uher, P., 2003: Electron-microprobe dating of monazite from Western Carpathians basement granitoid: plutonic evidence for an important Permian rifting event subsequent to Variscan crustal anatexis. Int. J. Earth Sci., 92, 86 – 98.
Fodor, L., 1995: From transpression to transtension: Oligocene-Miocene structural evolution of the Vienna basin and the Alpine-Western Carpathian junction. Tectonophysics, 242, 151 – 182.
Fordinál, K., 1994: Vrchný panón (zóna H) východného okraja Považského Inovca. Geol. Práce, Spr., 99, 67 – 75.
Fordinál, K., 1997: Mollusc (gastropoda, bivalvia) from the Pannonian deposits of the western part of the Danube Basin (Pezinok – clay pit). Slovak Geol. Mag., 3, 4, 263 – 283.
Fordinál, K., 1998a: Mäkkýše sladkovodných vrchnomiocénnych sedimentov Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Fordinál, K., 1998b: Freshwater gastropods of Upper Pannonian age in the northern part of the Danube basin. Slovak Geol. Mag., 4, 4, 293 – 300.
Fordinál, K., 2000: Pannonian fauna of the northern part of the Danube Basin (Slovakia). Slovak Geol. Mag., 6, 2 – 3, 127 – 129.
Fordinál, K. a Elečko, M., 2000: Ripnianske súvrstvie – sladkovodné sedimenty sarmatu a spodného panónu rišňovskej priehlbiny. Miner. slov., 32, 1, 55 – 60.
Fordinál, K. a Nagy, A., 1997: Hlavinské vrstvy – okrajové vrchnopanónske sedimenty rišňovskej priehlbiny. Miner. slov., 29, 6, 401 – 406.

Fordinál, K., Nagy, A. a Vass, D., 2001: Problémy stratigrafie a litostratigrafie vrchného miocénu dunajskej panvy. Miner. slov., 33, 1, 7 – 14.
Fordinál, K., Zlinská, A. a Nagy, A., 2004: Early Miocene (Karpatian) sediments of the northern part of the Blatnianska priehlbina Depression (Danube Basin, Slovakia). Scr. Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun., Geol.,31 – 32, 55 – 64.
Földes, A., 1995: Trstín, výpočet zásob stavebného kameňa na výhradnom ložisku, stav k 11. 9. 1995. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Fötterle, F., 1853: Geologische Aufnahme im nordwestlichen Ungarn. Jb. geol. Reichsanst. (Wien), 4, 4, 850 – 851.
Franko, O., 1963: Príspevok k hydrogeologickým pomerom okolia Trnavy. Geol. Práce, Zoš., 64, 189 – 198.
Franko, O., 1977: Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGG-1 v Galante. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Friedmann, G. M. a Sanders, J. E., 1967: Origin and Occurence of Dolostones. Developments in Sedimentology 9A: Carbonate Rocks. Amsterdam – London – New York, Elsevier, 267 – 348.
Fusán, O., Biely, A., Ibrmajer, I., Plančár, J. a Rozložník, L., 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 5 – 123.
Fusán, O., Biely, A. a Plančár, J., 1979: Geologická stavba podložia terciéru Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Fusán, O., Ibrmajer, J., Plančár, J. a Slávik, J., 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti Západných Karpát. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 15, 7 – 173.
Fusán, O., Plančár, J. a Ibrmajer, J., 1987B: Tektonická mapa podložia terciéru vnútorných Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
Fusán, O., Slávik, J., Plančár, J. a Ibrmajer, J., 1972: Geologická mapa podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát – mapa. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
Gašpariková, V., 1965: Mikrofaunistické vyhodnotenie vzoriek z vrtu G-11, lokalita Piešťany. In: Rebro, A., 1965: Hydrogeologický prieskum na ochranu a rozšírenie zdrojov termálnych vôd v Piešťanoch – vrt G-11. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Gašparik, J., 1965: Zpráva o orientačnom vrte Trstín-1, okres Trnava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Gaža, B., 1962a: Litologický popis mechanických jadier odobraných na štruktúrnej vrtbe Krupá-3. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Gaža, B., 1962b: Zpráva o štruktúrnom prieskume v oblasti Sereď v r. 1961. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Gaža, B., 1963a: Geologická zpráva o hlbokom vrtnom prieskume na kátloveckej hrásti v r. 1961 – 1962. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Gaža, B., 1963b: Litologický popis výplachových úlomkov na vrte Nižná-1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Gaža, B., 1963c: Popis mechanických jadier na vrtbe Abrahám-1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Gaža, B., 1964a: Horná Krupá – výpočet zásob zemného plynu v zmysle Vyhlášky č. 6/1992 Zb., stav k 1. 1. 1994. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Gaža, B., 1964b: Nižná – výpočet zásob zemného plynu v zmysle Vyhlášky č. 6/1992 Zb., stav k 1. 1. 1994. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Gaža, B., 1964c: Špačince – výpočet zásob zemného plynu v zmysle Vyhlášky č. 6/1992 Zb., stav k 1. 1. 1994. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Gaža, B., 1966: Litologický popis mechanických jadier odobraných na vrte Trakovice-1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Gaža, B., 1967a: Litologický popis mechanických jadier odobraných na vrte Trakovice-2. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Gaža, B., 1968: Záverečná vrtne geologická zpráva o pionierskej vrtbe Madunice-1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Gaža, B., 1969: Záverečná geologická správa o pionierskom vrte Trakovice-5. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Gaździcki, A. a Michalík, J., 1980: Uppermost Triassic sequences of the Choč-nappe (Hronic) in the West Carpathians of Slovakia and Poland. Acta geol. pol., 30, 1, 61 – 67.
Gnojek, J. a Janák, F., 1986: Souhrnní spracování letecky měřených geofyzikálních polí do měřítka 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Grecula, P., Bartalský, B., Cambel, B., Herčo, I., Kaličiak, M., Matula, I., Melioris, L., Polakovič, D., Slavkay, M., Sombathy, L. a Šefara, J., 2002: História geológie na Slovensku, zväzok 1. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 748 s.
Grecula, P., Lexa, J. a Tözsér, J., 1997: Mineral resources of Slovakia. Bratislava, GS SR.
Grill, R., 1941: Stratigaphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. Öl u. Kohle 37, 595 – 602.
Gromov, I. I. a Nikiforova, K.V., 1968: The Boundary between the Neogene and Atropogene (Quaternary Period). XXIII Int. geological congress, Praha,10.
Gross, P., Köhler, E., Mello, J., Haško, J., Halouzka, R., Nagy, A., Kováč, P., Filo, I., Havrila, M., Maglay, J., Salay, J., Franko, O., Zakovič, M., Pospíšil, L., Bystrická, H. a Snopková, P., 1993: Geológia južnej a východnej Oravy. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 7 – 320.
Guliš, G., Wittgruber, J. a Dubrovčáková, E., 1994: Vývoj kvality pitných vôd v povodí riečky Trnávky. Vod. Hospod., ochr. ovzd., 44, 2, 5 – 8.
Halouzka, R., Baňacký, V., Maglay, J., Pristaš, J. a Horniš, J., 1997: Geodynamický vývoj Západných Karpát v kvartéri. In: Rakús, M. (ed.) et al.: Geodynamický vývoj Západných Karpát – II. etapa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Halouzka, R. (ed.), Schäffer, G., Kaiser, M., Molnár, P., Scharek, P., Halouzka, R. a Pristaš, J., 1998: Danube Region Vienna – Bratislava – Budapest, Neotectonic map 1 : 200 000. DANREG (Danube region Enviromental Geology Programme). Magy. áll. földt. Intéz., Budapest.
Hanas, P., Mokráš, L. a Stupák, J., 1995: Záverečná správa Pezinok – Trojárová II, Sb-Au. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Hanáček, J., 1954: Geológia Nedzovského pohoria. Geol. Sbor. SAV, 5, 1 – 4, 59 – 83.
Hanáček, J., 1956: Schizofytové vápence v triase Nedzovského pohoria. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 7, 3 – 4, 305 – 310.
Hanáček, J., 1964: Zpráva o výskume chočskej jednotky v Čachtickom pohorí. Zpr. geol. Výsk. (Slovensko) v r. 1963, 2, 67 – 68.
Hanáček, J., 1965b: Nové poznatky z mezozoika Čachtického pohoria. Zpr. geol. Výsk. (Slovensko) v r. 1964, 2, 55 – 56.
Hanáček, J., 1966. Záverečná zpráva o geologickom výskume nedzovskej série v Čachtickom pohorí. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Hanáček, J., 1969: Niekoľko nových poznatkov z nedzovskej série Čachtického pohoria. Geol. Práce, Spr. 48, 103 – 117.

Hanáček, J., 1987: III. Čachtické Karpaty. In: Salaj, J. (ed.), Salaj, J., Began, A., Hanáček, J., Mello, J., Kullman, E., Čechová, A. a Šucha, P., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 80 – 107.

Hanáček, J., Began, A. a Kullman, E., 1977: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1 : 25 000, list M-33-120-D-a (Nové Mesto nad Váhom). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Hanáček, J., 1965a: Geológia mezozoika Čachtického pohoria. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Hanzel, V., Vrana, K., Švasta, J., Kohút, M., Nagy, A., Maglay, J., Bujnovský, A. a Malík, P., 1999: Hydrogeologická a hydrogeochemická mapa Pezinských Karpát v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Harčár, J., 1975: Podiel tektoniky na kvartérno-geologickom a morfologickom vývoji Pohronskej pahorkatiny a doliny Žitavy. Geogr. Čas., 27, 25 – 29.

Harčár, J., 1981: Stručná charakteristika terás Žitavy v Podunajskej nížine. Geogr. Čas., 33, 72 – 90.

Harčár, J., 1983: Tectonic influences on paleohydrography of the Žitava River in the Podunajská nížina (Danube Lowland). Stud. geomorphol. Carpatho-Balcanica, 16, 15 – 25.

Harčár, J., Priechodská, Z., Karolus, K., Karolusová, E., Remšík, A. a Šucha, P., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape severovýchodnej časti Podunajskej nížiny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 69 – 73.

Harčár, J. a Schmidt, Z., 1965: Kvartér v okolí Strekova na Hronskej pahorkatine. Geol. Práce, Spr., 34, 143 – 151.

Hauer, F., 1864: Geologische Karte der Umgebung von Trentschin, Pistyan und Neutra. Verh. Geol. Reichsanst., 67 – 68.

Hauer, F., 1878: Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntnis der Bodenbeschaffenheit der österreichisch-ungarn. Monarchie. Zweite Aufgabe. Wien, Verlag, Alfred Holder, 1 – 764.

Havrila, M., 1993: Výskum panvových a svahových sedimentov bielovážskej sukcesie a paleogeografia hronika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Havrila, M., 1997: Progradácia rífového komplexu hronika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Havrila, M., 2004: Tektogenéza mezozoických panví Západných Karpát – hronikum. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Havrila, M. a Boorová, D., 2002: Stop 5.2: Liptovské Matiašovce – profile in the road cut. Pre Congress excursion A. In: Vozár, J., Vojtko, R. a Slíva, Ľ., (eds.): Guide to Geological Excursions. XVII th Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, Slovak Republik. Geol. carpath., 53, 35 – 38.

Havrila, M. a Buček, S., 1992: Svahové detritické sedimenty hronika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Havrila, M. a Vaškovský, I., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape mezozoika južnej časti Považského Inovca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Havrila, M., Buček, S., J. Maglay, J., Boorová, D., Vaněková, H., Zlinská, A., Žecová, K. a Potfaj, M., 2004: Geologická mapa a vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000 list Pružina (35 221) a časť listu Valaská Belá (35 223). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Havrila, M., Madarás, J. a Boorová, D., 1998: Mezozoikum – riešenie problémov litológie, stratigrafie a štruktúrneho vývoja (tématická úloha – Považský Inovec). Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Havrila, M., Šabíková-Hlôšková, Z., Borza, V., Buček, S. a Pevný, J., 1995: Biostratigrafické vyhodnotenie triasových profilov hronika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Henkelová, M., 1994: Hlohovec – Svätý Peter, výpočet zásob štrkopieskov, stav k 15. 3. 1994. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Henkelová, M., 1994: Hubina, výpočet zásob na výhradnom ložisku – dolomit, stav k 31. 7. 1994, v zmysle Vyhlášky SGÚ č. 6/1992 Zb., vápence a sliene pre cementárske účely, stav k 30. 4. 1994. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Henkelová, M., 1994: Nové Mesto nad Váhom. Výpočet zásob na výhradnom ložisku nevyhradeného nerastu – štrkopiesok, stav k 17. 1. 1994. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Henkelová, M., 1997: Výpočet zásob na výhradnom ložisku Čachtice, stavebný kameň, vápenec pre priemyselné využitie a pre chemicko-technologické spracovanie, stav k 5. 1. 1997. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Henrich, R., 1983: Der Wettersteinkalk am Nordwestrand des tirolischen Bogens in den Nördlichen Kalkalpen: der jüngste Vortoss einer Flachwasser-platform am Beginn der Obertrias. Geol. Palaeont., 17, 137 – 177.

Hók, J. a Ivanička, J. (eds.), Olšavský, M., Bezák, V., Polák, M., Rakús, M., Havrila, M., Pristaš, J., Elečko, M., Kováčik, M., Demko, R., Šimon, L., Konečný, P., Boorová, D. a Vaněková, H., 2005: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy: 35 142 Beckov (časť) a 35 231 Trenčianska Turná (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Hók, J., Kováč, M., Kováč, P., Nagy, A. a Šujan, M., 1999: Geology and tectonics NW part of the Komjatice depression. Slovak Geol. Mag., 3, 187 – 199.

Hók, J., Šimon, L., Kováč, P., Elečko, M., Vass, D., Verbich, F. a Halmo, J., 1995: Tectonics of the Hornonitrianska Kotlina Depression in the Neogene. Geol. carpath., 46, 4, 191 – 196.

Holec, P., 1981: Occurence of Hipparion primigenium (H. v. MEYER, 1829) (Mammalia, Equidae) remnants in the neogene of the West Carpathians (Slovakia, Czechoslovakia). Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 4, 427 – 447.

Holec, P., Papšíková, M., Kraus, I. a Fordinál, K., 1987: Rekonstruktion der Lebensbedingungen an der Wende Pannon – Pont auf der Lokalität Pezinok – Lehmgrube der Ziegelei (SO Rand der Kleinen Karpaten). Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 43, 181 – 191.

