

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

POVAŽSKÉHO INOVCA A JV. ČASTI TRENČIANSKEJ KOTLINY

1 : 50 000

Zostavili: Ján Ivanička a Milan Kohút



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.

Ján Ivanička, Milan Kohút, Milan Havrila, Mário Olšovský, Jozef Hók, Martin Kováčik, Ján Madarás, Milan Polák, Miloš Rakús[†], Ivan Filo, Michal Elečko, Klement Fordinál, Juraj Maglay, Ján Pristaš, Stanislav Buček, Ladislav Šimon, Peter Kubeš, Svetozár Scherer, Ján Zuberec, Ivan Dananaj a Alena Klukanová

v spolupráci so špecialistami:

Patrik Konečný, Daniela Boorová, [†]Zuzana Siráňová, Adriena Zlinská a Katarína Žecová

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

POVAŽSKÉHO INOVCA A JV. ČASTI TRENČIANSKEJ KOTLINY

1 : 50 000

Zostavili: Ján Ivanička a Milan Kohút

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA 2011

Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2011

ISBN 978-80-89343-65-2

OBSAH

ABSTRAKT	7
ÚVOD (<i>J. Ivanička</i>)	11
Geografická a geomorfologická charakteristika územia (<i>J. Ivanička</i> a <i>J. Maglay</i>)	13
Regionálny geologický prehľad (<i>J. Ivanička</i>)	16
Prehľad geologických výskumov (<i>J. Ivanička, M. Kohút, J. Maglay,</i> <i>K. Fordinál</i> a <i>M. Olšavský</i>)	20
OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY(<i>J. Ivanička, M. Kohút, M. Olšavský,</i> <i>J. Hók, M. Polák, M. Elečko, K. Fordinál, J. Maglay</i> a <i>J. Pristaš</i>)	27
Tatrikum	27
Veporikum	30
Hronikum	31
Manínska jednotka	33
Terciér a kvartér	33
CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK	36
TATRIKUM	36
Úvod (<i>J. Hók, †M. Rakús</i> a <i>J. Ivanička</i>)	36
KRYŠTALINIKUM	38
Metamorfované horniny (<i>M. Kováčik, M. Kohút, J. Madarás</i> a <i>J. Ivanička</i>)	38
Granitoidné horniny (<i>M. Kohút, M. Kováčik, J. Ivanička</i> a <i>J. Madarás</i>)	63
MLADŠIE PALEOZOIKUM – MEZOZOIKUM	74
Úvod (<i>M. Olšavský</i> a <i>M. Havrila</i>)	74
Tribečská sukcesia (<i>M. Havrila</i>)	75
Inovecká sukcesia (<i>M. Havrila</i>)	79
Sukcesia Patrovca (<i>M. Polák</i>)	96
Selecká sukcesia (<i>M. Olšavský</i> a <i>J. Hók</i>)	99
Humienecká sukcesia (<i>† M. Rakús</i>)	109
Hornobelická skupina (<i>† M. Rakús</i>)	113
VEPORIKUM (FATRIKUM)	120
Úvod (<i>M. Havrila</i>)	120
Beckovská sukcesia (<i>J. Hók</i>)	120

Zliechovská sukcesia (<i>M. Havrila</i> a <i>I. Filo</i>)	125
HRONIKUM	145
Úvod (<i>M. Havrila</i>)	145
Príkrov Homôľky	150
Sukcesia Dobrej Vody (<i>M. Polák</i>)	150
Príkrov Teplého vrchu, Podhradía a Beckova	154
Veterlínska sukcesia (sukcesia Dobrej Vody/bebravskej sukcesie) (<i>M. Havrila</i>)	154
Považský príkrov	170
Bebravská sukcesia (<i>S. Buček</i>)	170
MANÍNSKA JEDNOTKA (<i>M. Polák</i>)	182
VULKANITY NEISTÉHO VEKU (<i>L. Šimon</i>)	189
TERCIÉR (<i>K. Fordinál, M. Elečko, S. Buček</i> a <i>M. Havrila</i>)	191
KVARTÉR (<i>J. Maglay</i> a <i>J. Pristaš</i>)	214
GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA	245
Tatrikum/infratatrikum	245
Kryštalinikum (<i>J. Ivanička, J. Hók</i> a <i>M. Kohút</i>)	245
Mladšie paleozoikum (<i>M. Olšovský</i>)	251
Paleoalpínska až mezoalpínska etapa (<i>M. Havrila</i>)	252
Štruktúrne postavenie a palinspastická príslušnosť hornobelickej skupiny (<i>J. Hók</i> a † <i>M. Rakús</i>)	254
Stručná drobnotektonická charakteristika tatrika seleckého bloku (<i>J. Hók</i> a <i>J. Madarás</i>)	260
Veporikum (fatrikum) (<i>M. Havrila</i>)	261
Hronikum (<i>J. Ivanička</i>)	265
Neoalpínska etapa (<i>J. Madarás</i>)	266
Tektonika terciérnej výplne Trenčianskej kotliny (<i>M. Elečko</i> a <i>K. Fordinál</i>)	269
ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV (<i>P. Kubeš</i>)	277
HYDROGEOLOGICKÉ POMERY (<i>S. Scherer</i>)	285
PREHĽAD LOŽÍSK NERASTOV REGIÓNU (<i>J. Zuberec</i>)	310
GEOLOGICKÉ FAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA (<i>I. Dananaj, A. Klukanová</i> a <i>J. Madarás</i>)	327
VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY (<i>J. Ivanička, M. Kováčik, J. Madarás, M. Olšovský, I. Filo, M. Havrila, J. Hók, M. Polák</i> a <i>M. Elečko</i>)	333
ZÁVER (<i>J. Ivanička</i>)	348
LITERATÚRA	353
SUMMARY	384

ABSTRAKT

Pohorie Považský Inovec predstavuje západný výbežok pásma jadrových pohorí vnútorných Karpát. Podľa regionálneho geologického členenia Vassa et al. (1988) Považský Inovec reprezentuje megaantiklinálnu hrasť, ktorá je od blatnianskej priehlbiny (na západe), rišňovskej priehlbiny (na juhovýchode) a Bánovskej kotliny (na severovýchode) oddelená zlomami.

Na geologickej stavbe Považského Inovca sa podieľajú paleoalpínske, sčasti až mezoalpínske tektonické jednotky vnútorných Západných Karpát: tatrikum (infratatrikum), fatrikum a hronikum. Sformovali sa počas viacerých tektonických procesov. Za najdôležitejšiu fázu sa všeobecne pokladá predsenónska – mediteránna fáza, počas ktorej sa sformovali základné makroštruktúry. Charakteristickým znakom pohoria popri prikrývovej stavbe je aj jeho výrazná bloková stavba. V dôsledku odlišného tektonometamorfného vývoja kryštalinika, rozdielného zastúpenia mladšieho paleozoika, ako aj odlišných faciálnych typov obalového mezozoika tu Mahel' (1986) vymedzil tri samostatné bloky: severný – selecký, rozložený severne od hrádockej línie, stredný – bojníansky – leží medzi hrádockou a koplotovskou líniou a južný – hlohovecký – sa nachádza južne od koplotovskej línie. Rozdiely v stavbe uvedených blokov sú výrazné.

Inovecké kryštalinikum seleckého bloku predstavuje najspodnejší horizont tatrika (?infratatrika) Považského Inovca. Je zložený z metamorfovaných parasedimentárnych (rozličné typy svorov a rúl) a vulkanických hornín (amfibolitov), ako aj rozličných petrografických variet granitoidných hornín. Na základe odlišností v litologickom a metamorfnom vývoji odlišujeme „spodnú“ a „vrchnú“ stavbu kryštalinika. Spodnú stavbu kryštalinika reprezentuje relatívne vyššie metamorfovaný ($T \geq 550\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P \geq 350\text{ MPa}$) rulovo-amfibolický horninový komplex, do ktorého intrudovali dve generácie hercýnskych granitoidov. Predpokladáme, že vek spodného metamorfného komplexu je starší ako vrchný silúr. Vrchnú stavbu kryštalinika Považského Inovca tvorí mladší, devónsky vulkanosedimentárny metamorfný komplex, ktorý je nižšie metamorfovaný ($T \leq 500\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P \leq 300\text{ MPa}$) a bez intruzívnych kontaktov s hercýnskymi granitoidmi. V rámci nového mapovania bol vyčlenený vulkanosedimentárny komplex Hlavinky v južnej časti pohoria (Kohút et al., 2005) a jeho analógia, komplex Prieľačiny v centrálnej časti pohoria.

Charakteristický mladopaleozoický komplex karbónsko-permského veku (zaradený do seleckej sukcesie) má flyšoidný charakter, lokálne deltovo-marinný (Vozárová a Vozár, 1988). Vyznačuje sa prevahou hrubouľomkovitého klastického materiálu pochádzajúceho z horninových komplexov bezprostredného okolia pôvodného sedimentačného bazénu. Má mohutné plošné rozšírenie

v západnej časti územia a dosahuje celkovú hrúbku 1 500 až 1 800 m. Má prevažne cyklickú stavbu.

Mezozoické sekvencie tvorí jednak obalová tatrická jednotka, jednak príkrovové jednotky fatrika a hronika. Mezozoikum obalovej seleckej sukcesie je rozšírené najmä v oblasti Drieňového vrchu medzi Beckovom a Selcom. Reprezentujú ho klastické a karbonátové súvrstvia veku spodný trias až hetanž. Na sv. okraji Považského Inovca vystupuje v izolovaných výskytoch jz. od Patrovca pravdepodobne v priamom nadloží kryštalinických hornín. Tvoria ho spodnotriasové kremence, strednotriasové ramsauské dolomity a rozličné druhy vápencov, ktorých stratigrafické zaradenie je spodný lias až spodná krieda.

Územie Hradisko (k. 732) – horáreň Belice – Čierny vrch (k. 591,4) – Javorie (k. 729,1) – Humienec (k. 609,4) – Mníchova Lehota charakterizujú sedimenty tzv. hornobelickej skupiny. Reprezentujú ju vápnité bridlice, pieskovce, zlepenca a rádiolarity. V týchto sedimentoch vrchnokriedového veku vystupujú telesá svorovo-rulových hornín, spodnotriasových kremencov, strednotriasových aj jurských karbonátov a rádiolaritov, tiež spodno- a vrchnokriedových karbonátov vo forme olistolitov. Územie v uvedenom pásme je tektonicky veľmi komplikované. Postavenie tejto jednotky je diskutabilné a autor, ktorý ju v tejto práci opisuje, ju v súčasnosti považuje za tatrický fenomén.