Holička, V., 1994: Veľký Grob. Výpočet zásob štrkopieskov na výhradnom ložisku v zmysle Vyhlášky č. 6/1992 Zb., stav k 30. 5. 1994. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Holzknecht, M. a Jiříček, R., 1964: Mikropaleontologické vyhodnotenie vzoriek z vrtu Sereď-6. Manuskript. Hododnín, achív MND.

Homola, V., 1958: Lithologický a stratigrafický profil opěrné vrtby Báhoň-1. In: Dlugi, A., Fischer, J., Homola, V., Janák, J., Mořkovský, M., Slavík, J., Svoboda, S., Šmeral, J. a Uhman, J.: Opěrná vrtba Báhoň-1 v západní části Malé dunajské nížiny. Práce Úst. naft. Výzk., 12, 43, 31 – 39.

Homola, V. a Mořkovský, M., 1958: Přehled geologické stavby západní části Malé Dunajské nížiny. In: Dlugi, A., Fischer, J., Homola, V., Janák, J., Mořkovský, M.,

Slavík, J., Svoboda, S., Šmeral, J. a Uhman, J.: Opěrná vrtba Báhoň-1 v západní části Malé dunajské nížiny. Práce Úst. naft. Výzk., 12, 43, 17 – 30.
Homola, V. a Slavíková, K., 1954: Předbežná zpráva o neogenu severozápadní části Malé dunajské nížiny. Práce Úst. naft. Výzk., 1 – 3, 74 – 92.
Homola, V., Slavíková, K., Slavík, J., Burkhardt, R., Janák, J., Šmeral, J., Uhmann, J., Hůlková, J., Bursa, O. a Zounková, M., 1955: Zpráva o výsledcích opěrné vrtby Báhoň 1 v severozápadní části Malé dunajské nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Horniš, J., 1987: Sedimentárno-petrografický výskum kvartéru na území Veľkej Bratislavy (severná časť). 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., 1904: Über die agrogeologischen Verhältnisse des Gebietes zwischen dem Vágflusse und der kleinen Donau. Jber. kgl. ung. geol. Anst., 1904, Budapest, 298 – 320.
Horusitzky, H., 1907: Die agrogeologischen Verhältnisse des südlichen Teiles der Kleinen Karpathen. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst., 141 – 167.
Horusitzky, H., 1908: Geologische und Bodenkundliche Beschreibung des westlichen Teiles des ungarischen kleinen Alföld. Jber. kgl. ung. geol. Anst., 1906, Budapest.
Horusitzky, H., 1909a: Die geologishe Verhältnisse des südlichen Teiles der Kleinen Karpathen. Jber. kgl. ung. geol. Anst., 1906, Budapest, 12 – 14.
Horusitzky, H., 1909b: Die geologische Verhältnisse des südlichen Teiles der Kleinen Karpathen. Jber. Kgl. ung. geol. Anst., 1907. Budapest, 15 – 18.
Horusitzky, H., 1911: Agrogeologiai jegyzetek Galgóc környékéröl. Magy. kir. földt. Intéz. évi Jelent. 1909, 164 – 176.
Horusitzky, H., 1912: Die agrogeologischen Verhältnisse der Ungebung von Szered-Czeste und Felsodios. Jahresberichte, Budapest.
Horusitzky, H., 1917: Pozsony környékének agrogeologyai viszonyai. Budapest.
Hovorka, D. a Spišiak, J., 1988: Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát. Bratislava, Veda, 263 s.
Hraško, J., 1964a: Mycelárne karbonátové černozeme Podunajskej nížiny. Geogr. Čas., 16, 1.
Hraško, J., 1964b: Pôdna mapa Slovenska. Geogr. Čas., 2.
Hraško, J., 1966: Černozeme Podunajskej nížiny. Problémy ich genézy a klasifikácie. Náuka o Zemi, Sér. pedol., 2, 1.
Hraško, J., Linkeš, V. a Šurina, B., 1980: Pôdne typy (mapa 1). In: Mazúr, E. a Jakál, J. (eds.): Atlas SSR. Bratislava, Veda.
Hraško, J., Minaříková, D. a Šajgalík, J., 1968: Zloženie a vlastnosti spraší veľkých nížinných riek. Ved. Práce Lab. Pôdoznal. (Bratislava), 3, 245 – 283.
Hrdlička, M., Uher, P., Putiš, M. a Ondrejka, M., 2003: The granitic rocks of the Malé Karpaty Mts.: Geochemistry and petrology. In: Rapant, S. a Ďurža, O. (eds.): Geochémia 2003. Bratislava, 120 – 121.
Hrnčár, A., Slovák, Ľ., Rohaľová, M., Smiešková, K., Schwarz, J., Barkáč, Z. a Zuberec, J., 1994: Regionálne štúdie nerastných surovín okresov SR, M 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Hrnčár, A., 1996a: Aktualizácia regionálnych štúdií nerastných surovín SR. Okres Hlohovec. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Hrnčár, A., 1996b: Aktualizácia regionálnych štúdií nerastných surovín SR. Okres Trnava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Hromádka, J., 1935: Zeměpis okresu Bratislavského a Malackého. Vlastived. Sbor. Okr. bratislav. malack., II, , 111 s .
Hromádka, J., 1943: Všeobecný zeměpis Slovenska. Slov. Vlastiveda, 1, 81 – 332.
Hromádka, J., 1956: Orografické třídení Československé republiky. Sborn. Čs. Společ. zeměp., LXI.
Hromec, J., 1961: Zpráva o štruktúrnom prieskume oblasti Bohdanovce – Špačince za rok 1959 – 1960. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Hromec, J., 1962: Zpráva o štruktúrnom prieskume katloveckej hráste a širšieho okolia za rok 1961. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Hrušecký, I., Pereszlényi, 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: RAKS, M. a Vozár J. (eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 291 – 296.
Hynie, O., 1927: Geologická stavba širšího okolí lázní Piešťan a jejich thermální zřídla. Structure géologique des environs des bains de Pieštany et leurs sorrce thérmalés. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ., VII, 619 – 641.
Chovan, M., Hurai, V., Pašek, J. a Ozdín, D., 2002: Metalogenéza mineralizácií v kryštaliniku tatrika Západných Karpát. Čiastková správa. In: Lexa, J. et al.: Metalogenetické hodnotenie územia Slovenskej republiky. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Chrenová, V., Tabak, J. a Adásek, S., 1974: Záverečná správa a výpočet zásob – Hlohovec – okolie, štrkopiesok – združený prieskum (lokality Drahovce, Jalšové), stav k 15. 4. 1974. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Ibrmajer, J., 1961: Gravimetrická mapa ČSSR v měřítku 1 : 200 000. Závěr. zpr. ÚGF za rok 1957 – 1960. Manuskript. Praha, Geofond.
Ibrmajer, J., 1963: Gravimetrická mapa ČSSR v měřítku 1 : 200 000. Závěr. zpr. ÚGF za rok 1957 – 1960. Manuskript. Praha, Geofond.
Ištok, P., 1976: Geomorfologická regionalizácia Podunajskej nížiny. Rigorózna práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, 86 s.
Ištok, P., 1978: Poznámky k podielu tektoniky na vývoji reliéfu Podunajskej nížiny v okolí Serede. Geogr. Čas., 30, 75 – 82.
Ištok, P. a Ižóf, J., 1990: Podmienky vzniku a vývoja osídlenia krajiny dolného toku Váhu vo svetle geografických a archeologických výskumov. Štud. zvesti Archeol. úst. Slov. Akad. Vied, 26, 145 – 170.
Ivan, P., Méres, Š., Putiš, M. a Kohút, M., 2001: Early Paleozoic metabasalts and metasedimentary rocks from the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians): Evidence for rift basin and ancient oceanic crust. Geol. carpath., 52, 67 – 78.
Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Greguš, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V., Šimon, L., Kováčik, M., Vozárová, A., Fejdiová, O., Liščák, P., Marcin, D., Macko, A., Lanc, J., Šantavý, J. a Szalaiová, V., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Tribeča 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Jablonský, J., 1978: Príspevok k poznaniu albu zliechovskej série Strážovských vrchov. In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Konferencie, sympóziá, semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 175 – 187.

Jablonský, J., 1973: Triassische Sphinctozoen aus den Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath., 24, 1, 107 – 111.
Jablonský, J. a Rohálová, M., 1977: Ďalšie výskyty článkovaných vápnitých hubiek v triase Západných Karpát. Miner. slov., 9, 6, 501 – 502.
Jalč, D., 1976: Hydrogeologické pomery riečnych náplavov Váhu medzi Beckovom a Leopoldovom. Miner. slov., 8, 1, 67 – 76.
Janáček, J., 1967: Stratigrafické poznatky v mladých sedimentoch centrálnej časti Podunajskej panvy. Čiastk. záver. správa za r. 1965 – 1966. Nové poznatky o tektonike centrálnej časti Podunajskej panvy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Janáček, J., 1971: K tektonice pliocenu ve střední části Podunajské nížiny. Geol. Práce, Zpr., 55, 65 – 85.
Jandová, J., 1968: Mikropaleontologické vyhodnotenie vzoriek z vrtu Madunice-1. Manuskript. Hododnín, archív MND.
Janík, S., 1969: Správa z geofyzikálnych meraní na akcii Piešťany-Banka. Diaľnica D-61, tunel. Manuskript. Bratislava, archív Geocomplex.
Janoschek, R., 1943: Das Pannon des Inneralpinen Wiener Beckens. Mitt. Reichsamts Bodenforch., Zweigstelle Wien, 6, 1 – 45.
Janotová, V., Urmincová, A. a Lacková, A., 1986: Výpočet zásob zemného plynu náleziska Trakovice, stav k 31. 12. 1985. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Janšák, Š., 1950: Eolické formácie na Slovensku. Zemep. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení, 2, 1 – 2, 3 – 4, 5 – 48.
Jendrejáková, O. a Papšová, J., 1989: Biostratigrafia triasových karbonátov na základe foraminifer a konodontov v sekvenciách Malých Karpát. In: Samuel, O. (ed.): Súčasné problémy a trendy v československej paleontológii, Ružbašská Miľava, 1988. Zbor. z paleont. konferencie. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 13 – 20.
Jiříček, R., 1961: Biostratigrafie a paleogeografie vrstev neogénu na území Podunají. Manuskript. Hodonín, archív MND.
Jiříček, R., 1969: Hranica medzi terciérom a kvartérom v karpatskej oblasti. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Jiříček, R. a Seifert, P., 1990: Paleogeography of the Neogene in the Vienna Basin and adjacent part of the Foredeep. In: Minaříková, D. a Lobitzer, H. (eds.): Thirthy years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. Prague, 89 – 105.
Joniak, P., 2000: Paleoecologic and paleoclimatic significance of the fossil mollusc asemblages from the Quaternary sediments near Hlohovec (Slovakia). Slovak Geol. Mag., 6, 2 – 3, 120 – 123.
Kabina, P., Tabak, J. a Barkáč, Z., 1967: Žilina – Komárno, štrkopiesky, záverečná správa s výpočtom zásob z etapy VP, so stavom ku dňu 30. IX. 1967. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Katyk, M., 1950: Stavebné hmoty Československej republiky, list Trnava (4659) – Slovensko. Práce Štt. geol. Úst., 22/1950, 72.
Keith, J. F. Jr., Vass, D., Kanes, W. H., Pereszlényi, M., Kováč, M. a Kráľ, J., 1989: Sedimentary basins of Slovakia, Part II., Final report on the Hydrocarbon pontenial of Danube Lowland Basin, vol. 1, Manuscript Univ. South Carolina, ESRI, Technical Report 89-0019, 1 – 143.
Keith, F. Jr., Vass, D. a Kováč, M., 1994: The Danube Lowland Basin. ESRI, Univ. S. C., Occasional Publ. 11 A, Columbia, 63 – 87.

Keller, I. a Pachinger, K., 1962: K nálezom pozostatkov mamutov (Elephas primigenius) na Trnavsku. Zpr. Západosl. múz., 3, 34 – 38.

Kernátsová, J., 1997: Biostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z niektorých lokalít južnej časti Nitrianskej pahorkatiny. In: Maglay, J. et al.: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy. 35-343 Dvorníky, 35-344 Alekšince, 35-433 Lužianky-Nitra (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kernátsová, J., 2002: Mäkkýše kvartéru Slovenska. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Khun, M., 1985: Geochemical differentiation of black shales of the Harmónia Group from the crystalline basement in the Malé Karpaty Mts. Geol. carpath., 36, 17 – 27.

Kilényi, E. a Šefara, J., 1989: Pre-Tertiary basement contour map of the Carpathian basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary, 1 : 500 000. Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary.

Klukanová, A., 1993: The loess sediment types of Slovakia and their microstructures. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol., 11, 141 – 151.

Klukanová, A., 1989: Mapovanie a monitorovanie geologických faktorov životného prostredia. In: Klukanová, A. a Modlitba, I., 1989: Mikroštruktúry spraší panónskej provincie (na príklade spraší z tehelne Mnešice). Region. geol. Západ. Karpát, 25, 305 – 311.

Klukan, B., 1987: Vnútorná stavba metamorfovaného plášťa bratislavského masívu. Miner. slov., 19, 231 – 242.

Kohút, M., Havrila, M., Maglay, J., Fordinál, K., Baráth, I., Buček, S., Boorová, D., Siráňová, Z. a Bezák, V., 2005: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 list 35 411 Prašice. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kochanová, M., 1957: Správa o predbežnom paleontologickom vyhodnotení lamelibranchiát mezozoika Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (Geo 4559/3).

Kochanová, M., 1961: Zpráva o biostratigrafickom vyhodnotení fauny lamelibranchiátov a gastropódov zo Strážovskej hornatiny, Nedzovského pohoria, Malých Karpát a Zvolenskej vrchoviny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kochanová, M., 1962: Biostratigrafické vyhodnotenie fauny lamellibranchiatov a gastropodov na listoch Sološnica (M-43-131-C-b), Plavecký Mikuláš (M-33-131-B-c), Plavecké Podhradie (M-33-131-D-a). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kochanová, M., 1963: Biostratigrafické vyhodnotenie fauny lamelibranchiatov a gastropodov na listoch: M-35-131-B-d (Smolenice) a M-33-151-B-c (Plavecký Mikuláš). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kochanová, M., 1964a: Biostratigrafické vyhodnotenie fauny bivalvií a gastropodov na listoch: Brezová pod Bradlom (M-34-132-A-a), Vrbové (M-33-132-A-b), Dechtice (M-33-152- -A-c), Smolenice (M-33-131-B-d). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kochanová, M., 1964b: Biostratigrafické vyhodnotenie fauny lamellibranchiátov a gastropodov mezozoika Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kochanová, M., 1964c: Správa o biostratigrafickom výskume mesozoika jadrových pohorí v Západných Karpatoch. Zpr. geol. Výsk. v r. 1963, 2, 74 – 76.

Kochanová, M., 1965: Zpráva o geologickom výskume v r. 1964. Zpráva o biostratigrafickom výskume bivalvií a gastropodov rétu a hetangu Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kochanová, M., 1973: Biostratigrafický výskum bivalvií a gastropodov triasu a jury Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kochanová, M., 1979: Stratigrafia stredného a vrchného triasu pomocou bivalvií a gastropódov v Slovenskom krase a v centrálnych Západných Karpatoch. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kochanová, M., 1980a: Biostratigrafia a stratigrafická korelácia stredného triasu chočského príkrovu a gemerika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kochanová, M., 1980b: Systematika a paleoekológia lamellibranchiát triasu Západných Karpát, spodný trias. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kochanová, M., 1982: Daonellen aus dem Wettersteindolomit der Kleinen Karpaten. Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 8, 71 – 76.
Kochanová, M., 1984: Indexové fosílie triasu Západných Karpát (lastúrniky a ulitníky). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kochanová, M. a Michalík, J., 1986: Stratigraphy and macrofauna of the Zámostie Limestones (Upper Pelsonian – Lower Illyrian) of the Choč Nappe at the Southern slopes of the Nízke Tatry Mts. (West Carpathians). Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 4, 501 – 531.
Kochanová, M. a Pevný, J., 1966: Zpráva o vyhodnotení fauny mlžov, bruchonožcov a rame- nonožcov z triasu a jury Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kochanová, M. a Pevný, J., 1982: Bivalves and brachiopods from Wetterstein Limestones of Ostrý vrch (Malé Karpaty Mts.). Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 6, 7 – 40.
Kochanová, M., Kullmanová, A. a Snopková, P., 1976: Výskyt lunzských vrstiev pri Hradišti pod Vrátnom. Geol. Práce, Spr., 65, 53 – 67.
Kollárová-Andrusovová, V. a Bystrický, J., 1974: Übersicht über den gegenwärtigen Stand der Biostratigraphie der Trias der Westkarpaten. In: Zapfe, H. (ed.) et al.: Die Stratigraphie der Alpin-mediterran Trias. Symposium Wien, 1973. Schr.-Rheie Erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss. (Wien), 2, 125 – 136.
Kolosváry, G., 1958a: Triaskorallen aus Kleinen Karpaten in der ČSR. Geol. Práce, Zpr., 13, 25 – 31.
Kolosváry, G., 1958b: Über Triasfauna aus ČSR. Geol. Práce, Zpr., 13, 20 – 24.
Kolosváry, G., 1963: Triassische Korallen aus der ČSR. Geol. Práce, Zpr., 30, 209 – 216.
Kolosváry, G., 1966: V. Angebe zur Kenntniss der Triaskorallen und der Begleitenden Fauna der ČSSR. Geol. Práce, Zpr., 38, 179 – 18.
Kolosváry, G., 1967: VI. Angabe zur kenntniss der Triaskorallen und der Begleitenden Fauna der ČSSR. Geol. Práce, Zpr., 43, 99 – 110.
Korikovskij, S. P. a Putiš, M., 1986: Metamorfičeskaja zonaľnosť i diaftorez v kristallinikume Považskogo Inovca. Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 115 – 136.
Korikovskij, S. P., Cambel, B., Boronichin V. A., Putiš, M. a Miklóš, J., 1985: Fazovyje ravnovesja i geotermometrija metapelitovych rogovikov vokrug modranskogo granitoidnogo massiva (Malyje Karpaty). Geol. Zbor. Geol. carpath., 36, 1, 51 – 74.
Korikovskij, S. P., Cambel, B., Miklóš, J. a Janák, M., 1984: Metamorfizm kristallinikuma Malych Karpat: etapy, zonaľnosť, svjaz s granitoidami. Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 4, 437 – 462.
Kornhuber, E. A., 1859: Naturhistorische Verhältnisse der Umgebung von Bösing. Verh. Ver. Naturkde (Pressburg), Bratislava.

Kornhuber, E. A., 1860: Tertier zwischen Modern und Bösing. Verh. Geol. Reichsanst., Wien.
Kornhuber, G. A., 1856a: Die geologischen Verhältnisse der nächsten Umgebung von Pressburg. Verh. Ver. Naturkde (Pressburg), I, 1 – 5.
Kornhuber, G. A., 1856b: Über neue Fundorte von Tertiär-Petrefacten. Verh. Ver. Naturkde (Pressburg), I, s. 41.
Kornhuber, G. A., 1857: Über die Bohrarbeiten bei Lanschütz. Verh. Ver. Naturkde (Pressburg), II, 27 – 28.
Košťálik, J., 1958: Sprašový profil v tehelni pri Hlohovci. Geogr. Čas., 12, 2.
Koštálik, J., 1965: Príspevok ku štúdiu erózie pôd v katastrálnom území Bojničky a Dvorníky. Geogr. Čas., 17, 4.
Košťálik, J., 1966: Príspevok k štúdiu spraší Nitrianskej pahorkatiny. Acta fytotechn. Univ. Agric., Nitra, 14.
Košťálik, J., 1974: Charakteristika a stratigrafia fosílnych pôd a spraší Nitrianskej pahorkatiny. Bratislava, Slov. Akad. Vied, 1 – 74.
Košťálik, J. a Bedrna, Z., 1971: K vývoju niektorých pôd sprašových pahorkatín Podunajskej nížiny od pliocénu po súčasnosť na základe mikromorfologických poznatkov. Ved. Práce Lab. Pôdoznal. (Bratislava), 5.
Koutek, J. a Zoubek, V., 1936a: Geologická mapa Československé republiky, list Bratislava (4758), 1 : 75 000. Praha, St. geol. Úst. Čsl. Republ.
Koutek, J. a Zoubek, V., 1936b: Vysvětlivky ke geologické mapě v měřítku 1 : 75 000 list Bratislava 4758. Praha, Knih. St. geol. Úst. Čsl. Republ., 18, 1 – 150.
Kováč, M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj Karpatsko-Panónskeho regiónu v miocéne: nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. Bratislava, Veda, 5 – 202.
Kováč, M. a Baráth, I., 1996: Tektonicko-sedimentárny vývoj alpsko-panónskej styčnej zóny počas miocénu. Miner. slov., 28, 1, 1 – 11.
Kováč, M., Baráth, I., Marko, F., Šutovská, K., Uher, P., Fordinál, K. a Tuba, Ľ., 1991b: Neogene Sequences. Malé Karpaty Mts., Geology of the Alpine-Carpathian Junction. Guide to excursions. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 61 – 74.
Kováč, M., Cicha, I., Kristek, I., Slaczka, A., Stránik, Z., Oszcypko, N. a Vass, D., 1989b: Palinspastic maps of the Western Carpathian Neogene. Prague, Geol. Survey, 3 – 35.
Kováč, M., Hók, J., Šujan, M. a Šefara, J., 1996: Geologické zhodnotenie oblasti atómovej elektrárne Bohunice. Rádius 25 a 5 km. Rešeršná geologická správa, Equis, Bratislava, Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kováč, M. a Hudáčková, N., 1997: Changes paleoenvironment as a result of interaction of tectonic events with sea level changes in the northeastern margin of the Vienna Basin. Zbl. Geol. Paläont., Tl I, 5/6, 457 – 469.
Kováč, M., Marko, F. a Nemčok, M., 1993a: Neogene structural evolution and basin opening in the Western Carpathians. Geophys. Trans., 37, 297 – 309.
Kováč, M., Michalík, J., Plašienka, D. a Putiš, M., 1991c: Malé Karpaty Mts. Geology of the Alpine-Carpathian Junction. Excursion quide. Bratislava, 61 – 74.
Kováč, P. a Havrila, M., 1998: Inner structure of the Hronicum. Slov. Geol. Mag., 4, 4, 275 – 280.
Kováčik, M., Kohút, M. a Bezák, V., 1992: Bericht ueber geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt Mattersburg. Jb. Geol. Bundesanst., 135, 723 – 725.
Kozur, H. a Mock, R., 1974: Holothurien – sklerite aus der Trias Slowakei und ihre stratigraphische bedeutung. Geol. Zbor. Geol. carpath., 25, 1, 113 – 143.

Köhler, E. a Buček, S., 1991: Veterlínsky alebo veternícky? Geol. Práce, Spr., 93, 111 – 113.
Kratochvíl, L., 1976: Senec – Réca – výpočet zásob piesčitého štrku v kat. C, predbežný prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Krippel, E., 1956: Zpráva o paleobotanickom rozbore rašeliniska Pusté Úľany. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kristan-Tollmann, E. a Peržel, M., 1966: Paleontologické vyhodnotenie triasových foraminifer z Malých Karpát a Veľkej Fatry. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kubeš, P., Kucharič, Ľ., Hók, J. a Tkáčová, H., 2004: Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií – región Trnavská pahorkatina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kubeš, P., Bielik, M., Daniel, S., Čížek, P., Fiľo, M., Gluch, A., Grand, T., Hrušecký, I., Kucharič, Ľ., Medo, S., Pašteka, R., Solárová, 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, regionálna geológia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kukla, J., 1961: Lithologische Leithorizonte der tschechoslowakischen Lössprofile. Věst. Ústř. Úst. geol., 36, 5, 356 – 372.
Kukla, J., Ložek, V. a Bárta, J., 1962: Das Lössprofil von Nové Mesto im Wagtal. Eiszeitalter u. Gegenw., 12, 73 – 94.
Kullmanová, A., 1964: Niekoľko litologicko-petrografických profilov vrchnojurských a spodnokriedových vápencov. Zpr. geol. Výsk. v r. 1963, 2, 79 – 80.
Kullmanová, A., 1972: Litologicko-petrografický a biofaciálny výskum triasu chočskej jednotky v centrálnych Karpatoch, ročná správa za rok 1971. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kullmanová, A., 1974: Litologicko-petrografické zhodnotenie mezozoických hornín vo výkope tranzitného plynovodu na liste Senica (M 1 : 50 000). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kullmanová, A., 1980: Litologicko-mikrofaciálny výskum karbonatických hornín jury a spodnej kriedy beckovskej a inoveckej série. II. Korelačné štúdium manínskej série v oblasti Nové Mesto n/Váhom. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kullmanová, A. a Gašpariková, V., 1982: Vrchnokriedové sedimenty v severnej časti pohoria Považský Invec. Geol. Práce, Spr., 78, 85 – 95.
Kullmanová, A. a Gašpariková, V., 1983: Loc. 7 Hrušové. In: Samuel, O. a Gašpariková, V. (ed.) et al.: 18th European Colloquy on Micropaleontology. Excursion-guide, September 11 – 20, 1983. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 54 – 57.
Kullmanová, A. a Kochanová, M., 1973: Litologicko-petrografický a biofaciálny výskum triasu chočskej jednotky v Malých Karpatoch. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kullmanová, A. a Kochanová, M., 1975: Litologicko-petrografický a biofaciálny výskum vrchnotriasových vápencov chočskej jednotky v Malých Karpatoch (havranický príkrov). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kullmanová, A. a Kochanová, M., 1976: Výskyt liasu adnetskej fácie v Jablonickom pohorí. Geol. Práce, Spr., 65, 69 – 73.
Kullmanová, A. a Vozár, J., 1980: Hyaloklastitové lávy v slieňovcovom súvrství spodného albu na strednom Považí. Miner. slov., 12, 1, 53 – 62.

Kullman, E. a Pospíšil, P., 1973: Hydrogeologická mapa 1 : 200 000 list Bratislava a textové vysvetlivky. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kullman, E., Gazda, S., Porubský, A., Jetel, J., Škvarka, L. a Franko, O., 1975: Základná hydrogeologická mapa 1 : 200 000, list Trnava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Kvitkovič, J., 1993: Intenzita vertikálnych tektonických pohybov zemskej kôry v nižinách Slovenska v holocéne. Geogr. Čas., 45, 2 – 3, 213 – 232.
Kvitkovič, J. a Plančár, J., 1975: Analýza morfoštruktúr z hľadiska súčasných pohybových tendencií vo vzťahu k hlbinnej geologickej stavbe Západných Karpát. Geogr. Čas., 27, 4, 309 – 325.
Kvitkovič, J. a Plančár, J., 1977: Recent vertical movements of the Earth crust in relation to earthquakes and seizmic active faults in the Western Carpathians. Geogr. Čas., 29, 3.
Kvitkovič, J. a Vanko, J., 1971: Štúdium súčasných pohybov zemskej kôry na Slovensku. Geogr. Čas., 23, 2, 124 – 233.
Kvitkovič, J. a Vanko, J., 1990: Recentné vertikálne pohyby Západných Karpát pre epochu 1951 – 1976. Geogr. Čas., 42, 4, 345 – 356.
Kvitkovič, J., Lacika, J. a Bucko, Š., 1983: Vyhodnotenie nivelačných bodov v západnej časti Podunajskej nížiny – lokalita JE Jaslovské Bohunice, z hľadiska vplyvu exogénnych procesov za rok 1983. Interná štúdia. Manuskript. Bratislava, archív Geogr. úst. Slov. Akad. Vied.
Kvitkovič, J., Lukniš, M. a Mazúr, E., 1956: Geomorfológia a kvartér nížin Slovenska. Geogr. Čas., 8, 2 – 3, 101 – 106.
Lacika, J., 1980: Geomorfologické pomery na styku pohoria a nížiny na príklade južnej časti Malých Karpát a priľahlých častí nížin. Diplom. práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.
Lankreijer, A., Kováč, M., Cloetingh, S., Pitoňák, P., Hlôška, M. a Biermann, C., 1995: Quantitative subsidence analysis and forward modeling of the Vienna and Danube Basins. Tectonophysics, 252, 133 – 451.
Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, CH. E., Birch, W. D., Gilbert, M. CH., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. a. Youzhi, G., 1997: Nomenclature of amphiboles: Report of Subcommitee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. Amer. Mineralogist, 82, 1 019 – 1 037.
Lehotský, M., 1969: Dialnica D-61, tunel Banka pri Piešťanoch. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Leško, B., Šutora, A. a Putiš, M., 1988: Geology of the Považský Inovec horst based on geophysical investigation. Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 2, 195 – 216.
Lexa, J., Bezák, V., Elečko, M., Eliáš, M., Konečný, V., Less, Gy., Mandl, G. W., Mello, J., Pálenský, P., Pelikán, P., Polák, M., Potfaj, M., Radócz, Gy., Rylko, W., Schnabel, G. W., Stráník, Z., Vass, D., Vozár, J. a Zelenka, T., 2000: Geological map of Western Carpathians and adjacent areas. Editors: Lexa, J., Bezák, V., Elečko, M., Mello, M., Polák, M., Potfaj, M., Vozár, J. Co-editors: Schnabel, G. W. (Austria), Pálenský, P. (Czech Republik), Császár, G. (Hungary), Rylko, W, (Poland), Mackiv, B. (Ukraine). Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Lexa, J., Bačo, P., Bahna, B., Bakoš, F., Baláž, P., Bezák, V., Bystrická, G., Cicmanová, S., Ferenc, Š., Gazdačko, Ľ., Grecula, P., Háber, M., Helma, J., Hojstričová, V.,

Hraško, Ľ., Hurai, V., Huraiová, M., Chovan, M., Jeleň, S., Kobulský, J., Koděra, P., Kohút, M., Kollárová, V., Konečný, P., Konečný, V., Kováčik, M., Kráľ, J., Kyselica, M., Luptáková, J., Marsina, K., Mackových, D., Maťo, Ľ., Michalko, J., Mikuš, T., Moravanský, D., Németh, Z., Ozdín, D., Petro, M., Pršek, J., Radvanec, M., Rojkovič, I., Rojkovičová, Ľ., Tréger, M., Smirnov, A., Smolka, J., Šesták, P., Žák, K., Žáková, E. a Žec, B., 2002: Metalogenetické hodnotenie územia Slovenskej republiky, záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 214 s.