V tektonickej jednotke fatrika je zastúpený tak plytkovodný (beckovská sukcesia), ako aj hlbokovodný faciálny vývoj (zliechovská sukcesia). Pre beckovskú sukcesiu je charakteristický vysoký faciálny vývoj a v tomto území má stratigrafický rozsah stredný trias – alb. Vystupuje v príkrovej pozícii nad obalovou seleckou sekvenciou. Zliechovská sekvencia predstavuje vrstvomý sled krížňanskej jednotky s hlbokomorským vývinom vyššej jury a spodnej kriedy.

Vrstvomý sled hronika vystupujúci v seleckom bloku (medzi Hrádkom a Kálnicou) budujú sedimenty vnútornej a strednej karbonátovej platformy.

V strednom, bojníanskom bloku, ktorý má typické znaky jadrového pohoria, je tatrikum zastúpené kryštalickým fundamentom s jeho mezozoickým sedimentárnym obalom – inoveckou sukcesiou. V metamorfovanom obale dominujú rulové a amfibolické horniny. Z kryštalinických komplexov sa viac uplatňujú granitoidy. Zastupujú ich biotitické a muskoviticko-biotitické granodiority až tonality a muskovitické granity, často s pegmatitoidným vývojom.

Fatrikum je zastúpené sledom, ktorého súčasťou je zliechovská sukcesia. Vystupuje v tektonickom nadloží inoveckej sukcesie tatrika v dvoch tektonicky (zlomovo) izolovaných kryhoch.

Hronikum v bojníanskom bloku zastupuje veľkopriestorová tektonická jednotka v príkrovej pozícii, pričom tu boli odlišené tri tektonické telesá hronika. Vo všetkých sú zachované len sedimenty triasu. Spodné teleso charakterizuje vrstvomý sled prechodného, resp. zmiešaného typu, porovnateľný so sledom veterlínskeho príkrovu (Malé Karpaty). Stredné a vrchné, monoklinálne uložené telesá hronika charakterizuje vrstvomý sled plytkovodnej karbonátovej plošiny (mojtínsko-harmaneckej) a v súčasnosti sa považujú za súčasť považského príkrovu.

Prvé dva bloky pozdĺž približne v.-z. hrádocko-zlatníckej línie sa oddelili možno už počas hercýnskeho orogenetického cyklu. Bohaté zastúpenie vulkano-sedimentárnych súvrství mladšieho paleozoika v seleckom bloku a rozdielne typy obalového mezozoika v oboch blokoch len zvyrazňujú existenciu dvoch, viac-menej samostatných sedimentačných priestorov, ktoré však mohli existovať v susedstve. Alpínske orogenetické procesy tektonicky opäť priblížili oba bloky v podobe násunu bojníanskeho bloku na selecký, znova využívúc staré poruchové pásmo – hrádocko-zlatnícku líniu.

Najjužnejší, hlohovecký blok má málo kryštalinika. Vyskytuje sa len v tesnej blízkosti Hlohovca. Biotitické ruly s granátom tvoria len bloky pôvodného metamorfovaného obalu. Zvyšok tvoria biotitické granodiority-tonality. Granitoidný masív je málo obnažený a je značne zvetraný. Tatrické mezozoické členy sú metamorfované slabšie, zastupujú viac-menej kompletný triasový sled a lokálne jurský a kriedový vývoj. Zaradením tohto mezozoika k tribečskému obalovému mezozoiku (Havrila a Vaškovský, 1983) boli aj granitoidy kryštalinika so zvyškami biotitických pararúl prirovnané k biotitickým granodioritom Tribeča (Broska a Uher, 1988).

Severovýchodný lem Považského Inovca v oblasti medzi Trenčinom a Mníchovou Lehotou tvorí juhozápadný okraj Strážovskej hornatiny. Vystupujú tam najmä sedimenty manínskej jednotky (vrstvomý sled od karpatského keuperu až po porubské súvrstvie).

Popriekrovové paleogénne sedimenty sa v regióne nachádzajú rudimentárne, a to na východnom a západnom okraji Považského Inovca. Reprezentujú ich predtransgresívne kontinentálne sedimenty a bazálne morske usadeniny borovského súvrstvia, ako aj hutianskeho a zubereckého súvrstvia. Neogénne sedimenty sú zachované na okrajoch pohoria Považský Inovec. Zastupujú ich terestrické a fluviálno-limnické usadeniny vrchnomiocénneho veku a spodno- aj strednomiocénne sedimenty lakšárskeho a svinianskeho súvrstvia a ratkovských vrstiev špačinského súvrstvia. Pliocénne fluviálno-limnické sedimenty volkovského súvrstvia vystupujú na východnom okraji Považského Inovca.

Takmer celé územie je nerovnomerne a v premenlivej hrúbke pokryté kvartérnymi sedimentmi. Plošne aj objemovo najpodstatnejšie rozšírenie spomedzi nich majú fluviálne sedimenty nižších stredných terás a dnovej akumulácie Dolnovážskej nivy a fluviálne a proluviálne sedimenty dolinných nív ostatných tokov so stratigrafickým rozpätím spodný a stredný pleistocén až holocén. Deluviálne sedimenty obdobia vrchného pleistocénu až holocénu sú vyvinuté prevažne v centrálnych častiach pohoria.

Trenčianska kotlina je vyplnená prevažne terciérnymi a kvartérnymi uloženiami, z ktorých dominujúce postavenie majú spraše a polygenetické sedimenty sprašového charakteru. Paleogénne sedimenty sú však spravidla hlboko poklesnuté a neogénne súvrstvia sú tvorené spodnomiocénnymi a pliocénnymi sedimentmi.

Formou samostatných kapitol sa v tejto práci hodnotia geofyzikálne údaje, charakterizujú hydrogeologické pomery a geofaktory životného prostredia vrátane pôd a rovnako je spracovaný aj prehľad ložísk regiónu. Pri objasňovaní geologickej stavby a paleogeografického vývoja územia boli veľmi dôležité aj práce geológov špecialistov zúčastňujúcich sa na tvorbe čiastkových záverečných správ a na špeciálnych vyhodnoteniach.

Hlavným výsledkom riešenia je geologická mapa, ktorá je syntetizujúcim obrazom geologickej a tektonickej stavby skúmaného územia.

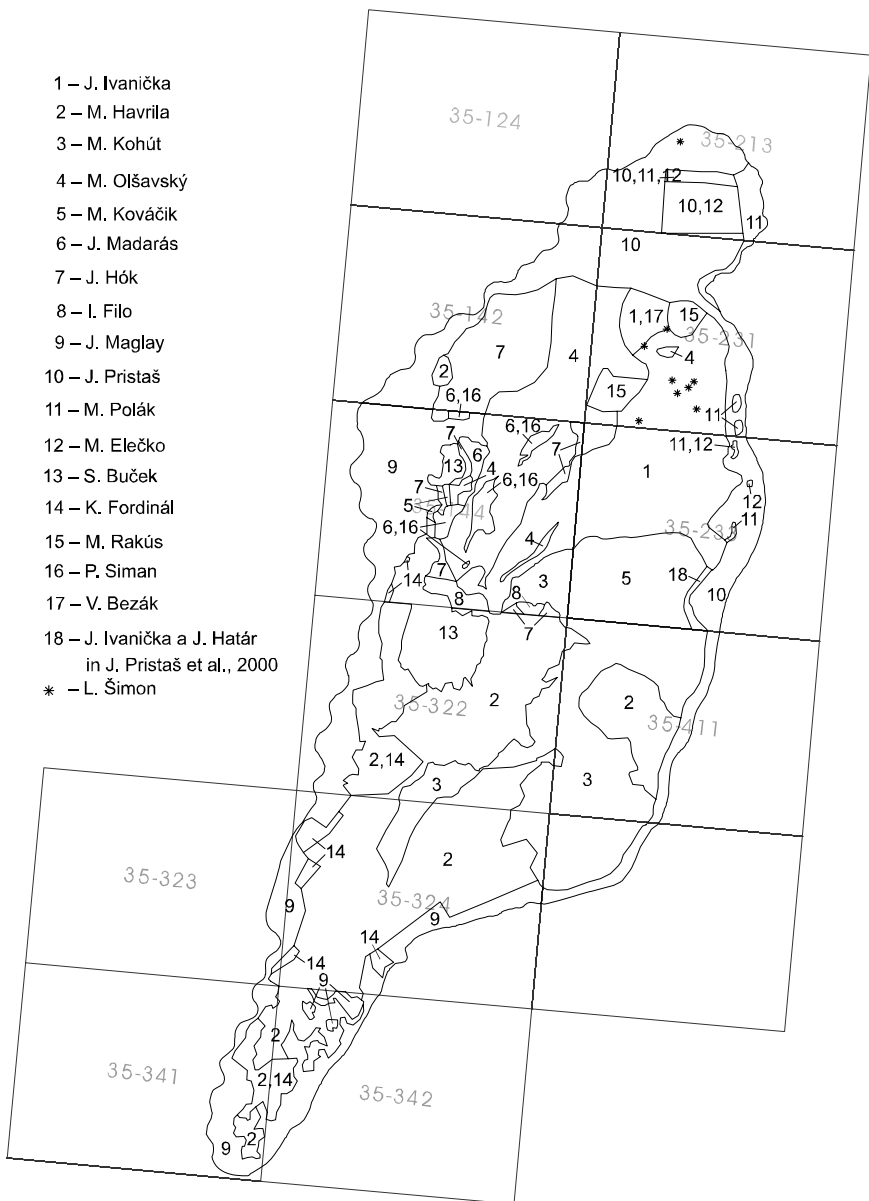
ÚVOD

Potreba geologického mapovania Považského Inovca a jv. časti Trenčianskej kotliny, ako aj súčasného riešenia akútnych geologických problémov týkajúcich sa najmä litológie, petrografie, stratigrafie, tektoniky a metamorfizmu horninových komplexov tohto pohoria vyplynula z faktu, že z tohto regiónu dosiaľ neexistuje publikovaná geologická mapa v mierke 1 : 50 000 v jednotnej koncepcii regionálnych geologických máp Slovenskej republiky. Predchádzajúce geologické práce sa vykonávali pre potreby prehľadných geologických máp v mierke 1 : 200 000.

Už prvá etapa novodobého geologického mapovania v rokoch 1996 – 1998 v južnej časti regiónu priniesla nové poznatky o kryštaliniku:

- spresnili sa hranice kryštalinika a prítomných horninových typov granitoidných aj metamorfovaných hornín (na listoch Piešťany, Bojná a Hlohovec),
- získali sa nové údaje vyplývajúce zo štúdia ich chemického zloženia, veku ich genézy a metamorfózy.

V súčasnosti v zmysle projektu sa toto územie geologicky zmapovalo do topografických podkladov – listov v mierke 1 : 25 000. Tie sa spolu s vysvetlivkami priebežne zostavovali a oponovali. Geologická mapa Považského Inovca a jv. časti Trenčianskej kotliny v mierke 1 : 50 000 je teda výsledkom práce kolektívu geológov zo Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave, ktorí pri jej zostavovaní použili predovšetkým vlastné mapové podklady doplnené o detailné výsledky najmä petrografického, biostratigrafického, štruktúrneho, geofyzikálneho a hydrogeologického výskumu. Tento kolektív súčasne zhodnotil aj výsledky svojich predchodcov z Geologického ústavu Dionýza Štúra a pracovníkov z Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave a Geologického ústavu SAV v Bratislave. Zostavovateľmi tejto geologickej mapy (obr. 1) a vysvetliviek sú: RNDr. Ján Ivanička, CSc., RNDr. Milan Havrila, RNDr. Milan Kohút, CSc., Mgr. Mário Olšovský, PhD., RNDr. Martin Kováčik, CSc., RNDr. Ján Madarás, PhD., doc. RNDr. Jozef Hók, CSc., RNDr. M. Rakús, CSc., RNDr. Milan Polák, CSc., Ivan Filo, RNDr. Michal Elečko, CSc., RNDr. Klement Fordinál, PhD., RNDr. Juraj Maglay, PhD., RNDr. Ján Pristaš, CSc., RNDr. Stanislav Buček, CSc., RNDr. Ladislav Šimon, PhD., RNDr. Peter Kubeš, CSc., RNDr. Svetozár Scherer, RNDr. Alena Klukanová, CSc., a RNDr. Ján Zuberec, CSc. V záverečnej etape sa na špeciálnom výskume územia podieľali: RNDr. Patrik Konečný, PhD., doc. RNDr. Ján Král, CSc., RNDr. Rastislav Demko, PhD., RNDr. Daniela Boorová, CSc., Mgr. Jana Kernátsová, PhD., Mgr. Hilda Vaněková, † RNDr. Zuzana Siránová, PhD., RNDr. Adriena Zlinská, PhD., prof. RNDr. Anna Vozárová, DrSc. a RNDr. Katarína Žecová.



Obr. 1. Schéma zostavovateľov mapy a klad listov 1 : 25 000.

Táto geologická mapa je syntetizujúcim obrazom geologickej a tektonickej stavby mapovaného územia, pričom treba zvýrazniť tieto nové skutočnosti:

- detailne sa kartograficky spresnilo rozšírenie petrografických typov kryštalinických metamorfovaných a granitoidných hornín, určila sa ich genéza, vek a geotektonická pozícia;

- prvýkrát v tomto pohorí sa stanovila stratigrafická príslušnosť (staršie paleozoikum – ?devón) metasedimentov kryštalinika bojníanskeho bloku – komplexu Hlavinky;

- na mape sú veľmi precízne rozlíšené jednotlivé litologické typy vyčlenených vývojov mezozoických komplexov tatrika, fatrika a hronika a vo vysvetlivkách sú veľmi podrobne charakterizované;

na mape sú veľmi dôkladne kartograficky rozčlenené terciérne, najmä však kvartérne sedimenty s určením ich stratigrafického zaradenia;

- mapované územie bolo komplexne zhodnotené z hľadiska geofyzikálnej preskúmanosti, hydrogeologických pomerov a geofaktorov životného prostredia, ako aj z hľadiska výskytu nerastných surovín.

Zodpovedný riešiteľ je zaviazaný úprimnou vďakou všetkým spoluautorom za vykonanú prácu. Naša úprimná vďaka patrí aj J. Dvořákovi, L. Dugovičovi a M. Huszárovej za veľmi dobré technické zhotovenie potrebných príloh k mape a Ing. Antalíkovi, Dr. Káčerovi, J. Vlachovičovi a R. Fritzmanovi za kvalitné kartografické spracovanie geologickej mapy, legendy, príloh a ich prípravu do tlače.

GEOGRAFICKÁ A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA (*J. Ivanička a J. Maglay*)

Pohorie Považský Inovec predstavuje západný výbežok pásma jadrových pohorí vnútorných Karpát. Morfologicky tvorí horský masív ssv.-jjz. smeru vystupujúci medzi dolným Váhom a strednou Nitrou v úseku od Hlohovca po Trenčín. Z hľadiska geomorfologického členenia Mazúra a Lukníša (1980), zostaveného na základe typologickej klasifikácie reliéfu, pohorie Považský Inovec tvorí samostatný celok vo fatransko-tatranskej oblasti a skladá sa zo štyroch podcelkov: 1. Vysoký Inovec, reprezentovaný prevažne hlavným chrbtom s rázsochami a medzirázsochovými dolinami, 2. Nízky Inovec, 3. Krahulčie vrchy, 4. Inovecké predhorie (obr. 2). Podunajská pahorkatina obklopuje územie svojimi podcelkami, a to na západe Trnavskou pahorkatinou a na východe Nitrianskou pahorkatinou, ktorá sa ešte delí na Bánovskú pahorkatinu (na severe) a Bojniansku pahorkatinu (na juhu). Zo severu je zmapované územie ohraničené Považským podolím (podcelok Trenčianska kotlina) a Strážovskými vrchmi (podcelok Trenčianska vrchovina).

Styk Nitrianskej pahorkatiny s Považským Inovcom v celom s.-j. pásme tvorí erózióno-denudačný svah na tektonickej línii majcichovského systému zlomov.

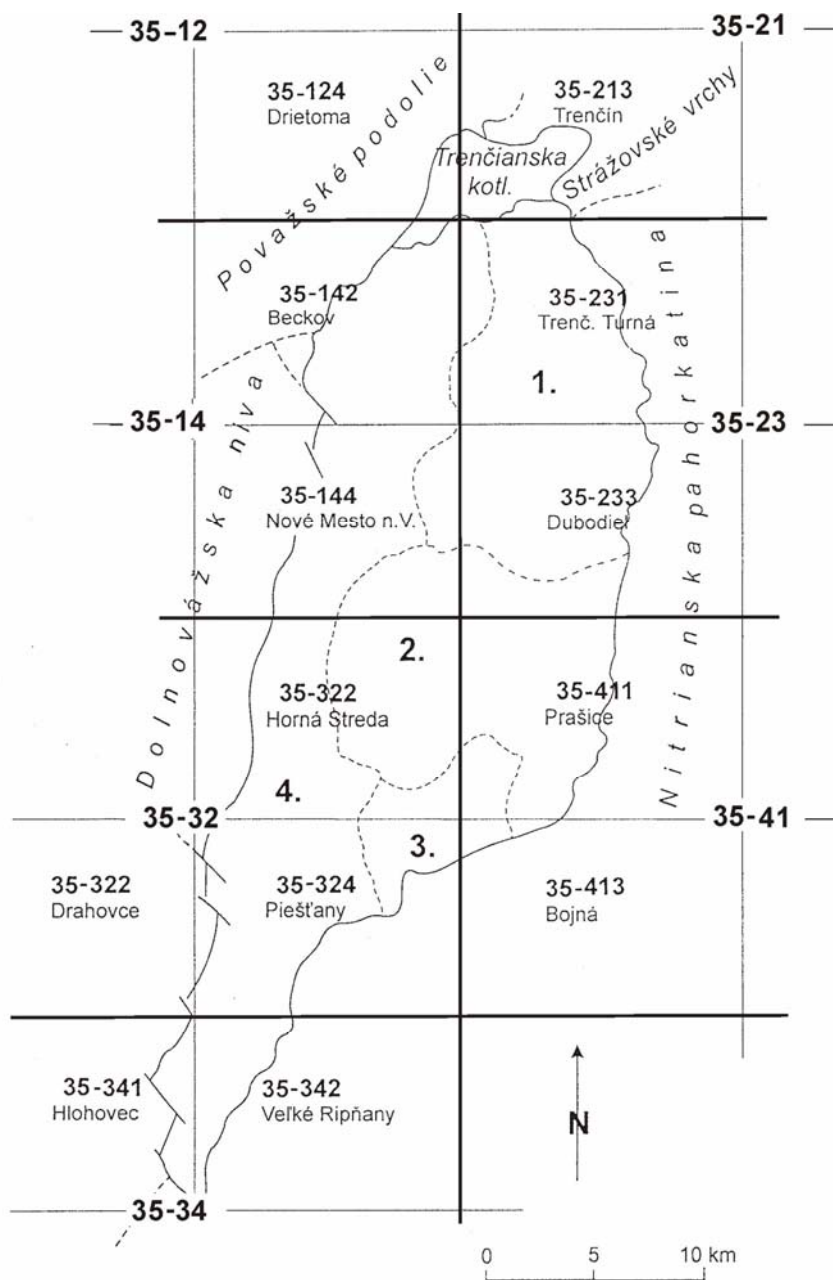
Styk Dolnovážskej nivy s Považským Inovcom v celom s.-j. pásme tvorí erozívno-denudačný svah na výraznej tektonickej línii považského zlomu, pričom na niektorých miestach tejto línie možno badať priamy prechod nivy Váhu do strmého svahu Inoveckého predhoria bez prechodného zmiernenia sklonu na úpätí (nárazové brehy Váhu).

Geomorfologické hranice pohoria s pahorkatinami sú založené na morfoštruktúrnej báze a s ňou súvisiacich vertikálnych pohyboch jednotlivých morfo-tektonických štruktúr (blokov), ako aj na morfolologickej odolnosti hornín proti pôsobeniu exogénnych procesov, najmä erózie a denudácie. Morfologicky najvýraznejší sa javí kontakt poklesových štruktúr Panónskej panvy, reprezentovanej Nitrianskou a Trnavskou pahorkatinou, s elevačnou štruktúrou Západných Karpát, reprezentovanou Považským Inovcom. Poklesové štruktúry panvy sú zväčša budované menej odolnými, subhorizontálne uloženými, prevažne pelitickými a psamitickými sedimentmi neogénu, lokálne na úpätí pohoria aj horninami mezozoika v slienitom vývoji. Na všetkom je premenlivý pokryv kvartérnych, najmä eolických a eolicko-deluviálnych, menej fluviálnych a proluviálnych sedimentov. Elevačné štruktúry pohoria budujú magmatické komplexy granitoidov a metamorfítov paleozoika, mohutné sedimentárne súvrstvia mladšieho paleozoika a rozličné druhy vápencov, dolomitov a kremencov mezozoika s variabilným pokryvom kvartérnych deluviálnych, fluviálnych a eolických sedimentov.