Linkeš, V., 1976: Príspevok k zonálnosti pôd vo vnútrokarpatských nížinách. Geogr. Čas., 28, 169 – 177.

Linkeš, V. a Hraško, J., 1988: Geography of the soils in the West Carpathian Lowlands. Geogr. Čas., 40, 1 – 2, 12 – 23.

Lintnerová, O., 1988: The geochemical study of the carbonate rocks from the Malé Karpaty Mts. and the preneogene basement of Vienna Basin. Kandid. dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 133 s. (Geo 68032).

Lintnerová, O. a Hladíková, J., 1992: Distribution of stable O and C isotopes and microelements in Triassic limestones of the Veterlín Unit, The Malé Karpaty Mts.: Their diagenesis interpretation. Geol. carpath., 43, 4, 203 – 212.

Lintnerová, O., Masaryk, P. a Kátlovský, V., 1990: Relationship between natural radioactive elements (Th, U, K) and Triassic carbonate lithofacies in Hronicum and Silicikum of Malé Karpaty Mts. Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 3, 275 – 294.

Lintnerová, O., Masaryk, P. a Martiny, E., 1988: Trace elements distribution in Triassic carbonates from Veterník and Havranica nappes (the Malé Karpaty Mts.). Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 3, 301 – 322.

Lobitzer, H., Mandl, G. W., Mazzullo, S. a Mello, J., 1990: Comparative study of Wetterstein carbonate platforms of the easternmost Northern Calcareous Alps and West Carpathian Mountains: Preliminary results. In: Minaříková, D. a Lobitzer, H. (ed.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. Festive Volume, Vienna – Prague, 136 – 158.

Lóczy, L. Jr., 1915: Die geologischen Verhältnisse der Gegenden zwischen Vágujhely, Oszombat und Jáblanc in den Nordwestkarpathen. Jahr. Ung. geol. Reichsanst., 1 (1914), 157 – 234.

Lóczy, L. Jr., 1917: Geologische Beobachtungen in den Nordwestkarpathen im Sommer 1915. Jahr. Ung. geol. Reichsanst., 1, (1915), 130 – 141.

Lošonská, M., 1981: Inžinierskogeologické pomery Trnavskej pahorkatiny. Diplom. práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, 62 s.

Ložek, V., 1951: Přehled měkkýších faun kvartérních sedimentů na základě novějších výzkumů. Sep. Sbor. St. úst. Geol., XVIII, 553 – 572.

Ložek, V., 1955: Měkkýši československého kvartéru. Rozpr. Ústř. Úst. geol., 17. Ložek, V., 1963: Interglaciály na Slovensku a jejích význam pro stratigrafii kvartéru. Geol. Práce, 64, 77 – 92.

Ložek, V., 1973: Příroda ve čtvrtohorách. Praha, Academia, 372 s.

Ložek, V. a Tyráček, J., 1960: Příspěvek k poznání vývoje údolí Váhu mezi Trenčínem a Piešťany. Sbor. Čs. Společ. zeměp., 65, 1, 6 – 14.

Lukniš, M., 1946: Poznámky ku geomorfologii Beckovskej brány a priľahlých území. Práce Št. geol. Úst., 15, 1 – 32.

Lukniš, M., 1951: Sosuvové územie na ľavom brehu Váhu mezi Hlohovcom a Šintavou. Zemep. Sbor. Slov. Akad. Vied, 3, 53 – 86.

Lukniš, M., 1955: Zpráva o geomorfologickom a kvartérno-geologickom výskume Malých Karpát (dolina Vydrice). Geogr. Čas., 7, 3 – 4, 214 – 226.
Lukniš, M., 1961: Nížiny, kotliny a pohoria Slovenska. Bratislava, Osveta, 13 – 24.
Lukniš, M., 1964: Pozostatky starších povrchov zarovnávania reliéfu v Československých Karpatoch. Geogr. Čas., 16, 3, 289 – 296.
Lukniš, M. a Mazúr, E., 1959: Geomorfologické regióny Žitného ostrova. Geogr. Čas., 11, 3, 161 – 206.
Lukniš, M. a Vaškovský, I., 1967: Quaternary of the West Carpathians. International Geological Congress XXIII. Praha.
Lunga, S., 1963: Zpráva o strukturním průzkumu v piešťanském zálivu za rok 1962. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Lunga, S., 1964a: Geologická zpráva o štruktúrnom prieskume v piešťanskom zálive za rok 1963. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Lunga, S., 1964b: Geologická zpráva o štruktúrnom prieskume geofyzikálnej elevácie Bučany--juh. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Lunga, S., 1965: Geologická zpráva o štruktúrnom prieskume v oblasti Bučan za rok 1964. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Lunga, S., 1966: Geologická zpráva o strukturním průzkumu v oblasti Bučany – sever za rok 1965. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Maglay, J., 1995: Czech-Slovakian Traverse, K-D Jäger. In: W. Schirmer (ed.): Quaternary field trips in Central Europe, vol. 1. München, Verlag Dr. Friedrich Rfeil, 239 – 294.
Maglay, J., Baňacký, V., Halouzka, R., Horniš, J. a Pristaš, J., 1993: Geodynamický vývoj regiónov Slovenska v období vrchný pliocén – kvartér. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Maglay, J., Fordinál, K., Havrila, M., Fejdiová, O. a Kernátsová, J., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list: Veľké Ripňany. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Maglay, J., Fordinál, K., Havrila, M., Határ, J., Boorová, D. a Zlinská, A., 1998: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy: 35-323 Drahovce, 35-341 Hlohovec. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 9 739, Geo 82 503/80).
Maglay, J., Halouzka, R., Baňacký, V., Pristaš, J. a Janočko, J., 1999: Neotektonická mapa Slovenska v mierke 1 : 500 000. Bratislava, GS SR.
Maglay, J., Halouzka, R., Baňacký, V., Pristaš, J. a Janočko, J., 1999a: Neotektonická mapa Slovenska v mierke 1 : 500 000. Bratislava, GS SR.
Maglay, J., Halouzka, R., Baňacký, V., Pristaš, J., Janočko, J. a Hók, J., 1999b: Vysvetlivky k neotektonickej mape Slovenska v mierke 1 : 500 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra.
Maglay, J. a Pristaš, J., 1998: Kvartér. In: Stanková, V. (ed.): Povodie Váhu – dolná časť. Relevantné abiotické prvky životného prostredia. Záv. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Maglay, J., Pristaš, J., Nagy, A. a Kernátsová, J., 1997a: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy: 35-343 Dvorníky, 35-344 Alekšince, 35-433 Lužianky-Nitra (časť). Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Maglay, J., Pristaš, Nagy, A., Fordinál, K., Elečko, M., Buček, S., Havrila, M., Kováčik, M., Hók, J., Baráth, I., Kernátsová, J., Vaněková, H., Harčová, E., Boorová, D., Zlin-

ská, A., Siráňová, Z. a Žecová, K., 2005: Vysvetlivky ku geologickým mapám Trnavskej pahorkatiny 1 : 25 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Maheľ, M., 1948: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a Hornou Nitrou. The Tectonicof the Territory bstween the midle Váh and the upper Nitra. Práce Št. geol. Úst., Zoš., 18, 1 – 79.
Maheľ, M., 1950: Obalová séria Inovca. La couverture sedimentaire du masif de l Inovec. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení, 1, 1, 47 – 58.
Maheľ, M., 1951: Tektonika strednej časti Inovca. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení, 2, 151 – 168.
Maheľ, M., 1952: K stratigrafii obalovej série Malých Karpát. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 3, 1 – 2, 203 – 212.
Maheľ, M., 1955: Úvahy o príkrovovej stavbe centrálnych Západných Karpát. Geol. Práce, Zpr., 3, 2 – 26.
Maheľ, M., 1957: Jadrové pohoria, špecifický znak Západných Karpát. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 8, 2, 180 – 193.
Maheľ, M., 1957: Stratigrafické a tektonické výsledky geologického výzkumu mezozoika v strednej časti Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 3100).
Maheľ, M., 1958: Rét chočskej jednotky v Malých Karpatoch. Geol. Práce, Zpr., 14, 5 – 8.
Maheľ, M., 1959a: Nová jednotka v Západných Karpatoch. Geol. Práce, Zoš., 51, 3 – 52.
Maheľ, M., 1959b: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika centrálnych Karpát. Geol. Práce, Zoš., 55, 61 – 81.
Maheľ, M., 1961: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika centrálnych Karpát. Geol. Práce, Spr., 21, 5 – 28.
Maheľ, M., 1961a: Výsledky geologického výskumu (XIV/04) v Malých Karpatoch (južná a stredná časť) a v Strážovskej hornatine za rok 1960 – ročná zpráva. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Maheľ, M., 1961b: Sekcia B – mezozoikum. Geologická stavba Malých Karpát. Sjazd. sprievodca XII. Sjazdu ČS. SMG. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 45 – 61, 80 – 82.
Maheľ, M., 1966: Niektoré hydrogeologické problémy vo svetle nových tektonických poznatkov. Geol. práce, Spr., 38, Bratislava.
Maheľ, M., 1967: Malé Karpaty – Mezozoikum. In: Maheľ, M. (ed.) et al.: Regionální geologie ČSSR II – Západní Karpaty, 1. Praha, Ústř. Úst. geol., 84 – 89.
Maheľ, M., 1979a: Bebravská séria a jej postavenie v chočskom príkrove. Miner. slov., 11, 1, 1 – 20.
Maheľ, M., 1979b: Choč and Strážov Nappes, new division and structure. Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 1, 19 – 43.
Maheľ, M., 1979c: Vysvetlivky ku geologickým mapám mezozoika 1 : 25 000 severnej a strednej časti Považského Inovca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Maheľ, M., 1981: Penninikum v Západných Karpatoch z pohľadu globálnej tektoniky. Miner. slov., 13, 4, 289 – 306.
Maheľ, M., 1983: Beziehung Westkarpaten – Ostalpen, Position des Überhangs-Abschnittes – Deviner Karpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 2, 131 – 149.
Maheľ, M., 1984: Tektonické mapy 1 : 100 000 pohorí Považský Inovec, Strážovské vrchy, Stratenské vrchy, Humenské vrchy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Maheľ, M., 1986: Geologická stavba československých. Karpát. Časť 1: Paleoalpínske jednotky. Bratislava, Veda, 1 – 503.
Maheľ, M., 1987: The Malé Karpaty – constituent of the transitional segment between the Carpathians and Alps; important tectonic window of the Alpides. Miner. slov., 19, 1, 1 – 27.
Maheľ, M. a Buday, T. (eds.), 1968: Regional geology of Czechoslovakia part II, the Western Carpathians. Praha, Academia, 85 – 94.
Maheľ, M. a Cambel, M., 1972: Geologická mapa Malých Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
Maheľ, M. a Havrila, M., 1980: Mezozoikum východnej časti Považského Inovca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Maheľ, M. a Kochanová, M., 1964: La position du Rhétien dans les Carpathes occidentales. Colloque de Jurassique, Luxembourg, 1962, 649 – 653.
Maheľ, M., Kamenický, J., Fusán, O. a Matějka, A., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II – Západní Karpaty, sv. 1. Praha, Academia, 1 – 486.
Majerská, D. a Pevný, J., 1975: Biostratigrafický výskum vrchnotriasových karbonátov Malých Karpát na základe holotúrií a konodontov. In: Kullmanová, A. a Kochanová, M., 1975: Sedimentárno-petrografický a biostratigrafický výskum mezozoika Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Májovský, J. a Tkáčová, H., 1969: Správa o geoelektrickom prieskume na lokalite Dolný Váh, úsek Beckov – Leopoldov. Manuskript. Bratislava, archív Geocomplex.
Májovský, J., 1981: Geofyzikálny výskum neogénu Trnavskej pahorkatiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Malgot, J., Solčiansky, R., Baliak, F. a Kopecký, M., 1998: Vplyv vodného diela Sereď – Hlohovec na stabilitu zosuvov. (Influence of waterwork Sereď – Hlohovec on the stability of slopes.) In: Geológia a životné prostredie. Zbor. referátov z 1. konferencie, Bratislava 25 – 26 November 1998. Bratislava, 81 – 82.
Maljkovič, J., 1998: Pezinok – pyrit – výpočet zásob, stav k 1. 7. 1998. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Man, O., 1962: Magnetický průzkum v Malé dunajské nížině. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Marko, F., 1986: Zlomy v Malých Karpatoch, Považskom Inovci, Strážovskej hornatine a Nízkych Tatrách. Minimová práca. Manuskript. Bratislava, archív GÚ Slov. Akad. Vied.
Marko, F., Fodor, L. a Kováč, M., 1991: Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské Karpaty Mts. (Western Carpathians). Miner. slov., 23, 189 – 200.
Marcin, D., Kullman, E., Bodiš, D., Kordík, J. a Zakovič, M., 1996: Hydrogeologická a hydrogeochemická mapa južnej časti Záhorskej nížiny v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Masaryk, P., 1988: Mikrofaciálna charakteristika triasových sekvencií vyšších príkrovov Bieleho pohoria Malých Karpát a ich korelácia s podložím Viedenskej panvy. Knih. Zem. Pplyn Nafta, 6a, Miscell. micropalaeont. (1987), II/1, 153 – 189.
Masaryk, P., 1990: Sedimentológia a mikrofácie triasových karbonátových hornín v severozápadnej časti Malých Karpát. Kandid. dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Masaryk, P., 1993: Sedimentológia a litofácie sedimentov reiflingských intraplatformových depresií v centrálnych Západných Karpatoch. In: Geodynamický vývoj Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 31 – 38.