Považský Inovec má ráz klenby, silno rozčlenenej hlbokými dolinami, ktoré sa však v oblasti pahorkatiny značne splytčujú. Reliéf pohoria je vrchovinový, prevažne však horský. Ústredný horský chrbát dosahuje výšku 500 – 1 000 m n. m. Tvorí rozvodie povodia rieky Váhu (na západe) a Nitry (na východe), pričom obe povodia majú znaky pravouhlej riečnej siete. Tektonické fenomény a heterogénny charakter jednotlivých geologických celkov určovali smery a ohyby riečnych tokov už v čase ich založenia. Starý povrch, budovaný najmä kryštallickými bridlicami, granitoidmi a sedimentárnymi mezozoickými horninami, formovala neoalpinska (popaleogénna) tektonika, ktorá dala základ vertikálnemu členeniu územia. Takto vzniknuté základné formy reliéfu v závislosti od odolnosti hornín proti zvetrávaniu sa neustále viac alebo menej modelujú denudačnými procesmi, ako aj eróziou vodných tokov. Najväčšiu nadmorskú výšku dosahujú vrchy hlavného horského hrebeňa, kde dominuje Inovec, k. 1 042. Najnižšie situovaným miestom (asi 150 m n. m.) je koryto rieky Váh v oblasti Hlohovca.

Na súčasnom stave reliéfu a priestorovom rozložení jednotlivých foriem majú výrazný podiel: a) endogénne vertikálne geodynamické pohyby štruktúrno-tektonických blokov (poklesávajúce časti panvy a dvíhajúce sa pohorie), b) štruktúrne pomery a mechanické vlastnosti rozličných druhov sedimentárných 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.

Následným tektonickým výzdvihom pohoria sa počas kvartéru opäť zintenzívnila hlbková erózia, v studených klimatických obdobiach sprevádzaná kratší-



Obr. 2. Geomorfologické členenie regiónu Považský Inovec a jv. časť Trenčianskej kotliny (podľa Mazúra a Lukniša, 1980).

mi úsekmi laterálnych fáz erózie. V dôsledku hĺbkovej erózie sa retrográdne prehĺbovali doliny všetkých inoveckých potokov a zároveň sa modelovali medzidolinné chrbty a rássochy.

Na základe uvedených faktov a stavu súčasných poznatkov možno konštatovať, že na mapovanom území sa podľa Mazúra [in Mazúr a Jakál (eds.), 1980] vyvinuli 2 typy štruktúrno-tektonického reliéfu. V pohorí ide o morfotektonicky diferencovaný reliéf prevažne kryštalicích štruktúr s relatívne pozitívnou pohybovou tendenciou blokov, na pahorkatine ide o diferencovaný reliéf horizontálnych až subhorizontálnych sedimentárnych zlomových (kryhových) štruktúr s relatívne negatívnou pohybovou tendenciou blokov.

Územie Trenčianskej kotliny tvorí uzavretý celok ohraničený výbežkami okolitých pohorí. Je to v podstate rozšírený úsek doliny Váhu s výrazným ohraničením oproti okolitým pohoriam, ako aj prielomovými úsekmi doliny v Trenčianskej a Beckovskej bráne. Kotlina má symetrický ráz. Osovou časťou je koryto Váhu, ktoré má po stranách plošne nerovnomerný vývoj systému terás a terasovaných náplavových kužeľov.

Reliéf študovaného územia je zarovnaný, hladko stupňovito modelovaný. Len okrajové časti pohorí majú ráz viac vyvýšenej, členitejšej hornatiny. Morfológicky výraznejší je východný okraj Strážovských vrchov a podobný charakter má aj jv. časť územia. Styk s Považským Inovcom je viac pozvoľný, s prechodom do kotlinovej pahorkatiny.

Väčšina plochy skúmaného územia prislúcha k mierne teplej klimatickej oblasti s prevažne mierne teplou a mierne vlhkou až vlhkou vrchovinnou klímou s miernou až chladnou zimou a s priemernou teplotou vzduchu v júli vyššou ako 16 °C. Územie pahorkatiny zaraďujeme k teplej, mierne suchej klimatickej oblasti s teplou, mierne suchou až suchou nížinnou klímou, vyznačujúcou sa mierne zimou (do 90 dní) s priemernou teplotou v januári vyššou ako -3 °C a teplým letom s počtom letných dní (viac ako 25 °C) v roku viac ako 50. Severná časť horského územia prechádza do mierne vlhkej oblasti s chladnejšou zimou [Konček in Mazúr a Jakál (eds.), 1980].

REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD

(J. Ivanička)

Pohorie Považský Inovec predstavuje západný výbežok pásma jadrových pohorí vnútorných Karpát. Podľa regionálneho geologického členenia Vassa et al. (1988) Považský Inovec reprezentuje megaantiklinálnu hrast', ktorá je od blatnianskej priehlbiny (na západe), rišňovskej priehlbiny (na juhovýchode) a Bánovskej kotliny (na severovýchode) oddelená zlomami. Na geologickej stavbe územia sa podieľajú horninové komplexy troch základných tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát – tatrika, fatrika, hronika – a v minimálnej miere aj manínska jednotka.

Charakteristickým znakom pohoria popri príkrovovej stavbe je aj jeho výrazná bloková stavba. Je to dôsledok odlišného tektonometamorfného vývoja kryštalinika, rozdielného zastúpenia mladšieho paleozoika, ako aj odlišných faciálnych typov obalového mezozoika. Mahel' (1986) tu vymedzil tri samostatné bloky: severný – selecký, rozložený severne od hrádockej línie, stredný – bojníansky, ktorý leží medzi hrádockou a koplotovskou líniou, a južný – hlohovecký, ktorý sa nachádza južne od koplotovskej línie. Rozdiely v stavbe uvedených blokov sú výrazné.

Severný, **selecký** blok má najviac osobitostí – má prevahu kryštalinika, ktoré je viac alebo menej diaforetické, alpínsky prepracované a sprevádza ho hrubý mladopaleozoický komplex. Metamorfity sú reprezentované muskoviticko-chloritickými a chloriticko-muskovitickými svormi. Reliktne sú zachované dvojsľudové ruly s granátom, niekedy so staurolitom. Často sú prítomné polohy amfibolitov, metakvarcitov a vložky grafitických bridlic. Granitoidy sú v tomto bloku zastúpené menej. Prítomné sú najmä muskoviticko-aplitické granity. Značný podiel tvoria migmatity s prechodom do rúl a ortorúl. Kryštalinikum seleckého bloku predstavuje najspodnejší horizont tatrika (?infratatrika) Považského Inovca. Charakteristický mladopaleozoický komplex karbónsko-permského veku (zaradený do seleckej sukcesie) má flyšoidný charakter, lokálne deltovo-marinný (Vozárová a Vozár, 1988). Pre súbor mladopaleozoických sedimentov je charakteristická prevaha hruboúlomkovitého klastického materiálu pochádzajúceho z horninových komplexov bezprostredného okolia pôvodného sedimentačného bazénu. Sedimenty karbónskeho veku (tmavosivé pieskovce, arkózové pieskovce a zlepence) – novianske súvrstvie – vystupujú v západnej časti regiónu v podobe úzkeho pásma s.-j. smeru od oblasti Selca až po Hrádockú dolinu. Súbor permských klastických formácií má mohutné plošné rozšírenie v západnej časti územia. Dosahuje celkovú hrúbku 1 500 až 1 800 m a má prevažne cyklickú stavbu. V celom súbore sedimentov možno vyčleniť tri veľké sedimentárne cykly, z ktorých každý je na báze tvorený komplexom polymiktických zlepenčov, a smerom do nadložia ich striedajú jemnozrnnejšie sedimenty. Prvý cyklus tvorí najmä kálnické súvrstvie, druhému cyklu zodpovedá selecké súvrstvie a tretiemu krivosúdske súvrstvie. Sedimentačné prostredie hornín seleckého súvrstvia značne ovplyvňoval synsedimentárny bimodálny vulkanizmus. Mezozoické sekvencie tvorí jednak obalová tatrická jednotka (selecká sukcesia), jednak príkrovové jednotky tatrika a hronika.

Mezozoikum obalovej seleckej sekvencie je rozšírené najmä v oblasti Drieňového vrchu medzi Beckovom a Selcom. Reprezentujú ho klastické a karbonátové súvrstvia veku spodný trias až hetanž. Na východnom okraji Považského Inovca vystupuje v izolovaných výskytoch jz. od Patrovca pravdepodobne v priamom nadloží kryštalinických hornín. Tvorí ho spodnotriasové kremence, strednotriasové ramsauské dolomity a rozličné druhy vápencov, ktorých stratigrafické zaradenie je spodný lias až spodná krieda.

Územie Hradisko (k. 732) – horáreň Belice-Čierny vrch (k. 591,4) – Javorie (k. 729,1) – Humienec (k. 609,4) – Mníchova Lehota charakterizujú sedimenty tzv. hornobelickej skupiny. Reprezentujú ju vápnité bridlice, pieskovce, zlepenca a rádiolarity. V týchto sedimentoch vrchnokriedového veku vystupujú telesá svo-rovo-rulových hornín, spodnotriasových kremencov, strednotriasových aj jur-ských karbonátov a rádiolaritov a tiež spodno- a vrchnokriedových karbonátov vo forme olistolitov. Územie v tomto pásme je tektonicky veľmi komplikované. Postavenie tejto jednotky je diskutabilné a autor, ktorý ju v tejto práci opisuje, ju v súčasnosti považuje za tatrický fenomén.

V tektonickej jednotke fatrika je zastúpený tak plytkovodný (beckovská sukcesia), ako aj hlbokovodný faciálny vývoj (zliechovská sukcesia). Pre beckovskú sukcesiu je charakteristický vysoký faciálny vývoj a v tomto území má strati-grafický rozsah stredný trias – alb. Vystupuje v príkrovovej pozícii nad obalovou seleckou sekvenciou. Zliechovská sekvencia predstavuje vrstvový sled krížňan-skej jednotky s hlbokomorským vývinom vyššej jury a spodnej kriedy.

Vrstvový sled hronika vystupujúci v seleckom bloku (medzi Hrádkom a Kálnicou) budujú sedimenty vnútornej a strednej karbonátovej platformy.

V strednom, **bojnianskom** bloku, ktorý má typické znaky jadrového pohoria, je tatrikum zastúpené kryštallickým soklom – fundamentom – s jeho mezozoic-kým sedimentárnym obalom – inoveckou sukcesiou. V metamorfovanom obale dominujú rulové a amfibolické horniny „*vulkanicko-sedimentárneho komplexu Hlavinky*“, ktorý má základ v eohercýnskom období, no naposledy bol metamor-fovaný v mezohercýnskom období. Z kryštalinických komplexov sa viac uplat-ňujú granitoidy. Zastupujú ich biotitické a muskoviticko-biotitické granodiority až tonality a muskovitické granity, často s pegmatitoidným vývojom. Z meta-morfítov sú zastúpené najmä biotitické ruly s granátom a sillimanitom. Vysky-tujú sa v nich aj vložky grafitických rúl. V severnej časti bloku sú hojné aj „migmatity“ s telesami amfibolitov.

Fatrikum je zastúpené sledom, ktorého súčasťou je zliechovská sukcesia. Vystupuje v tektonickom nadloží inoveckej sukcesie tatrika.

Hronikum v bojnianskom bloku zastupuje veľkopriestorová tektonická jed-notka v príkrovovej pozícii, pričom tu boli odlišené tri tektonické telesá hronika. Vo všetkých sú zachované len sedimenty triasu. Spodné teleso je charakterizo-vané vrstvovým sledom prechodného, resp. zmiešaného typu, porovnateľným so sledom veterlínskeho príkrovu (Malé Karpaty), príkrovu Ostrej Malenice (Strá-žovské vrchy) a so sledom zachovaným na hradnej skale v Beckove. Stredné a vrchné, monoklinálne uložené telesá hronika charakterizuje vrstvový sled plyt-kovodnej karbonátovej plošiny (mojtínsko-harmaneckej) a v súčasnosti sa pova-žujú za súčasť považského príkrovu.

Prvé dva bloky pozdĺž približne v.-z. hrádocko-zlatníckej línie sa oddelili možno už počas hercýnskeho orogenetického cyklu. Bohaté zastúpenie vulkano-sedimentárnych súvrství mladšieho paleozoika v seleckom bloku a rozdielne typy obalového mezozoika v oboch blokoch len zvýrazňujú existenciu dvoch,

viac-menej samostatných sedimentačných priestorov, ktoré však mohli existovať v susedstve. Alpínske orogenetické procesy tektonicky opäť priblížili oba bloky v podobe násunu bojníanskeho bloku na selecký, znova využívajúc staré poruchové pásmo – *hrádko-zlatnícku líniu*.

Najjužnejší, **hlohovecký** blok má málo kryštalinika. Vyskytuje sa len v tesnej blízkosti Hlohovca. Biotitické ruly s granátom tvoria len zvyšky – bloky pôvodného metamorfovaného obalu. Zvyšok tvoria biotitické granodiority-tonality, ojedinele biotiticko-amfibolické diority a pegmatity. Granitoidný masív je málo obnažený, je značne zvetraný a prekrytý hlinitým zvetraninovým pokryvom. Tatické mezozoické členy sú metamorfované slabšie. Zastupujú ich spodnotriasové kremence, po ktorých nasleduje viac-menej kompletný triasový sled, a lokálne jurský a kriedový vývoj. Najväčšiu časť územia južného bloku budujú práve komplexy mezozoických hornín. Obalové mezozoikum tohto bloku sa vyčlenilo z inoveckej jednotky. Zaradením tohto mezozoika k tribečskému obalovému mezozoiku (Havřila a Vaškovský, 1983) boli aj granitoidy kryštalinika so zvyškami biotitických pararúl prirovnané k biotitickým granodioritom Tribeča (Broska a Uher, 1988).

Severovýchodný lem Považského Inovca v oblasti medzi Trenčínom a Mníchovou Lehotou tvorí juhozápadný okraj Strážovskej hornatiny. Vystupujú tam sedimenty manínskej jednotky (vrstvový sled od karpatského keuperu až po porubské súvrstvie) a v obmedzenom rozsahu aj horninové sukcesie fatrika a hronika.

Poprirovové paleogénne sedimenty sa v regióne nachádzajú rudimentárne na východnom a západnom okraji Považského Inovca. Reprezentujú ich pretransgresívne kontinentálne sedimenty a bazálne morske usadeniny borovského súvrstvia, ako aj hutianskeho a zubereckého súvrstvia. Borovské súvrstvie (zastúpené zlepcami, pieskovecami a vápencami s morskou faunou) je transgresívne a je monoklinálne uložené na podloží.

Neogénne sedimenty sú zachované na okrajoch pohoria Považský Inovec. Zastupujú ich terestrické a fluviálno-limnické usadeniny vrchnomiocénneho veku a spodno- aj strednomiocénne sedimenty lakšárskeho a svinianskeho súvrstvia a ratkovských vrstiev špačinského súvrstvia. Pliocénne fluviálno-limnické sedimenty volkovského súvrstvia vystupujú na východnom okraji Považského Inovca.

Takmer celé územie je nerovnomerne a v premenlivej hrúbke pokryté kvartérnymi sedimentmi. Plošne aj objemovo najpodstatnejšie rozšírenie z nich majú fluviálne sedimenty nižších stredných terás a dnovej akumulácie Dolnovážskej nivy a fluviálne a proluviálne sedimenty dolinných nív ostatných tokov so stratigrafickým rozpätím spodný a stredný pleistocén až holocén. Po nich, pokiaľ ide o objem hmoty, nasledujú eolické sedimenty vrchnopleistocénneho veku a ich kombinácie, sústredené na západnom úpätí pohoria. Deluviálne sedimenty a ich kombinácie obdobia vrchného pleistocénu až holocénu sú vyvinuté prevažne v centrálnych častiach pohoria.

Trenčianska kotlina je vyplnená prevažne terciérnymi a kvartérnymi uloženiami, ktoré vystupujú aj v dolinách potokov a na okrajoch regiónu. Paleogénne sedimenty sú však spravidla hlboko poklesnuté a na povrchu vystupujú najmä sedimenty mladšieho neogénu a kvartéru. Neogénne súvrstvia sú tvorené spodnomiocénnymi a pliocénnymi sedimentmi. Podstatnú časť územia Trenčianskej kotliny a priliehlych okrajov pohorí zakrývajú sedimenty spodného, stredného a vrchného pleistocénu a holocénu. Dominujúce postavenie majú spráše a polygenetické sedimenty sprašového charakteru.

PREHLAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV

(*J. Ivanička, M. Kohút, J. Maglay, K. Fordinál a M. Olšovský*)

Predchádzajúce, pomerne bohaté vedecké výskumy v širšom území Považského Inovca je možné v rámci jednotlivých vekových útvarov rozdeliť na niekoľko etáp.

Prvé poznatky o geológii Považského Inovca pochádzajú z prác Beudanta (1822). Pomerne zriedkavé odkazy je možné nájsť v prácach Štúra (1859, 1860), ktorý spomína v kryštaliniku muskovitickú žulu a muskovitické ruly prechádzajúce do muskovitických svorov. Štúr (1860) pestrofarebné súvrstvie v Považskom Inovci označil ako „rotliegende serie“ a začlenil ho do permu. Spomína aj mezozoické sekvencie (rét pri Krivosúde – list 35-142 Beckov). Ďalšie práce pochádzajú od Hauera (1864), Stacheho (1864) a Uhliga (1903). Na Uhligovu (1907) koncepciu príkrovovej stavby Karpát prácami mapovacieho charakteru nadviazali Ferenczi (citácie ďalej) a Hynie (1927). Počas prvej svetovej vojny územie Považského Inovca mapoval Ferenczi (1915, 1917a, b, 1918, 1919, 1934), ktorý sa však venoval viac paleontologickým a litostratigrafickým výskumom mezozoických komplexov, no jeho mapa nebola publikovaná. Okrem rúl, svorov a fylitov udáva z kryštalinika aj prítomnosť amfibolitov, granitov, aplitov, pegmatitov, ako aj porfyroidov a pravdepodobne ako prvý použil termín „ortogneisz“ na označenie dynamicky – tlakovo – postihnutých granitov v západokarpatskej literatúre. V období existencie Státniho geologického útavu Československé republiky v Prahe si geologický výskum zachoval mapovací charakter, ktorý však mal praktickú príčinu. Hynie (1927) kvôli potrebe riešenia vzťahu piešťanských termálnych prameňov ku geologickej stavbe zostavil geologickú mapu širšieho okolia Piešťan v mierke 1 : 25 000. Zoubek (1936) prirovnáva ráz kryštalinika k nízkotatranskému kryštaliniku s výskytom migmatitov.

Ďalšia etapa výskumov súvisí so systematickým zostavovaním generálnych máp ČSSR v mierke 1 : 200 000. Staršie priekopnícke práce z tohto regiónu sú podrobne charakterizované vo *Vysvetlivkách k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000* (Maheľ et al., 1962; Buday et al., 1963). Preto v prehľade doterajších výskumov uvádzame predovšetkým novšie práce a štúdie, ktoré zásadne ovplyvnili vývoj názorov na geologickú stavbu a jej náplň.

Geológiou kryštalinika a čiastočne aj mladšieho paleozoika Považského Inovca sa regionálne systematicky ako prvý zaoberal J. Kamenický (Kamenický, 1956, 1958; Kamenický in Cambel et al., 1961; Kamenický in Mahel' et al., 1967), ktorý je autorom podkladov na generálnu mapu 1 : 200 000 z kryštalinika tohto pohoria. Kamenický (l. c.) vyčlenil v kryštaliniku dva bloky: severný, s prevahou svorových hornín netypických pre tatikum, a južný, so znakmi typickými pre jadrové pohoria – veľké granitoidné telesá, pestrý rulovo-migmatitový komplex s hojnými amfibolitmi. Zaoberal sa aj problémami metamorfizmu tohto kryštalinika. Kamenický (l. c.) vymedzuje nasledujúce horninové typy: 1. *sericiticko-chloritické fylitické bridlice a fylity*, 2. *muskovitické a biotitické svory a svorové ruly*, 3. *biotitické pararuly*, 4. *migmatity*, 5. *granitizačné žuloruly*, 6. *žuly (granity)*, 7. *metabazity ofiolitového vulkanizmu (amfibolity)*. Z granitoidov pre potreby máp Kamenický (l. c.) vyčlenil „*muskoviticko-biotitické strednozrné granodiority*“, ako aj „*apliticko-pegmatitické granity a aplitické granity*“.