Masaryk, P., Lintnerová, O. a Michalík, J., 1993: Sedimentology, lithofacies and diagenesis of the sediments of the Reifling intraplatform basins in the Central Western Carpathians. Geol. carpath., 44, 4, 233 – 249.

Masaryk, P., Puškárová, K. a Buček, S., 1984: Contribution to stratigraphy of the reifling limestones of the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 2, 241 – 258.

Masár, J., 1971a: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR – list mapy M-33-132-D Hlohovec, stav k 27. 10. 1971. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Masár, J., 1971b: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR – list mapy M-33-142-B Devínska Nová Ves, M-33-142-B Hainburg a. d. Donau, stav k októbru 1971. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Masár, J., 1980: Považský Inovec – štúdia stavebný a dekoračný kameň, stav k 31. 10. 1980. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Mašín, J., 1963: Aeromagnetická a aerorádiometrická mapa ČSSR v mierke 1 : 200 000. Manuskript. Praha, archív Ústř. Úst. geol.

Matějka, A., 1949: Přehled geologických poměrů Malé Dunajské nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Matula, M., 1957: Stopy periglaciálnej klímy v oblasti južného úpätia Malých Karpát. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 8, 2, 323 – 334.

Matula, M., 1977: Regionálna inžinierska geológia Slovenska. Bratislava, Univerzita Komenského, 154 s.

Matura, A. (ed.), Wessely, G., Kröll, A., Császár, G. a Vozár, J., 1998: Danube Region Vienna – Bratislava – Budapest. Map of the Pre-Tertiary basement (including Paleogene in Austroalpine-Carpathian belt. DANREG (Danube region Environmental Geology Programme). Magy. áll. földt. Intéz., Geol. Inst. Hung.

Mazúr, E., 1980: Morfoštruktúry. In: Mazúr, E. a Jakál, J.: Atlas SSR. Bratislava, Slov. Akad. Vied.

Mazúr, E. a Činčura, J., 1964: Príspevok k niektorým kvartérnym formám a útvarom so zvláštnym zreteľom na územie Slovenska. Geogr. Čas., 1, 17 – 21.

Mazúr, E. a Činčura, J., 1975: Poverchnosti Vyravnivanija Zapadnych Karpat. Studia geomorphologica IX. Kraków, Panstvove wydawnictwo naukowe, 27 – 36.

Mazúr, E. a Jakál, J. (eds.), Bánesz, L., Bárta, J., Bašovský, O., Bedrna, Z., Beňadik, B., Benčaťˇ, F., Beňko, J., Berta, J., Bialeková, D., Brlay, A., Brouček, I., Bučko, J. Š., Čepelák, J., Činčura, J., Čorný, M., Čurlík, J., Dekan, J., Drdoš, J., Dulovič, L., Dušek, M., Džatko, M., Ferianc, O., Feriancová-Masárová, Z., Fučíková, N., Fulajtár, E., Furmánek, V., Fusán, O., Futák, J., Greppel, E., Gryga, B., Habovštiak, A., Hajdúk, J., Hajtman, P., Hanáček, J., Hanzlík, J., Hapák, P., Hesek, F., Hlavicová, J., Hlubocký, B., Holčík, J., Hollá, Z., Holobradý, K., Hraško, J., Chropovský, B., Ilavský, J., Ivanička, K., Ivaničková, A., Ižo, A., Jakál, J., Jankovič, V., Juráni, B., Jurko, A., Kadlec, M., Kaldrovitš, J., Kelemen, A., Kirner, K., Kliský, M., Kňazovický, L., Kodym, O., Kolník, T., Konček, M., Konečný, V., Korbel, L., Korec, P., Kovaľ, L., Krajčír, A., Krajčovič, S., Kraskovská, Ľ., Krcho, J., Krippel, E., Kuchař, K., Kurpelová, M., Kušík, M., Kvitkovič, J., Ladziansky, A., Lexa, J., Linkeš, V., Lukniš, M., Magic, D., Maglocký, Š., Maheľ, M., Makeľ, M., Malý, J., Man, O., Mariot, P., Marsina, R., Matej, M., Matějka, A., Matula, M., Mazúr, E., Mazúrová, V., Mihálik, Š., Michalec, I., Michalko, J., Mišúnová-Šulavíková, E., Mládek, J., Mocko, Z., Molnár, F., Mrázik, A., Nemčok, A., Očovský, Š., Ondrejka, R., Otrubová, E., Pacl, J.,

Paulov, J., Pavúk, J., Pecho, J., Peterka, V., Pieta, K., Plachá, V., Plančár, J., Plesník, P., Podhorský, F., Polla, B., Porubský, A., Rak, J., Pandík, A., Ratkoš, P., Ruttkay, A., Sabaka, J., Sawicki, L., Sedlák, V., Seneš, J., Silvan, J., Spišiak, P., Stančík, M., Stankoviansky, M., Šamaj, F., Šebók, V., Šimo, E., Šipka, E., Šiška, S., Šoltís, J., Špiesz, A., Štolc, J., Šurina, B., Tarábek, K., Tomlain, J., Trizna, V., Tuňák, Š., Turbek, J., Urbánek, J., Urbánek, L., Valovič, J., Valovič, Š., Vanko, J., Vaškovský, I., Veliačik, L., Verešík, J., Vladár, J., Vozár, J., Weismann, Ľ., Weissová, E., Zachar, D., Zaťko, M., Závodská, D., Zelenský, K., Zrubec, F., Žiaková, E., Žihlavník, J. a Žudel, J., 1978: Atlas SSR. Bartislava, Slov. Akad. Vied, 296 s.

Mazúr, E. a Jakál, J. (eds.), Bánesz, L., Bárta, J., Bašovský, O., Bedrna, Z., Beňadik, B., Benčaťˇ, F., Beňko, J., Bertka, J., Bialeková, D., Brlay, A., Brouček, I., Bučko, J. Š., Čepelák, J., Činčura, J., Čorný, M., Čurlík, J., Dekan, J., Drdoš, J., Dulovič, L., Dušek, M., Džatko, M., Ferianc, O., Feriancová-Masárová, Z., Fučíková, N., Fulajtár, E., Furmánek, V., Fusán, O., Futák, J., Greppel, E., Gryga, B., Habovštiak, A., Hajdúk, J., Hajtman, P., Hanáček, J., Hanzlík, J., Hapák, P., Hesek, F., Hlavicová, J., Hlubocký, B., Holčík, J., Hollá, Z., Holobradý, K., Hraško, J., Chropovský, B., Ilavský, J., Ivanička, K., Ivaničková, A., Ižo, A., Jakál, J., Jankovič, V., Juráni, B., Jurko, A., Kadlec, M., Kaldrovitš, J., Kelemen, A., Kirner, K., Kliský, M., Kňazovický, L., Kodym, O., Kolník, T., Konček, M., Konečný, V., Korbel, L., Korec, P., Kovaľ, L., Krajčír, A., Krajčovič, S., Kraskovská, Ľ., Krcho, J., Krippel, E., Kuchař, K., Kurpelová, M., Kušík, M., Kvitkovič, J., Ladziansky, A., Lexa, J., Linkeš, V., Lukniš, M., Magic, D., Maglocký, Š., Maheľ, M., Makeľ, M., Malý, J., Man, O., Mariot, P., Marsina, R., Matej, M., Matějka, A., Matula, M., Mazúr, E., Mazúrová, V., Mihálik, Š., Michalec, I., Michalko, J., Mišúnová-Šulavíková, E., Mládek, J., Mocko, Z., Molnár, F., Mrázik, A., Nemčok, A., Očovský, Š., Ondrejka, R., Otrubová, E., Pacl, J., Paulov, J., Pavúk, J., Pecho, J., Peterka, V., Pieta, K., Plachá, V., Plančár, J., Plesník, P., Podhorský, F., Polla, B., Porubský, A., Rak, J., Pandík, A., Ratkoš, P., Ruttkay, A., Sabaka, J., Sawicki, L., Sedlák, V., Seneš, J., Silvan, J., Spišiak, P., Stančík, M., Stankoviansky, M., Šamaj, F., Šebók, V., Šimo, E., Šipka, E., Šiška, S., Šoltís, J., Špiesz, A., Štolc, J., Šurina, B., Tarábek, K., Tomlain, J., Trizna, V., Tuňák, Š., Turbek, J., Urbánek, J., Urbánek, L., Valovič, J., Valovič, Š., Vanko, J., Vaškovský, I., Veliačik, L., Verešík, J., Vladár, J., Vozár, J., Weismann, Ľ., Weissová, E., Zachar, D., Zaťko, M., Závodská, D., Zelenský, K., Zrubec, F., Žiaková, E., Žihlavník, J. a Žudel, J., 1978: Atlas SSR, textová časť. Bratislava, Slov. Akad. Vied, 1 – 161.

Mazúr, E. a Lukniš, M., 1978: Regionálne geomorfologické členenie SSR. Geogr. Čas., 30, 2, 101 – 122.

Mazúr, E. a Lukniš, M., 1986: Geomorfologické členenie SSR a ČSSR. Mapa 1 : 500 000, 1. vyd. Bratislava, Slovenská kartografia.

Májovský, J. a Tkáčová, H., 1969: Správa o geoelektrickom prieskume na loklite Dolný Váh, úsek Beckov – Leopoldov. Manuskript. Bratislava, archív Geocomplex.

Májovský, J., 1981: Geofyzikálny výskum neogénu Trnavskej pahorkatiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Mello, J., Buček, S., Filo, I., Havrila, M., Maglay, J., Nagy, A., Potfaj, M., Rakús, M., Teťák, F., Salaj, J., Fordinál, K., Boorová, D., Siráňová, Z., Iglárová, Ľ., Kubeš, P., Liščák, P., Rapant, S., Remšík, A., Marcin, D. a Zuberec, J., 2004: Vysvetlivky ku geologickej mape stredného Považia 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Michal, S., 1983: Postavenie reiflinských vápencov v Malých Karpatoch. Diplom. práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Michalík, J., 1992: Comments on the mesozoic palinspastic interpretations of the Western Carpathians. Acta Geol. hung., 35, 1, 39 – 47.
Michalík, J., 1984: Some remarks on the interpretation of geological development and structure of the northwestern part of Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 4, 489 – 504.
Michalík, J., 1994: Notes on the paleography and papeotectonics of the Western Carpathian area during the Mesozoic. Mitt. Österr. geol. Gessell., 86, 101 – 110.
Michalík, J., Borza, K., Buček, S., Masaryk, P., Jendrejáková, O., Bystrický, J. a Köhler, E., 1986: Stratigrafia a stavba príkrovov Malých Karpát s ohľadom na vyjasnenie štruktúrnych anomalít v podloží Viedenskej panvy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Michalík, J., Jendrejáková, O., Papšová, J. a Masaryk, P., 1989a: Pelsonian-Illyrian transition beds: a herald of diversification of a shallow-marine carbonate ramp. In: XIV kongress. KBGA, Sofija 1989. Tezisy dokladov, 919 – 922.
Michalík, J., Masaryk, P., Lintnerová, O., Soták, J., Jendrejáková, O., Papšová, J. a Buček, S., 1993: Facies, paleogeography and diagenetic evolution of the Ladinian/ Carnian Veterlin reef complex, Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). Geol. carpath., 44, 1, 17 – 34.
Michalík, J., Reháková, D. a Soták, J., 1994: Environments and setting of the Jurassic/Lower Cretaceous succession in the Tatric area, Malé Karpaty Mts. Geol. carpath., 45, 1, 45 – 56.
Michalík, J., Reháková, D. a Žítt, J., 1993: Upper Jurassic and Lower Cretaceous facies, microplankton and crinoids in the Kuchyňa Unit, Malé Karpaty Mts. Geol. carpath., 44, 3, 161 – 176.
Michalík, J., Reháková, D. a Halásová, E., 1990: K stratigrafii jursko-kriedových súvrství v doline Hlboč (vysocká jednotka krížňanského príkrovu, Malé Karpaty). Knih. Zem. Plyn Nafta, 9a, 183 – 204.
Mičian, Ľ., 1990: Geomorfologické pomery okolia atómových elektrární J. Bohunice. In: Mičian, L. (ed.): Komplexná ekologická štúdia výstavby a prevádzky JE Jaslovské Bohunice. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.
Mičian, Ľ., 1992: Nová koncepcia vertikálnej zonálnosti pedosféry Slovenska a jej kritika z komplexných pozícií. Geogr. slov., 1, 17 – 20.
Mikoláš, S., Tabak, J. a Valko, P., 1975: Doplnok č. 1 záverečnej správy a výpočtu zásob z lokality Cajla, stavebný kameň, doplňujúci ťažobný prieskum so stavom k 1. 2. 1975. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Mikula, P., 1994: Pezinok – zlatá žila, Au, VP, banský a vrtný prieskum a výskum technológie získavania Au – vyhľadávací prieskum, stav k 31. 8. 1994. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Ministerstvo životného prostredia SR, 2002: Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava, MŽP SR – SAŽP – Esprito.
Mišík, M., 1952: O vzniku spraše. Prír. a Spoloč., 1, 8, 502 – 503.
Mišík, M., 1966: Mikrofacies of the Mesozoic and Tertiary limestones of the West Carpathians – Mikrofácie vápencov mezozoika a terciéru Západných Karpát. Bratislava, Slov. Akad. Vied, 1 – 269.
Mišík, M., 1976: Geologické exkurzie po Slovensku. Bratislava, Slov. Pedag. Nakl., 7 – 359.

Mišík, M., 1986: Sedimentologisches und fazielles Studium der Trias und Lias der Devín-Entwicklung (Malé Karpaty). Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 41, 67 – 91.
Mišík, M. a Jablonský, J., 1978: Spodnotriasové kremence a zlepence Malých Karpát (rozbor valúnov, smery transportu, genéza). Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 33, 5 – 36.
Mišík, M. a Jablonský, J., 2000: Lower Triassic quartzites of the Western Carpathians: transport directions, source of clastics. Geol. carpath., 51, 251 – 264.
Mišík, M. a Sýkora, M., 1980: Jura der Silica-Einhest, rekonstruiert aus Geröllen, und Oberkretazische Süsswasserkalke des Gemerikums. Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 3, 239 – 261.
Mišík, M. a Sýkora, M., 1982: Allodapische Barmsteinkalke im Malm des Gebirges Čachtické Karpaty. Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 1, 51 – 78.
Mišík, M., Chlupáč, J. a Cicha, I., 1985: Stratigrafická a historická geológia. Bratislava, Slov. Pedag. Nakl., 5 – 570.
Mišík, M., Jablonský, J., Mock, R. a Sýkora, M., 1981: Konglomerate mit exotischen Material in dem Alb der Zentralen Westkarpaten – paläographische und tektonische Interpretation. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.), 37, 5 – 55.
Mock, R., 1971: Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre Verwendung in der Stratigraphie. Geol. Zbor. Geol. carpath., 22, 2, 241 – 260.
Modlitba, I., 1989: The prognosis of the engineering geological properties of loesses and loess soils. In: XIV congress KBGA, Sofia, 1 118 – 1 121.
Molčíková, V., 1962: Příspěvek k ekologii tortonské mikropaleontologické zóny aglutinancí v severozápadní části Podunajské nížiny. Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. paleont., 27, 205 – 232.
Mořkovský, M., 1957: Závěrečná zpráva o mělkém struktúrním průzkumu za r. 1956 v Malé dunajské nížině. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Mořkovský, M., 1959: Zpráva o strukturním průzkumu z oblasti Zvončín, Špačince, Nižná v severozápadní části Malé dunajské nížiny provedeném v roce 1957 a 1958. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Mořkovský, M., 1960: Nástín geologických poměru SZ části trnavského výběžku Malej dunajskej nížiny. Geol. Práce, Bratislava, 103 – 117.
Mojžišová, E., 1962: Mikropaleontologické vyhodnotenie vzoriek z vrtu Nižná-1. Manuskript. Hododnín, archív MND.
Nagy, A., Halouzka, R., Konečný, V., Dublan, L., Lexa, J., Fordinál, K., Havrila, M., Vozár, J., Kubeš, P., Liščák, P., Stolár, M. a Dulovičová, K., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny (východná časť) 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 7 – 187.
Nahálka, A. a Očenáš, D., 1970: Slovensko – oblasť Malé Karpaty, VP, dekoračný kameň, štúdia, stav k 1. 10. 1970. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Nemčok, A., 1982: Zosuvy v slovenských Karpatoch. Bratislava, Veda, 7 – 319.
Nemčok, M., Marko, F., Kováč, M. a Fodor, L., 1989: Neogene tectonics and paleostress changes in the Czechoslovakian part of the Vienna Basin. Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 132, 2, 443 – 458.
Odstrčil, J. a Hronec, J., 1974: Tíhový průzkum na západním Slovensku v širším okolí Nového Mesta nad Váhom. Manuskript. Brno, archív Geofyzika.
Ondrejíčková, A., 1986: Rádioláriové asociácie vrchnej jury a spodnej kriedy v Čachtických Karpatoch. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 80 s. (Geo 62784).

Ostrolúcky, P., 1983: Inžiersko-geologický prieskum elevácie Madunice, č. ú. 553 207 322. Vyhľadávanie ropy a zemného plynu. MND Hodonín. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Otepka, J., Menzelová, O., Hohyník, J., Mesko, M., Čubríková, E. a Toháčiková, A., 1983: Hlohovec – Sereď, prieskum a sanácia zosuvov. Manuskript. Bratislava, archív IGHP Žilina, 120 s.
Ožvoldová, L. a Sýkora, M., 1984: The radiolarian assemblage from Čachtické Karpaty Mts. limestones (the locality Šipkovský háj). Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 2, 259 – 290.
Pagáč, I., 1959: Lithologický popis jadier hlbinnej vrtby Cífer-2. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Pagáč, I., Husák, Ľ, Janči, J., Kubeš, P., Majcín, D., Reichwalder, P., Szalaiová, V., Šantavý, J., Tomek, Č. a Valušiaková, A., 1996: Zhodnotenie perspektív vyhľadávania uhľovodíkov vo vybraných oblastich Západných Karpát geofyzikálnymi metódami – časť geotermika. Manuskript. Bratislava, archív VVNP.
Panáček, A., 1986a: Mapy geofyzikálnych indícií a interpretácií (Ideový projekt). Manuskript. Bratislava, archív Geocomplex.
Pahr, A., 1984: Erlaeuterungen zu Blatt 137 Oberwart 1 : 50 000. Viedeň, GBA.
Papp, A., 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. Mitt. Gesell. Geol. (Wien) (1946 – 1948), 39 – 41, 99 – 193.
Papp, A., Cicha, I., Seneš, J. a Steininger, F. P. (eds.), 1978: Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän M_4, Badenien. Bratislava, Veda, 1 – 594.
Paul, K., 1863: Geologie der Waag- und Marchebene. Jb. K.-Kön geol. Reichsanst. (Wien), Verh., 13, 134 – 136.
Pálfalvi, F., 1975: Záverečná správa o výsledkoch priekumných vrtov FGS-1/A a FGS-1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Pánek, M., Hric, V., Vráboľová, M. a Krištofík, J., 1987: Vištuk – sanácia zosuvného územia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Pecho, J., 1970: Ložiská antimonitových rúd na Slovensku. ČZS za rok 1968. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Pelelíšek, J., 1952: Spraše dolního Považí. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 3, 3 – 4, 87 – 101.
Pelíšek, J., 1972: Spraše a sprašové hliny Československa. Geol. Průzk., 14, 9.
Pelíšek, J., 1976: Pleistocenní eolické písky a pohřbené půdy Mačanských vrškú (JZ Slovensko). Geol. Práce, Spr., 65, 221 – 229.
Peržel, M., 1964a: Geológia chočskej jednotky Bieleho pohoria Malých Karpát. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Peržel, M., 1964b: Zpráva o geologickom výskume chočskej jednotky v Bielom pohorí Malých Karpát. Zpr. geol. Výsk. v r. 1964, Časť 2. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 66 – 67.
Peržel, M., 1964c: Geológia Jablonicko-prašníckého pohoria (Predbežná zpráva). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Peržel, M., 1964d: Dokumentácia a lokalizácia prirodzených odkryvov k listom Plavecký Mikuláš (M-33-131-B-c), Smolenice (M-33-131- B-d), Plavecké Podhradie (M-33-131-D-a), Horné Orešany (M-33-131-D-b). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (Geo 12565).
Peržel, M., 1965: Nové poznatky o vývine a stratigrafii chočského príkrovu Malých Karpát. Zpr. geol. Výsk. v r. 1964, Slovensko, 2, 53 – 54.

Peržel, M., 1966a: Nové poznatky o stratigrafii chočského príkrovu Malých Karpát. Geol. Práce, Spr., 38, 87 – 98.
Peržel, M., 1966b: Stratigraphie der Trias der Choč-Decke des Biele pohorie der Malé Karpaty. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 17, 1, 157 – 166.
Pettko, J., 1856: Geologische Bau des niederungarischen Monten-Bezirkes. Verh. Ver. Naturkde. (Presburg), I, 19 – 24.
Petrbok, J., 1923: Příspěvek k seznání holocenních a pleistocenních měkkýšů Slovenska. Čas. Mineral. Geol., 1, 2 – 3, 17 – 21.
Petrbok, J., 1935: Měkkýši slovenského kvartéru. RČA, XLIV, 15, 16 s.
Petrbok, J., 1953: Význam „Velké rokle“ u Moravan pro studium pleistocénu. Geol. Sbor., 3, 3 – 4, 41 – 51.
Petrík, I., Broska, I. a Uher, P., 2001: The Malé Karpaty Mts. Modra Massif, Tatric Unit. In: Petrík, I., Kohút, M., Broska, I. (eds.): Granitic plutonism of the Western Carpathians – guide book to Eurogranites 2001. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied.
Pevný, J., 1963: Náleziská brachiopódov v mezozoiku Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Pevný, J., 1964a: Náleziská brachiopódov v mezozoiku Západných Karpát. Zpr. geol. Výsk. v r. 1963, 2, 72 – 74.
Pevný, J., 1964b: Brachiopóda severnej časti Malých Karpát. Geol. Práce, Spr., 33, 157 – 172.
Pevný, J., 1966: Biostratigrafický výskum brachiopodov mesozoika Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Pevný, J., 1971: Biostratigrafický výskum mlžov, bruchonožcov, ramenonožcov a hlavonožcov triasu, jury a kriedy Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Pevný, J., 1975: Karnické brachiopoda Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Pevný, J., 1980: Stratigrafická korelácia brachiopodov, konodontov a holotúrií v strednom a vrchnom triase. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Pevný, J., 1984: Indexové fosílie triasu Západných Karpát (ramenonožce). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Pipík, R., 1998: Salinity changes recorded by Ostracoda assamblages found in pannonian sediments in the western margin of the Danube Basin. In: Crasquin-Soleau, S., Braccini, E., Lethiers, F. (eds.): What about ostracoda? 3rd European ostracodologists meeting Paris – Bierville (France), July 8 – 12 th 1996, Memoire 20, Pau, 167 – 177.
Pivka, R., 1998: Vývoj svahových deformácií medzi Hlohovcom a Sereďou. Diplom. práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, 49 s.
Planderová, E., 1971: The Problem of floristic boundary between Pliocen-Pleistocene in Western Carpathians Mts. on the basis of palynological examination. Geol. Zbor. Geol. carpath., 22, 2.
Planderová, E. a Pahr, A., 1983: Biostratigraphical evaluation of weakly metamorphosed sediments of Wechsel Series and their possible correlation with Harmónia Group in Malé Karpaty Mts. Miner. slov., 15, 385 – 436.
Plašienka, D., 1987a: Mezozoikum. In: Vaškovský, I., Kohút, M., Nagy, A., Plašienka, D., Putiš, M., Vaškovská, E. a Vozár, J.: Stručné vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 Veľká Bratislava – sever (prvý variant). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Plašienka, D., 1987b: Litologicko-sedimentologický a paleotektonický charakter borinskej jednotky v Malých Karpatoch. Miner. slov., 19, 3, 217 – 230.
Plašienka, D., 1987c: Lithologic-sedimentologic and paleotectonic character of the Borinka Unit in the Malé Karpaty Mts. In: Maheľ, M. (ed.), 1987: Structural development of the Carpathian Balkan Orogenic Belt – Guide to excursions. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 47 – 82.
Plašienka, D., 1990: Regionálne strižné a transpresné zóny v tatriku Malých Karpát. Miner. slov., 22, 55 – 62.
Plašienka, D., 1995: Passive and active margin history of the northern Tatricum (Western Carpathians, Slovakia). Geol. Rdsch., 84, 748 – 760.
Plašienka, D., 1995a: Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Druhá časť: Štruktúrna geológia a paleotektonická rekonštrukcia. Miner. slov., 3, 27, 179 – 192.
Plašienka, D., 1995b: Mesozoic evolution of Tatric units in the Malé Karpaty and Považský Inovec Mts.: implications for the position of the Klape and related units in Westren Slovakia. Geol. carpath., 46, 2, 101 – 112.
Plašienka, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. Bratislava, Veda, 127 s.
Plašienka, D., Baráth, I., Gross, P., Nagy, A., Kohút, M., Kováč, M. a Petrík., 1993a: Geologická mapa Malých Karpát 1 : 50 000. Rukopisná mapa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Plašienka, D., Havrila, M., Michalík, J., Putiš, M. a Reháková, D., 1997b: Nappe structure of the western part of the Central Carpathians. In: Plašienka, D., Hók, J., Vozár, J. a Elečko, M., (eds.): Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas (International conference held on the occasion of Centennial of Dimitrij Andrusov). Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 139 – 161.
Plašienka, D., Korikovsky, S. P. a Hacura, A., 1993b: Anchizonal Alpine metamorphism of Tatric cover sediments in the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). Geol. carpath., 44, 365 – 371.
Plašienka, D. a Marko, F., 1993c: Geologická stavba strednej časti Považského Inovca. Miner. slov., 25, 11 – 22.
Plašienka, D., Marko, F., Hacura, A. a Reháková, D., 1991b: Mesozoic cover of Tatric units. In: Kováč, M., Michalík, J., Plašienka, D. a Putiš, M. (eds.): Malé Karpaty Mts. Geology of the Alpine-Carpathian junction. Guide to excursions, Smolenice 1991. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 27 – 40.
Plašienka, D., Marschalko, R., Soták, J., Peterčáková, M. a Uher, P., 1994: Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Prvá časť: Litostratigrafia a sedimentológia. Miner. slov., 26, 311 – 334.
Plašienka, D., Michalík, J., Kováč, M., Gross, P. a Putiš, M., 1991a: Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. – an overwiev. Geol. carpath., 42, 195 – 208.
Plašienka, D. a Putiš, M., 1987: Geological structure of the Tatricum in the Malé Karpaty Mts. Guide to exc., internat. conf. Structural development of the Carpathian-Balkan orogenic belt. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 45 – 82.
Plašienka, D., Reháková, D., Michalík, J., Mikleová, J., Planderová, E. a Hacura, A., 1989: Tektonika a paleotektonika mezozoických komplexov tatrika Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív GÚ SAV, 374 s.

Polák, M. a Bujnovský, A., 1979: Lučivnianske vrstvy pri Párnici (Nový názov litostratigrafickej jednotky spodnej kriedy obalových sérií Západ. Karpát). Geol Práce, Spr., 73, 61 – 69.

Polák, M., Havrila, M., Filo, I. a Pevný, J., 1996: Gader Limestones – a new lithostratigraphic unit of the Hronicum in the Veľká Fatra Mts. and its extension in the Western Carpathians. Slovak Geol. Mag., 3 – 4/96.

Polák, S., Szabová, J., Mokráš, L., Vozár, J. a Potančok, V., 1986: Záverečná správa úlohy Pezinok – Sb, surovina: Sb rudy, vyhľadávací prieskum, stav k 1. 1. 1986, mineralogická správa a petrografická správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Polášek, M., 1963: Nerastné suroviny v kvartéri západného Slovenska. Geol. Práce, 64, 223 – 231.