V permských sedimentoch rozlišuje dva faciálne vývoje – zlepenčový vývoj a bridličnatý vývoj. Neskôr (Kamenický in Buday et al., 1963) v rámci mladšieho paleozoika vyčlenil bazálne súvrstvie sivých a sivozelených drobových arkóz a drôb a nadložné bridličnato-drobové súvrstvie. Prvé podrobnejšie informácie o mladšom paleozoiku prišli v súvislosti s vyhľadávaním rádioaktívnych surovín v 60. – 80. rokoch 20. storočia. V dvoch etapách, 1965 – 1966 a 1972 – 1973, začal Uránový prieskum Liberec, závod Spišská Nová Ves, na území Považského Inovca vyhľadávacie a prieskumné práce na rádioaktívne suroviny v perme. Výsledky týchto prác boli zhodnotené v záverečnej správe Miháľa a Felbera (1973) a Soboleva (1979). Vo výskume mladšieho paleozoika (v rokoch 1975 až 1984) v spojitosti s vyhľadávaním uránu v tejto oblasti pokračovali Daniel a Kartusek (1979, 1980) a Štimmel et al. (1984). Kolektív autorov na základe vrtných prác, prieskumných diel a mapovania definoval detailné litostratigrafické členenie karbónsko-permských súvrství. Mladšie paleozoikum rozdelili na dve skupiny: karbónsku hôrčanskú skupinu a permskú kálnickú skupinu. Na základe poznatkov z vrtných prác a prieskumných diel v perme rozlišujú dva sedimentárne vývoje, okrajový a centrálny. Kálnické súvrstvie pokladajú za laterálny ekvivalent súvrstvia Klenkovho vrchu a seleckého súvrstvia. Toto pomerne komplikované litostratigrafické členenie sa neskôr preberalo a opisovalo v ďalších prácach. Všetky práce Uránového prieskumu v skúmanom území naposledy komplexne prehodnotil Miháľ (2003). Mahel' (1986) zdôraznil, že pre Inovec sú príznačné 2 typy mladopaleozoických súborov, oddelené *stankovským prešmykom* (analógiou je *selecký prešmyk* sensu Novotný a Miháľ in Štimmel et al., 1984). Vozárová a Vozár (1988) rozdelili výskyty mladopaleozoických sedimentov v Inovci na dve skupiny. K prvej patria sedimenty obalu kryštalinika, druhú skupinu (*novianske súvrstvie* sensu Novotný a Miháľ in Štimmel et al., 1984) pokladali za vrchný karbón/spodný perm hronika čiže nižnobocianske a maluzinské súvrstvie. Táto pozícia sa však pri súčasnom mapovaní nepotvrdila.

Novú etapu výskumu mezozoika v Považskom Inovci otvoril M. Maheľ. Uhligom (1903) vyčlenenú obalovú sériu najskôr pomenoval *manínsko-inovecká* (Maheľ, 1950), neskôr *inovecká* séria (Maheľ, 1957, 1959) a zaradil ju k sériám západoslovenskej skupiny (Maheľ, 1959). Spresnil vrstvomé sledy tektonických jednotiek a detailne kartograficky rozpracoval stavbu pohoria. V strednej časti pohoria pracovali aj Maheľ (1951, in Buday et al., 1962, 1963; in Maheľ et al., 1967; Maheľ, 1969), Divinec (1975), Maheľ (1979a, b, c), Plašienka (1976) a Havrila (in Maglay et al., 2005a, b). V severnej časti pohoria v tomto období pracoval Zimáň (1979).

Chočskú jednotku v Považskom Inovci podľa Maheľa (1961, in Buday et al., 1962, in Buday et al., 1963) zastupuje čiernovážska séria (Maheľ, 1962) (so svetlými a tmavosivými vápencami anisu a podstatnú časť série predstavujú dolomity v strednom, a najmä vo vrchnom triase). Podľa Maheľa (1979a) chočská séria vykazuje osobitné zastúpenie svetlých vápencov wettersteinského typu uprostred hrubých más dolomitov. Na základe tejto vlastnosti sa priradzovala k prechodnému vývoju medzi čiernovážskou a veternickou sériou (Maheľ in Maheľ et al., 1967). Po vyčleníení bebravskej čiastkovej jednotky/série/skupiny (Maheľ, 1973, s. 25, 1979b, c) chočského príkrovu v Strážovskej hornatine zaradil Maheľ (1979b, c) v Považskom Inovci podstatnú masu chočského príkrovu k tejto novovyčlenenej sérii. Podľa Havrilu (in Havrila a Vaškovský, 1983) v skupine Tematínskych vrchov vystupuje neznáma tektonická jednotka s neobjasneným stratigrafickým rozsahom patriaca do gemerika. V Považskom Inovci – v skupine Tematína – najčastejšie v nadloží šupín čiernovážskej sekvencie/jednotky leží hrubá bebravská sekvencia/jednotka, ktorá zväčša zastupuje celý chočský príkrov (Maheľ, 1986). Najnovšie v zmysle Havrilu (in Vozár et al., 2002) hronikum v seleckom bloku (medzi Hrádkom a Kálnicou) zastupuje *tematínska kryha považského príkrovu* budovaná bebravskou sukcesiou.

Litológico-biostratigrafickým štúdiom mezozoických sedimentov sa zaoberali Kullmanová (1958, 1980, 1987), Salaj (1959), Kochanová (1959, 1965), Kullmanová a Vozár (1980) a Kullmanová a Gašpariková (1982). Posledné dve uvedené autorky opisujú sedimenty vrchnej kriedy, zavrásnené v kryštaliniku Považského Inovca. Neskôr na túto prácu nadviazali Plašienka et al. (1994) a Plašienka (1995), ktorí sedimenty vrchnej kriedy formálne definovali a tektonicky ich pričlenili k hypotetickej oceánskej doméne váhika.

Prvé údaje zaoberajúce sa všeobecne geologickými pomermi kvartéru pahorkatín Podunajskej nížiny, ktorých časť zasahuje aj na územie mapového listu, spadajú do počiatkov 20. storočia. Súvisia s plánovité prebiehajúcim agrogeologickým mapovaním Horusitzkého (1904, 1908, 1911) v rámci rakúsko-uhorskej monarchie. Výsledky z týchto prác v oblasti rozlišovania kvartérnych, najmä eolických sedimentov dodnes nestratili na hodnote. Od obdobia agrogeologického výskumu až do rokov 1945 – 1950 sa toto územie z kvartérneho hľadiska študovalo len okrajovo v rámci prác geografov a geomorfológov. Z tohto obdobia sú známe viaceré práce s informáciami o genéze kvartérneho reliéfu. Pochádzajú z pera

Hromádku (1943, 1956), Daneša (1920), Ambroža (1947) a Lukniša (1946). Luknišova práca sa zaoberá navyše geomorfologickými pomermi v oblasti západnej úboče Považského Inovca.

Najstaršia správa o výskyte paleogénnych sedimentov na území regiónu Považský Inovec a jv. časť Trenčianskej kotliny pochádza z druhej polovice 19. storočia od Štúra (1860), ktorý uvádza výskyty numulitových vápencov pri obci Lúka. Neskôr Stache (1864) spomína výskyty paleogénnych sedimentov z východného okraja Považského Inovca, z územia severne od obce Bojná a Závada (Zavodá), z okolia Nového mlyna (Novi-Mühle) a zo západného okraja pohoria z oblasti medzi obcami Hrádok a Lúka. Ďalšie informácie o výskyte paleogénnych sedimentov v tejto oblasti nachádzame z prvej polovice 20. storočia v prácach Ferencziho (1917, 1918) a Matějku (1949).

Začiatkom 50. a 60. rokov 20. storočia uvádzajú Mahel' (1951) a Matějka (in Buday et al., 1962, 1963) výskyt paleogénnych (eocénnych) sedimentov na západnom okraji Považského Inovca pri obci Modrová a východne od obce Lúka. V druhej polovici 60. rokov začlenil Chmelík (1967) uvedené paleogénne sedimenty do tzv. platformového vývoja.

Ďalšie poznatky o paleogénnych sedimentoch Považského Inovca sa získali až v druhej polovici 20. storočia. Pri geologickom mapovaní Stredného Ponitria našla Brestenská (1953, 1954) paleogénne sedimenty medzi obcami Bojná a Závada.

V 70. rokoch minulého storočia tieto paleogénne sedimenty študoval Kámen (1976). Na základe veľkých foraminifer boli stratigraficky začlenené do vrchného lutétu (Vaňová, 1976). Tieto sedimenty sa študovali aj v rámci mapovania Bánovskej kotliny (Brestenská et al., 1980) a neskôr v rámci mapovania Považského Inovca (Havrila a Vaškovský, 1983; Kohút et al., 2005) a okrajovo v rámci Podunajskej nížiny-Nitrianskej pahorkatiny (Pristaš et al., 1997, 2000).

Koncom 90. rokov 20. storočia boli paleogénne sedimenty západného okraja Považského Inovca začlenené na mape Slovenska 1 : 500 000 (Biely et al., 1996) do hutianskeho a zubereckého súvrstvia.

Koncom 20. storočia k spresneniu litostratigrafického začlenenia paleogénnych sedimentov západného okraja Považského Inovca prispel vrt PID-2 (Dovina, 2000).

Najstaršie informácie o výskytoch neogénnych sedimentov na území regiónu Považský Inovec a jv. časť Trenčianskej kotliny pochádzajú z druhej polovice 19. storočia. Nachádzame ich v práci Štúra (1860), ktorý uvádza výskyty neogénnych pieskovcov a štrkov pod sprašami na strmých brehoch Váhu medzi obcami Koplotovce a Modrovka a nálezy sladkovodných vápencov pri Ratnovciach. Neskôr Stache (1864) spomína výskyty mladoterciérnych sedimentov (pieskovcov, sladkovodných vápencov) na západnom okraji Považského Inovca, oproti Piešťanom (Pistyan) pri Ratnovciach a medzi Sokolovcami a Koplotovcami.

Začiatkom 20. storočia sa geologickou stavbou Považského Inovca zaoberal Ferenczi (1916, 1917, 1917). Z terciérnych sedimentov uvádza tzv. abrázne brekie tvorené úlomkami dolomitov, v menšej miere eocénymi pieskovecami

a vápencami s numulitmi. Spomína aj výskyty pieskovcov pravdepodobne mio-cénneho veku pri Banke a sladkovodných vápencov pri Ratnovciach, ktoré začlenil do pliocénu.

Neskôr sa geologickou stavbou okolia Piešťan zaoberal Hynie (1927). Z neo-génnych sedimentov opisuje aj pieskovce a sladkovodné vápence.

V 40. rokoch minulého storočia opísal Ivan (1943) hlavné systémy zlomov na území medzi Ratnovcami a Piešťanmi a v nadväznosti na ne vývery prameňov na križovaní zlomov v Ratnovciach a na Kúpeľnom ostrove v Piešťanoch. Matějka (1949) opísal hruboklastické sedimenty pri obci Banka a výskyty travertínov pri Ratnovciach.

V 50. rokoch minulého storočia Mahel' (1951) pieskovce a pestro sfarbené pelity nachádzajúce sa pri Piešťanoch a Ratnovciach pomenoval piešťanská formácia. V tomto období sa uskutočnilo geologické mapovanie ako súčasť zostavovania prehľadnej geologickej mapy 1 : 200 000 (Buday, 1955, 1956). Buday (1955) na západných svahoch Považského Inovca v priestore medzi obcami Koplotovce a Ratnovce vyčlenil pieskovcové sedimenty, ktoré pomenoval koplotovská séria. Koreloval ju s už vyčlenenou piešťanskou sériou (Mahel', 1951). Neskôr Buday (in Buday et al., 1962) zaradil súvrstvie pieskovcov a zlepenčov pri Piešťanoch a Koplotovciach do spodného panónu a koreloval ho s tzv. veľkým pieskom vo Viedenskej panve.

Petrografickým výskumom pieskovcov piešťanských vrstiev sa zaoberal Březina (1959). Geochemický výskum sladkovodných vápencov z lokality Ratnovce urobili Zýka a Vtělenský (1960).

V 60. a 70. rokoch opísal Mišík (1966, 1976) výskyty sladkovodných vápencov v Ratnovciach a klastické sedimenty piešťanských vrstiev pri Piešťanoch.

Neogénne sedimenty východného okraja Považského Inovca koncom 50. rokov mapovala Brestenská (1958, 1962) a začiatkom 80. rokov ich mapovali Havrila a Vaškovský (1983).

Po roku 1950 k problematike štúdia kvartéru sa geológovia, s výnimkou všeobecných prác o eolických sedimentoch (Janšák, 1950; Šancer, 1951; Mišík, 1952), spočiatku dostávali opäť prostredníctvom prác geografov a geomorfológov alebo v rámci širšie koncipovaných prác (Mazúr a Činčura, 1964, 1975; Činčura, 1970; Ištók, 1976; Lukniš, 1961, 1964; Kvitkovič et al., 1956; Zaťko, 1962).

Kvartérnou geológiou s čiastočným zameraním na geomorfológiu riečnych terás sa zaoberali Ložek a Tyráček (1960), so zameraním na prejavy interglaciálov v eolických sedimentoch Ložek (1963) a na genézu jednotlivých typov kvartérnych sedimentov Ložek (1973). V tejto súvislosti je významná aj práca Mořkovského (1960) zaoberajúca sa základnými geologickými pomermi, nevynímajúc kvartér časti skúmaného územia.

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 (viatych pieskov nivy Váhu), fosílné pôdy a klimatické

vplyvy na ich tvorbu sú ťažiskom prác Peliška (1952, 1972), Smolíkovej (1960) a Šajgalíka (1964a, b, c, 1967).

Biostratigrafickým vyhodnotením a paleoekológiou spraší západnej úboče Považského Inovca sa zaoberali Kernátsová (2002, 2006) a Joniak (2000) a v starších prácach vrátane paleontologických vyhodnotení už Petrbock (1935), Ložek (1955) a Keller a Pachinger (1962). Geotechnické údaje o sprašiach a sprašových hlinách, ako aj ich fyzikálno-mechanické vlastnosti (presadavosť) sú opísané v práci Šajgalíka a Modlitbu (1983).

Vyhodnotením lokalít výskytu pramenných vápencov západnej úboče Považského Inovca sa zaoberal Kovanda (1971).

Výsledky systematického archeologického výskumu paleolitu, ako aj riešenie stratigrafie sprašových pokryvov na základe paleolitických nálezov podávajú Bárta (1963, 1965, 1966), Ištók a Ižóf (1990) a Hromada (2000).

Pôdami sa v tejto oblasti nepriamo zaoberali Hraško (1964), Hraško et al. (1980), Čurlík a Šefčík (1999) a ďalšími geofaktormi celý rad autorov v rámci *Atlasu SSR* [Mazúr a Jakál (eds.), 1980].

Najnovšie sa kvartérom Dolnovážskej nivy a priľahlej západnej úboče Považského Inovca zaoberali Maglay a Pristaš (in Maglay et al., 2005a, b).

Geologické a štruktúrno-tektonické pomery vo svojich prácach rozoberal Putiš (1980, 1981, 1982) a Putiš in Krist et al. (1992). Priniesol nové pohľady na geologicko-tektonickú stavbu pohoria. Putiš (l. c.) sa vo svojich prácach zamerail na štruktúrnu a tektonickú prepracovanie kryštallických komplexov Považského Inovca a na ich metamorfnú charakteristiku. Ráz kryštallinika na základe autopsie prirovnal ku granitizovanej, katametamorfovanej, suprakrustálnej sérii Suchého v Strážovských vrchoch. Putiš (l. c.) najskôr prebral podstatu Kamenického názorov a na základe rozdielov v metamorfnom vývoji (najmä v diaforéze), stupni migmatizácie a granitizácie, deformačnom prepracovaní a tektonických štýloch predpokladá zblíženie severného a južného kryštallinického komplexu počas alpínskych procesov. Neskôr Putiš (1983) a Korikovský a Putiš (1986) zdôrazňovali, že ani v metamorfnom, ani v štruktúrnom vývoji oboch komplexov niet podstatných rozdielov. Dokumentovala sa postupnosť metamorfných izográd progresívnej a retrográdnej variskej metamorfózy, čím sa minimalizoval vplyv ich alpínskeho zblíženia. Neskôr Leško, Šutura a Putiš (1988) prijali koncepciu počítajúcu s ďalekosiahlymi mladoalpínskymi násunmi v inoveckom fundamente, keď sa kryštallinikum severného bloku interpretovalo ako súčasť penninika a komplexy fundamentu južného bloku ako spodný austroalpínsky príkrov. Ich styčná plocha, označená ako hrádocko-zlatnícky násun, sa tak stala principiálnou alpínskou sutúrou. Leško et al. (1988) podali pohľad na stavbu hrasti Považského Inovca na základe geofyzikálnych údajov. V rámci úlohy *Geologická stavba Malých Karpát, Považského Inovca a priľahlých území* bola vypracovaná čiastková správa (Marko et al., 1990) zameraná na strednú časť, t. j. predpokladanú zónu styku dvoch blokov kryštallinika Považského Inovca s prihliadnutím na tektonické štruktúry v tejto oblasti. Práca sa nezaobrá de-

tailnou litostratigrafiou, obsahuje však hodnotné informácie o tektonických vzťahoch jednotlivých horninových komplexov. V posledných prácach pripisuje Putiš (1991a) hrádocko-zlatnickej zóne charakter paleo-mezoalpínskej sinistrálnej transpresnej štruktúry, ale zároveň (Putiš, 1991b, 1992) uvažuje aj o jej významnej funkcii vo variskom tektonometamorfnom vývoji. Dnes by mala vlastne nahrádzať styčnú plochu dvoch základných juhovergentných variských príkrovov fundamentu Západných Karpát – spodného, hronského, reprezentovaného severným blokom, a vrchného, tatranského príkrovu, ktorého súčasťou je aj kryštalinikum južného bloku a ktoré bolo alpínsky spätne nasunuté na severný blok.

Geologickú stavbu strednej časti Inovca, najmä pomocou detailných štruktúrnych meraní, riešili aj Plašienka a Marko (1993), Plašienka et al. (1994) a Plašienka (1995). Konštatujú, že komplexy kryštalinika severného a južného bloku sa vzájomne odlišujú nielen horninovou náplňou, ale aj metamorfným vývojom (regionálna diaforéza v severnom bloku) a sčasti aj štruktúrnym inventárom (prevaha alpínskych štruktúr v severnom a, naopak, variských v južnom bloku).

V rámci štúdia západokarpatských granitov boli spracované aj vzorky z tohto pohoria – pozri Cambel et al. (1990). Detailnú charakteristiku akcesorických minerálov granitoidov v Považskom Inovci podali Broska a Uher (1988). Litologickým zložením a tlakovo-teplotnými podmienkami metamorfózy kryštalinika centrálnej časti Považského Inovca sa zaoberali Hovorka et al. (1994a). Opisujú tri komplexy metamorfítov, v ktorých sledovali metamorfné asociácie a distribúciu indexových minerálov. Podrobne charakterizujú aj metabazity vystupujúce v kryštaliniku. Sumárnou charakteristikou kryštalinika Považského Inovca je práca Határa et al. (1998). Granitoidnými (migmatiticko-ortorulovými) horninami z oblasti doliny Železnice sa zaoberá práca Petrika in Petrik et al. (2001). Nové výsledky štúdia granitických hornín Považského Inovca prinášajú Kohút et al. (2004). Ostatnými príspevkami, v ktorých sa diskutuje o pôvode metamorfovaných hornín z južnej časti bojníanskeho bloku, sú práce Kohúta et al. (2005) a Kohúta a Simana (2005), o vyčlenení devónskeho komplexu Hlavinky sa hovorí v práci Kohúta a Havrilu (2006). Štruktúrne a litologické vzťahy metamorfovaných hornín v severnej časti bojníanskeho bloku skúmal Kováčik (2006b).

Názory na terciérnu výplň Trenčianskej kotliny prešli veľkými zmenami v 80. rokoch 20. storočia na základe geofyzikálnych výskumov (Zbořil et al., 1981, 1983, 1984, 1988; Fusán et al., 1982). Pri dešifrovaní geologickej stavby Trenčianskej kotliny sa využili poznatky z geologickej stavby Bánovskej kotliny (Brestenská et al., 1980; Pristaš et al., 2000; Fordinál et al., 2001; Vass et al., 2001, 2002), ako aj ďalšie práce (Kováč et al., 1989, 1990, 1993; Marko, 2002).