Porubský, A., 1964: Podzemné vody neogénnych a kvartérnych usadenín Slovenska. Geol. Práce, Spr., 32.

Porubský, A., 1974: Artézske vody pahorkatín juhozápadného Slovenska. Geogr. Čas., 26, 1, 3 – 15.

Pospíšil, L., 1971: Zpráva o výpočte zásob podzemních vod kvartéru středního toku Váhu. Manuskript. Brno, archív Geotest.

Pospíšil, L., 1990: Verifikace výsledků DPZ z kysucké části flyšového pásma na základě geologicko-geofyzikálních udajů. Manuskript. Brno, archív Geofyzika.

Pospíšil, L., Buday, T. a Fusán, O., 1992: Neotektonické pohyby v Západních Karpatech. Západ. Karpaty, Sér. Geol., 16, 65 – 84.

Pospíšil, P., Vass, D., Melioris, L. a Repka, T., 1978: Neotektonická stavba Žitného ostrova a priľahlého územia Podunajskej nížiny. Miner. slov., 10, 5, 443 – 456.

Pristaš, J. (ed.), Elečko, M., Maglay, J., Fordinál, K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M., Havrila, M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J., Tkáčová, H., Tkáč, J., Liščák, P., Jánová, V., Švasta, J., Remšík, A., Žáková, E. a Töröková, I., 2000b: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 250 s.

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. 1. vyd. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Pristaš, J., Halouzka, R., Horniš, J., Elečko, M., Konečný, V., Lexa, J., Nagy, A., Vass, D. a Vozár, J., 1996: Povrchová geologická mapa (Podunajsko – Danreg) 1 : 100 000, M-33-143. In: Kováčik, M., Tkáčová, H., Caudt, J., Elečko, M., Halouzka, R., Hušťák, J., Kubeš, P., Malík, P., Nagy, A., Petro, M., Pristaš, J., Rapant, S., Remšík, T., Šefara, J. a Vozár, J.: Podunajsko – Danreg. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Pristaš, J., Horniš, J., Halouzka, R., Maglay, J., Konečný, V., Lexa, J., Nagy, A., Vass, D. a Vozár, J., 1992a: Povrchová mapa Podunajska 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Pristaš, J., Horniš, J., Halouzka, R., Tkáčová, H. a Šefara, J., 1993: Litogenetická mapa a mapa hrúbok kvartéru. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Pristaš, J., Horniš, J., Halouzka, R., Tkáčová, H. a Šefara, J., 1992b: Litogenetická mapa a mapa hrúbok kvartéru 1 : 100 000 – projekt DANREG. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Prošek, F. a Ložek, V., 1953: Spraśový profil v Bance u Piešťan (západní Slovensko). Anthropozoikum (Praha), III, 301 – 323.
Prutká, A., 1969: Těžební průzkum cihlářských hlin – Senec, č. ú. 528 000 160. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Putiš, M., 1980: Succesion of tectonic strudtures in the crystalline and envelope Paleozoic of the Považský Inovec Mts. Geol Zbor. Geol. carpath., 31, 619 – 625.
Putiš, M., 1992: Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathian crystalline basement. Geol. carpath., 43, 369 – 380.
Putiš, M., 1980: Succesion of tectonic structures in the crystalline and envelope Paleozoic of the Považský Inovec Mts. Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 619 – 625.
Putiš, M., 1981: Geologicko-tektonické pomery predtriasových útvarov Považského Inovca a kryštalinika Kráľovej hole. Manuskript. Bratislava, archív GÚ SAV, 187 s.
Putiš, M., 1983: Outline of geological-structural development of the crystaline complex and envelope paleozoic of the Považský Inovec Mts. Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 4, 457 – 482.
Putiš, M., 1986: Príspevok k poznaniu mladšieho paleozoika Považského Inovca. Geol. Práce, Spr., 84, 65 – 83.
Putiš, M., 1987: Geológia a tektonika juhozápadnej a severnej časti kryštalinika Malých Karpát. Miner. slov., 19, 2, 135 – 157.
Putiš, M., 1991: Geology and petrotectonic of some shear zones in the West Carpathian crystalline complexes. Miner. slov., 23, 459 – 473.
Putiš, M., 1992: Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathian crystalline basement. Geol. Zbor. Geol. carpath., 43, 369 – 380.
Putiš, M., Hrdlička M. a Uher, P., 2004: Litológia a granitoidný magmatizmus staršieho paleozoika Malých Karpát. Miner. slov., 36, 183 – 194.
Rak, D., 1971a: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR – list mapy M-33-132-A Vrbové (okres Trnava), stav k 31. 10. 1971. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Rak, D., 1971b: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR – list mapy M-33-132-C Trnava, stav k 15. 10. 1971. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Rapant, S., Vrana, K. a Bodiš, D., 1996: Geochemický atlas Slovenska, Časť I: Podzemné vody. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 5 – 127.
Rebro, A., 1965: Hydrogeologický prieskum na ochranu a rozšírenie zdrojov termálnych vôd v Piešťanoch – vrt G-11. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Richarz, P., 1908: Der südliche Teil der Kleinen Karpathen und die Hainburger Berge. Eine petrographisch-geologische Untersuchung. Verh. K.-Kön. Geol. Reichsanst., 58, 1 – 48.
Rohaľová, M., Tabak, J., Bondarenková, A. a Michel, J., 1973: Nové Mesto nad Váhom – Zelená voda, štrkopiesky, záverečná správa združeného prieskumu s výpočtom zásob, so stavom ku dňu 15. 11. 1972. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Roniewicz, E. a Michalík, J., 1998: Rhaetian scleractinian corals in the West Carpathians. Geol. carpath., 49, 6, 391 – 399.
Roniewicz, E. a Michalík, J., 2002: Carnian corals from the Malé Karpaty Mountains, Western Carpathians, Slovakia. Geol. carpath., 53, 3, 149 – 157.
Royden, L. H., Horváth, F. a Rumpler, J., 1983: Evolution of the Pannonian basin systém. I. Tectonics. Tectonics, 2, 61 – 90.

Rögl, F. a Steininger, F., 1983: Von Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Ann. Naturhist. Mus. Wien, 85A, 135 – 163.
Rögl, V. F., Zapfe, H., Bernor, R. L., Brzobohatý, R., Daxner-Höck, G., Draxler, I., Fejfar, O., Gaudant, J., Herrmann, P., Rabeder, G., Schultz, O. a Zetter, R., 1993: Die Primatenfundstelle Götzendorf an der Leitha (Obermiozän des Wiener Beckens, Niederösterreich). Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 136, 2, 503 – 526.
Rybárová, P. a Šajgalík, J., 1982: Kritériá preliačivosti spraše a vhodnosť ich použitia. Miner. slov., 14, 1, 63 – 76.
Sabol, M., Joniak, P. a Holec, P., 2004: Succession (-s) of mammalian assemblages during the Neogene – a case study from the Slovak part of the Western Carpatians. Scr. Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun., Geol.,31 – 32, 65 – 84.
Salaj, J., 1982: Mesozoic paleogeographic development in the northwestern part of the West Carpathians of Slovakia. Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 39, 3, 203 – 229.
Salaj, J. a Began, A., 1983: Senonian to Paleogene paleogeographic and tectonic development of the Myjavská Pahorkatina Upland (Wset Carpathians, Czechoslovakia). Zitteliana, 10, 173 – 181.
Salaj, J. a Began, A., 1986: Príspevok k tektonike bradlového a klapského pásma stredného Považia. Region. geol. Západ. Karpát, 21, 101 – 104.
Salaj, J., Began, A. a Hanáček, J., 1983a: Geological structures of Myjavská pahorkatina (upland) and Čachtické Karpaty. In: Samuel, O. a Gašpariková, V. (ed.) et al.: 18th European Colloquy on Micropaleontology. Excursion-guide, September 11 – 20, 1983. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 31 – 45.
Salaj, J., Began, A., Hanáček, J., Mello, J., Kullman, E., Čechová, A. a Šucha, P., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 50 000 Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 9 – 181.
Salaj, J., Borza, K. a Samuel, O., 1983b: Triassic Foraminifers of the West Carpathians. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 213 s., tab. 1 – 157.
Scharek, P. (ed.), Herrmann, P., Schrarek, P., Kaiser, M., Pristaš, J. a Tkáčová, H., 1998: Danube region Vienna – Bratislava – Budapest. Map of genetic types and thickness of Quarternary sedimensts 1 : 200 000. DANREG (Danube region Environmental Geology Programmme). Budapest, Mag. áll. földt. Intéz., Geol. Inst. Hung.
Scharek, P. (ed.), Molnár, P., Pristaš, J. a Schäffer, G., 1998a: Danube region Vienna – Bratislava – Budapest. Neotectonic Map 1 : 200 000. DANREG (Danube region Environmental Geology Programmme). Budapest, Magy. áll. Földtani Intéz., Geol. Inst. Hung.
Scharek, P. (ed.), Molnár, P., Pristaš, J. a Schäffer, G., 2000: Neotectonic Map. In: Császár, G. (ed.): Danube Region Environmental Programme DANREG – Explanatory Notes. Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 142, 4, 483 – 492.
Schmidt, Z., 1971: Kvartérne mäkkýše spraší v Senci (Trnavská pahorkatina). Geol. Práce, Spr., 56, 185 – 197.
Schmidt, Z., 1975: Fosílne mäkkýše risskej sprašovej série sondážneho profilu JB-1 v Jaslovských Bohuniciach. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geotechniky SVŠT.
Schmidt, Z. a Halouzka, R., 1970: Nová fauna vertebrát villafranchienu zo Strekova na Hronskej pahorkatine (Podunajská nížina). Geol. Práce, Spr., 51, 173 – 183.

Slavíková, K., 1954: Mikrostratigrafie pannonské pánve. Mikrobiostratigrafie západní části Malodunajské nížiny (hlubinná vrtba Báhoň). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Slávik, J. (ed.), Bystrický, J., Ilavský, J., Kantor, J., Bartalský, J., Hruškovič, S., Polák, S., Urban, K., Ťapák, M., Čillík, J., Hano, V., Gašparik, J., Račický, M., Buday, T., Ilavská, Ž., Porubský, A. a Tkáčik, P., 1967: Nerastné suroviny Slovenska. Praha, Ústř. Úst. geol. 510 s.

Sliva, Ľ., Vojtko, R., Joniak, P., Kováč, M. a Baráth, I., 2002: Sedimentology and tectonics of the Plio-Quaternary sedimentary sequences of southern part of the Považský Inovec Mts. Geol. carpath., spec. iss., 53, 38 – 40.

Smiešková, K., 1999: Chtelnica – Malé Skalky – pieskovec a zlepenec blokovo dobyvateľný, výpočet zásob, stav k 31. 3. 1999. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Smolíková, L., 1960: Fosilní skvrnité půdy v ČSSR (předběžná správa). Věst. Ústř. Úst. geol., 35, 5, 371 – 373.

Smolíková, L., 1972: Hlavní mikromorfologické znaky půd. Čas. Mineral. Geol., 17, 1.

Soták, J. a Lintnerová, O., 1994: Diagenesis of the Veterlín Reef Complex (Malé Karpaty Mts., Western Carpathians): isotope geochemistry, cathodoluminiscence, and fluid inclusion data. Geol. carpath., 45, 4, 239 – 254.

Stache, G., 1864a: Bericht über geologischen Verhäaltnisse des Inovec – Gebirges in Ungarn in dem Gebiete zwischen Waag und Neutra. Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), 14, 2, 68 – 72.

Stache, G., 1864b: Geologische Aufnahme des Inovec Gebirges. Verh. Geol. Reichsanst. (Wien), 14, 42 – 47.

Stankoviansky, M., 1993a: Vývoj reliéfu južnej časti Trnavskej tabule. Geogr. Čas., 45, 93 – 107.

Stankoviansky, M., 1993b: Problems in the study of exogenic morphogenesis of loess territory: an example from the Trnava Hillyland, Slovakia. In: Third Internat. Geomorphology Conference, Hamilton, Ontario, Canada, August 23. – 28. 1993. Hamilton (IAG), 253 s.

Stankoviansky, M., 1994a: Morfoštruktúrne jednotky Trnavskej pahorkatiny v širšom zázemí Jaslovských Bohuníc a ich vývoj. Geogr. Čas., 46., 4, 383 – 398.

Stankoviansky, M., 1994b: Morfoštruktúrna charakteristika Brezovských Karpát a priľahlej časti Trnavskej pahorkatiny a náčrt morfoštruktúrneho vývoja ich kontaktnej zóny. In: Machová, Z. (ed.): Zborník referátov z konferencie: Prírodná časť krajiny, jej výskum a návrhy na využitie, Bratislava, 2. 2. 1994, PriF UK, 102 – 105.

Stankoviansky, M., 1994c: Heterogénnosť kontaktnej zóny Malých Karpát so susednými morfoštruktúrnymi jednotkami. In: Mariot, P. (ed.): Zborník abstraktov, referátov 11. zjazdu SGS, Častá 8. – 11. 11. 1994, Bratislava, Geogr. ústav SAV, 17.

Steininger, F., Seneš, J., Kleemann, K. a Rögl, F. (eds.), 1985: Neogene of the mediterranean Tethys and Paratethys, vol. 1, 2, University of Vienna, 1 – 189, 1 – 536.

STN 73 0036 – Seizmické zaťaženia stavebných konštrukcií.

STN 75 7111 – Pitná voda.

Stur, D., 1847: Geognostische Untersuchungen aus Modern. Haidinger´s Berichte (Wien), III.

Stur, D., 1859: Die geologische Übersichtskarte des Wassergebietes der Waag im nordwestlichen Ungarn. Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), X, 27 – 31.

Stur, D., 1860a: Congerien- und Cerithien-Schichten bei Terlink zwischen Modern und Bösing in Ungarn. Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 77 – 79.
Stur, D., 1860b: Bericht über geologische Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jb. K.-Kön geol. Reichsanst. (Wien), 11, 17 – 151.
Šajgalík, J., 1964a: Petrografia považských spraší. Acta geol. geogr. Univ. comen., Geol., 9.
Šajgalík J., 1964b: Die Lössablagerungen des Váh – Tales. Geol. Sbor., XV, 2, 243 –252.
Šajgalík J., 1964c: Genéza spraší vo svetle súčasných výskumov. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 9.
Šajgalík, J., 1967: Kvartérne sedimenty údolia Váhu mezi Trenčínom a Piešťanmi. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 12, 133 – 154.
Šajgalík, M., 1977: Makropórovitosť spraší a jej problematika. Miner. slov., 9, 5, 321 – 326.
Šajgalík, J., 1980: Príčiny porúch stavieb postavených na spraši ach. Geol. Průzk., 8.
Šajgalík, J., 1991: Geotechnical properties of the Danubian lowland loess soils in the Slovak Carpathians. Slovak Tech. Univ., Dep. Geotech., Bratislava. In: Proceedings 13th Congress of the International Union for Quaternary Research, Distribution and chronological problems of loess. Pecsi-Marton (editor). GeoJurnal, 24, 2, 165 – 174.
Šajgalík, J. a Klukanová, A., 1991: Zmeny vnútornej straty spraší spôsobené ich presadavosťou. Inžinierska geológia – výskum a prax. Zbor. referátov z vedeckej konferencie. Bratislava, 98 – 103.
Šajgalík. J. a Mahr, T., 1975: Geotechnické vlastnosti mladowürmských spraší sv. časti Trnavskej pahorkatiny. Geotech. Zbor., s. 37 – 50.
Šajgalík, J. a Modlitba, I., 1973: Vplyv prostredia vzniku sedimentu na niektoré fyzikálno-mechanické vlastnosti spraší. Miner. slov., 5, 1, 9 – 20.
Šajgalík, J. a Modlitba, I., 1979: Štúdium preliačivosti spraší Trnavskej pahorkatiny. In: Inžinierskogeologické štúdium horninového prostredia a geodynamických procesov. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. kad. Vied, 244 – 260.
Šajgalík, J. a Modlitba, I., 1983: Spraše Podunajskej nížiny a ich vlastnosti. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 204 s.
Šajgalík, J. a Rybárová, P., 1981: Vlastnosti spraší Trnavskej pahorkatiny. Zbor. prednášok. Štrbské Pleso, 53 – 61.
Šancer, E. V., 1951: Alluvij ravninnych rek umernennogo pojasa i ego značenije dľa poznanija zakonomernostej strojenija i formirovanija alluviaľnych svit. Trudy Inst. geol. nauk. vyp., geol. ser., 135, 55.
Šibrava, V., 1974: K problematice hranice pliocén a její pozici na území Československa. Sbor. geol. Věd, Antropozoikum, 10.
Škvarček, A., 1979: Geomorfologické pomery SZ časti Podunajskej nížiny v okolí Trnavy. Acta geol. geogr. Univ. Comen., 17, 103 – 117.
Štefanovičová, T. (ed.), Halouzka, R., Krippel, E., Novotný, B., Novotná, M., Farkaš, Z., Studeníková, E., Pieta, K., Zachar, L., Kolník, T., Krekovič, E., Snopko, L., Geržová, I., Ferus, V., Hečková, I., Štefanovičová, T., Hajnalová, E., Šefčáková, A. a Cidlinská, L., 1993: Najstaršie dejiny Bratislavy. Bratislava, Elán, 9 – 27.
Švagrovský, J., 1971: Das Sarmat der Tschechoslowakei und seine Molluskenfauna. Acta geol. geogr. Univ. Comen., 20, 7 – 473.
Tanistrák, J., 1969: Litologický popis mechanických jadier odobraných na vrte Madunice-3. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Tollmann, A., 1966: Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. Mitt. Geol. Gesell. (Wien), 58 (1965), 103 – 207.
Tollmann, A., 1985: Geologie von Österreich, Bd. 2. Wien, Franz Deuticke, 711 s.
Tyráček, J., 1963: Přehled fluviálních sedimentů v Západních Karpatech. Geol. Práce, Zoš., 64.
Ťapák, M., Smiešková, K., Zuberec, J. a Trégerová, R., 1974: Ložiská stavebných nerastných surovín Slovenskej socialistickej republiky (kameň, štrky, piesky, tehliarske suroviny), Západoslovenský, Stredoslovenský a Východoslovenský kraj. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Uher, P., 1987: Akcesorické minerály vybraných hornín južných častí Považského Inovca. Diplom. práca. Manuskript. Bratislava, archív Katerdry geochémie PriF UK.
Uher, P., 1999: Clasts of tourmaline-rich rocks in Lower Triassic quartzites, the Tatric Unit, Central Western Carpathians: tourmaline composition and problem of source areas. Geol. carpath., 50, Spec. Vol., Carpathian Geology 2000, 140 – 141.
Uhlig, V., 1902: Beiträge zur Geologie des Fatrakriváň-Gebirges. Denkschriften (Österr. Akad. Wiss.) math.-naturwiss. Kl., 519 – 561.
Uhlig, V., 1903: Bau und Bild der Karpathen, 745 – 750. In: Bau und Bild Österreichs. Wien – Leipzig, 651 – 911.
Uhlig, V., 1907: Über die Tektonik der Karpathen. Sitz.-Ber. K. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. (Wien), 116, 1, 871 – 982.
Urban, K., 1972: Geologické poznatky zo stavby vodných diel Drahovce a Madunice. Inžiniersko-geologický výskum, 3, s. 136 – 148.
Urbánek, J., 1966: Malé Karpaty a priľahlá časť Podunajskej nížiny v oblasti Jur – Pezinok. Náuka o Zemi, Sér. geogr., 2, 1, 1 – 48.
Valušiaková, A., 1971: Správa o gefyzikálnom prieskume na lokalite Dolný Váh. Manuskript. Bratislava, archív Geocomplex.
Vaškovská, E., 1964: Správa o litologickom výskume spraší Západných Karpát. Spr. geol. Výsk. v r. 1963. Bratislava.
Vaškovská, E., 1965: Správa o litologickom výskume spraší Západných Karpát. Spr. geol. Výsk. v r. 1964, 2. Bratislava, 154 – 156.
Vaškovská, E., 1970a: Litologická charakteristika kvartérnych sedimentov profilu SE-1 v Senci. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Vaškovská, E., 1970b: Litologická a mikromorfologická charakteristika spraší a fosílnych pôd v seneckej tehelni. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Vaškovská, E., 1970c: Niektoré mikromorfologické črty fosílnej pôdy posledného interglaciálu v profile Nové Mesto nad Váhom (Mnešice). Geol. Práce, Spr., 53, 185 – 188.
Vaškovská, E., 1986: Litogeochemická charakteristika fluviálnych sedimentov a pôd holocénu v Podunajskej nížine. Spr. Výsk. Geol. Úst. D. Štúra, 127 – 139.
Vaškovský, I., 1970a: K priebehu podložia pod sprašovými pokryvmi a piesčito-štrkovou akumuláciou na Trnavskej pahorkatine. Geol. Práce, Zoš., 53..
Vaškovský, I., 1970b: Geological profile of the Quarternary near Nové Mesto nad Váhom (Mnešice). Věst. Ústř. Úst. geol., 45, 41 – 44.
Vaškovský, I., 1971: Morfológia podložia kvartéru Trnavskej pahorkatiny. Geol. Práce, Spr., 55, 59 – 64.
Vaškovský, I., 1981: Geologicko-tektonická štúdia z územia Trnavskej pahorkatiny a v jej okolí (pre potreby JE v Jaslovských Bohuniciach). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Vaškovský, I., 1986: Príspevok k tektonike územia „Veľkej Bratislavy“. Geol. Práce, Spr., 84, 141 – 156.
Vaškovský, I. a Karolusová, E., 1969: Prvý nález vulkanického popola v spraši ach komjatickej tehelne. Geol. Práce, Spr., 50.
Vaškovský, I. a Vaškovská, E., 1974: Übersicht der Stratigraphie des Quartärs der Slowakei. KBGA, Proc. Xth Congr. KBGA 1973, III. sect. Bratislava.
Vaškovský, I. a Vaškovská, E., 1977: Regionálny kvartérno-geologický výskum Žitného ostrova. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Vaškovský, I. a Žebera, K., 1967: Kvartér Západných Karpát. In: Buday, T. et al: Regionální geologie ČSSR. Díl II., sv. 2, Západní Karpaty. Praha, Academia, 7 – 651.
Vaškovský, I., Kohút, M., Nagy, A., Plašienka, D., Putiš, M., Vaškovská, E. a Vozár, J., 1987: Stručné vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 Veľká Bratislava – sever (prvý variant). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Vaškovský, I., Kohút, M., Nagy, A., Plašienka, D., Putiš, M., Vaškovská, E. a Vozár, J., 1988: Geologická mapa Bratislavy a okolia 1 : 25 000. In: Atlas máp. Bratislava, SGÚ – Geol. Úst. D. Štúra.
Vaškovský, I., Vaškovská, E. a Hanzel, V., 1980: Regionálny kvartérno-geologický výskum na liste Galanta 1 : 50 000. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Vass, D., 1999: Litostratigrafia neogénu Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Vass, D., 2002: Litostratigrafia Západných Karpát – sedimentárny neogén a budínsky paleogén. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 7 – 202.
Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Krystek, I., Köhler, E., Lexa, J., Nemčok, J., Růžička, M. a Vaškovský, I., 1988b: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR, Mapa 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
Vass, D. a Gašparik, J., 1978: Štúdia o pevných palivách v Západných Karpatoch (Slovensko). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Vass, D. a Pereszlényi, M., 1998: Assymetric lithospheric stretching in Danube Basin. Slovak Geol. Mag., 4, 61 – 74.
Vass, D., Vaškovský, I., Vaškovská, E. a Pristaš, J., 1980: Niektoré črty geologického vývoja Podunajskej panvy. Materiály XXIII. celoštátnej geologickej konferencie Slov. geol. spoločnosti. Bratislava.
Vetters, H., 1904: Die Kleinen Karpaten als geologisches Bindeglied zwischzen Alpen und Karpaten. Verh. Geol. Reichsanst. (Wien), 5, 134 – 143.
Vetters, H., 1908: Die Geologie des Zjargebirges in den ungarischen Karpathen. Mitt. Geol. Gessell. (Wien), 1, 381 – 382.
Vilinovič, V. a Petrík, I., 1984: Petrogenetické modelovanie diferenciácie granitoidných magiem: Kumulátový charakter modranských granodioritov. Acta Montana, 68, 205 – 224.
Vybíral, V. a Wagner, P., 2003: Aplikácia metódy PEE pri analýze vývoja zosuvov. In: Zbor. z konf. Nové metódy v geotechnickom inžinierstve. Bratislava, 73 – 78.
Vybíral, V. a Wagner, P., 2004: Hodnotenie stability územia na základe výsledkov merania poľa PEE. In: Zbor. z konf. Geológia a životné prostredie IV. Bratislava, 71 – 75.
Vojtaško, I. a Šechny, J., 1988: Spraše a polygenetické sprašoidné sedimenty širšieho okolia Trnavy. Miner. slov., 20, 4, 337 – 352.

Vozár, J., Vojtko, R. a Slíva, Ľ., (eds.), 2002: Guide to Geological Excursions. XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, Slovak Republik. Geol. carpath., 53.

Wolska, A., Koszowska, E. a Szulc, J., 2002: Middle Triassic pyroclastics intercalations within the Reifling beds of the Choč nappe, Slovakia. Miner. Soc. Pol. – Spec. Pap., 20, 234 – 236.

Zaťko, M., 1959: Geomorfologické pomery v oblasti Dubová – Častá – Doľany v strednej časti Malých Karpát. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geogr., 1, 49 – 84.

Zaťko, M., 1962: Geomorfologické pomery s prihliadnutím ku geológii kvartéru. In: Buday, T., Cambel, B., Maheľ, M. et al: Vysvetlivky k prehľadnej geol. mape ČSSR 1 : 200 000, Wien – Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 201 s.

Zavřelová, D., Paulík, J. a Chlpoš, P., 1968: Zpráva o geoelektrickem průzkumu Piešťanského zálivu. Manuskript. Bratislava, archív Geocomplex.

Záruba, Q. a Andrusov, D., 1936: Zpráva o geologickém výzkumu území projektované hlavní dráhy Zlaté Moravce – Zbehy. Manuskript. Bratislava, archív Št. geol. úst. D. Štúra.

Zbořil, L., Halmešová, S., Kurkin, M. a Stránska, M., 1983: Geofyzikálny výskum v priestore Žilinskej, Ilavskej a Trenčianskej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zbořil, L., Šutora, A., Puchnerová, M., Szalaiová, V. a Kráľ, M., 1985: Geofyzikálny výskum Ilavskej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zimáň, M., 1979: Základný geologický výskum západnej časti Považského Inovca. Diplom. práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. a paleont. PriF UK (Geo 43 311), 46 s.

Zlinská, A., 2003: Zhodnotenie mikrofauny z vrtov ma Trnavskej pahorkatine. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zlinská, A., 2004: Zhodnotenie mikrofauny z Častej a Horných Orešian (Trnavská pahorkatina). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zlinská, A. a Fordinál, K., 1992: Biostratigrafické a paleoekologické vyhodnotenie bádenských sedimentov okolia Smoleníc. Geol. Práce, Spr., 96, 69 – 73.

Zuberec, J. a Hasch, J., 1996: Inventarizácia stavebných surovín v trase projektovanej diaľnice. Informat. správa, stav k 31. 8. 1996. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zuberec, J. a Kozáč, J., 1998: Nový pohľad na nerudné nerastné suroviny Slovenskej republiky, ich výskyt a možnosti využitia. Miner. slov., príl., 30.

Zuberec, J., Kozáč, J. a Bystrická, G., 2002: Komplexné zhodnotenie nerastných surovín SR, záverečná správa, stav k 31. 10. 2002. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Zuberec, J., Tréger, M., Lexa, J. a Baláž, P., 2004: Nerastné suroviny Slovenska, súbor máp M 1 : 500 000. Braislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra – MŽP SR.

Žákovský, R., Horváth, I. a Nahálka, A., 1969: Boleráz – tehliarske hliny. Záverečná správa a výpočet zásob z etapy podrobného prieskumu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Žebera, K., 1958: Československo ve starší době kamenné. Praha, ČSAV.

Žebera, K., 1963: K metodice základního geologického výzkumu a mapování čtvrtohorních pokryvních utvarů a zvětralinových plášťů. Geol. Práce, 64, 21 – 26.

VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE PODUNAJSKEJ NÍŽINY – TRNAVSKEJ PAHORKATINY

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2011
Vedúci odd. Vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie: RNDr. Ladislav Martinský
Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová
Grafická úprava a technické spracovanie: Gabriela Šipošová

Tlač a knihárske spracovanie: ŠGÚDŠ Bratislava

ISBN 978-80-89343-50-8

ISBN 978-80-89343-50-8