Ostatné práce, ktoré sa zaoberali problematikou geologickej stavby, litostratigrafickým zaradením hornín a tektonickou stavbou tejto oblasti, spomenieme v ďalšom texte.

OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY

(J. Ivanička, M. Kohút, M. Olšovský, J. Hók, M. Polák, M. Elečko, K. Fordinál, J. Maglay a J. Pristaš)

TATRIKUM

Kryštalínium – paleozoikum

Považský Inovec predstavuje typickú popaleogénnu megaantiklinálnu hrast', predĺženú v smere SSV – JJZ. Na severe klesá do axiálnej depresie (úklon osí *b* vrás na sever), ponárajúc sa pod mezozoické série Strážovskej hornatiny. Kryštalínium tohto regiónu reprezentujú jednak metamorfované horniny, jednak grani-toidy. V seleckom bloku sa celkove vyskytujú najmä svorové horniny s ojedinelými polohami metabazitov – amfibolitov, v bojníanskej časti sme pozorovali metamorfované sedimentárne (psefiticko-pelitické) horniny rulového charakteru, ako aj metavulkanické horniny – amfibolity. Tento horninový komplex predstavuje najstaršie vývojové štádium v skúmanej oblasti. Tvoria ho sedimenty pôvodne ílovitého až pieskovcovo-drobového charakteru, ktorých sedimentáciu sprevádzal synchronný bázičný vulkanizmus. Ide zrejme o staropaleozoickú geosynklinálnu formáciu, ktorej vývoj sa skončil v hercýnskom orogéne.

Na geologickom vývoji paleozoika – kryštalínika – Považského Inovca sa podieľali geologické procesy troch Wilsonových cyklov. Boli spolu prepojené pri formovaní západokarpatskej kôry, pričom hercýnsky cyklus bezprostredne nadväzuje na vývoj mladej – „nezrelej“ – kadoomskej kontinentálnej kôry. Po kolíznom zhrubnutí a delaminácii, priamo počas formovania hercýnskej molasy procesom riftogenézy nastúpil alpínsky cyklus. Aj keď kryštalický fundament včítane granitoidov tvorí v súčasnej dominujúcej alpínskej stavbe Západných Karpát relatívne minoritný komponent, najmä z hľadiska plošného obrazu svojím štruktúrnym – autochtónnym, respektíve paraautochtónnym charakterom – predstavuje určujúci fenomén stavby. Paleozoický vývoj kryštalického fundamentu Západných Karpát, a teda aj Považského Inovca (hercýnsky tektonicky nediferencovaného), prebiehal najpravdepodobnejšie porovnateľne s vývojom stabilných oblastí Európy – Masiff Central a Český masív, pričom hercýnsky orogén v Európe sa v súčasnosti spája s kontinentálnou kolíziou a výraznými horizontálnymi posunmi (Badham, 1982; Matte, 1986, 1991; Burg et al., 1989; Franke, 1992; Franke et al., 1995). Obdobný vývoj sa predpokladá aj v prípade kryštalického fundamentu alpsko-karpatskej oblasti (Stampfli, 1996; Plašienka et al., 1997; Petrik a Kohút, 1997). Pri kolízii dvoch veľkých kontinentálnych platní – Gondwany a Baltiky (Laurázia) – sa uzavreli oceánske domény a nastala kolízia viacerých menších kontinentálnych fragmentov derivovaných zo severného okraja

Gondwany. Paleozoickú históriu kryštalinika Západných Karpát môžeme v súlade s vývojom stabilných oblastí Európy rozdeliť na tri geodynamické štádiá:

A) *Eohercýnske obdobie* (kambrium – silúr) predstavuje predkolízne obdobie, v ktorom sa „mladá kadomská kontinentálna kôra“ na severnom okraji Gondwany fragmentovala za vzniku menších oceánskych bazénov (kambrium – ordovik). Tie boli následne v silúre pohltené subdukciami a amalgamované. Predpokladáme, že v Západných Karpatoch v tomto období vznikol tzv. leptinitovo-amfibolitový komplex (LAC) v zmysle Hovorku et al. (1994) ako metamorfovaný vulkanicko-sedimentárny komplex, do ktorého v neskoršom období intrudovali hercýnske granitoidy. V Považskom Inovci prebiehalo generovanie základu vyššie metamorfovaných hornín kryštalinika v „spodnej stavbe“.

B) *Mezohercýnske obdobie* (devón – spodný karbón) charakterizujú vlastné kolízne procesy s tvorbou kôrových príkrovov a intrúzie kolíznych, najmä peraluminóznych granitov. Na západ od mapovaného územia sú známe aj menšie sedimentárne bazény *pull-apart* späté s vulkanizmom tohto obdobia a mineralizáciou typu Lahn-Dill. V rámci Západných Karpát sem zaraďujeme harmónsku a perneckú sériu a komplex Prednej hole a Jánovho grúňa, aj keď magmatizmus týchto sérií má základ v eohercýnskom období. Z granitoidov sem patria ortoruly typu S (Petrík a Kohút, 1997; Poller et al., 2000), najmä však normálne synkolízne granity typu S tatrika a veporika. V Považskom Inovci sem môžeme zaradiť sedimentáciu psefiticko-pelitických sedimentov a výlevy báziickej magmy „vulkanicko-sedimentárneho komplexu Hlavinky“ v bojníanskom bloku pod Marhátom, ako aj komplexu *Prieľačiny*, ktoré tvoria „vrchnú stavbu“ kryštalinického sokla. Môžeme sem zaradiť aj vznik ortorúl v oblasti Železnice (asi 370 mil. r.), ostatnú metamorfózu „vulkanicko-sedimentárneho komplexu Hlavinky a Prieľačiny“, ako aj intrúzie bežných muskoviticko-biotitických granodioritov až granitov (asi 340 mil. r.).

C) *Neohercýnske obdobie* (vrchný karbón – perm) je späté s kolapsom orogénu po kolíznom zhrubnutí kôry v dôsledku litosférickej delaminácie, respektíve oddelenia litosférického koreňa (*slab breakoff*). Vtedy „vystúpili“ plášťové hmoty, preteplila sa stenčená kôra a nastalo tavenie granitov typu I. V období permu sa zmenila kompresná tektonika na transpresnú až extenznú. Pokračovalo „odstrešenie“ fundamentu, do oslabených zón intrudovali peraluminózne granity typu S, ale aj alkalické – anorogénne – granity typu A. Formovali sa molasové bazény, kde sa umiestňoval materiál erodovaný z nadložia, ako aj vrchných častí samotných granitových masívov.

Oblasť kryštalinika Považského Inovca je dobrým príkladom takéhoto geologického vývoja, keďže jeho podstatnú časť budujú najmä „mladšie“, mezohercýnske granitické horniny a ortorulové horniny – pôvodne „staršie“ granitoidné horniny typu S mezohercýnskeho obdobia. Tie boli následne výrazne strižne deformované – „zrulovatené“ – za vzniku terajších ortorúl. V metamorfovanom obale v **spodnej stavbe** dominujú normálne biotitické pararuly, svetlé a tmavé ruly, miestami migmatizované, amfibolity, ako aj svorové a svorovo-pararulové

horniny, ktoré majú sedimentárny základ v preddevónskom období. Metamorfóza „spodného komplexu“ kryštalinika Považského Inovca musela vo všeobecnosti dosiahnuť vyššie P-T podmienky ($T \geq 550^\circ\text{C}$ a $P \geq 350\text{ MPa}$, v migmatitoch a retrogresívnych granatických amfibolitoch až $T > 650^\circ\text{C}$ a $P > 450\text{ MPa}$). Vo **vrchnej stavbe** sú prítomné fylitické, drobovo-rulové a amfibolické (aktinolitické) horniny „*vulkanicko-sedimentárneho komplexu Hlavinky a Prielačiny*“. Tento komplex má základ v eohercýnskom období, no hercýnsky bol naposledy metamorfovaný v mezohercýnskom období. Metamorfóza „vrchného komplexu“ kryštalinika Považského Inovca dosiahla nižšie podmienky s $T < 500^\circ\text{C}$ a $P < 300\text{ MPa}$. Do neohercýnskeho obdobia môže patriť časť leukokratických aplitoidných granitov, ktorá má sčasti charakter permských peraluminóznych granitov, zatiaľ však bez exaktného datovania. V perme boli horninové komplexy kryštalinika exhumované – vyzdvihnuté. Sformoval sa erodovaný paleopovrch, na ktorý sedimentovali bazálne členy mezozoickej obalovej sekvencie.

Z hľadiska zastúpenia sedimentárnych komplexov **mladšieho paleozoika** má prioritný význam geologická stavba západného a severozápadného podcelku pohoria označovaného ako Inovecké predhorie so Seleckou kotlinou. Celý geologický obraz uvedeného územia možno charakterizovať ako zložitú vrásovo-prešmykovú stavbu s výraznou popríkrovovou zlomovou tektonikou. Mladopaleozoický súbor formácií dosahuje hrúbku 1 500 – 1 800 m (Štimmel et al., 1984) a reprezentuje kontinentálnu výplň sedimentačného bazénu. Podstatná časť klastického materiálu pochádza z okolitého kryštalinického fundamentu, časť pochádza zo synsedimentárneho vulkanizmu. V celom súbore sedimentov (karbón – perm) možno vyčleniť štyri depozičné sekvencie, ktoré zodpovedajú vyčleneným súvrstviam. Prevaha litologických variet a prítomnosť vulkanizmu nás vedie k akceptovaniu rozdelenia súvrství na tzv. okrajový a centrálny vývoj (sensu Štimmel et al., 1984). V okrajovom vývoji sú vo vrchnej časti rudimentárne vyvinuté aj horniny netypické pre *kálnické súvrstvie* a naopak, v centrálnom vývoji sú na báze *seleckého súvrstvia* (vrty) a v tektonických šupinách s neistým litostratigrafickým zaradením prítomné horniny javiace afinitu ku kálnickému súvrstviu. V najvrchnejšej časti je možné na základe litologického zloženia sledovať postupný litologicko-stratigrafický prechod (na niekoľkých metroch) do spodnotriasového lúžňanskeho súvrstvia.

Mezozoikum

Mezozoické sedimenty tatrika Považského Inovca opísal Mahel' (1950) ako „obalovú sériu Inovca“. V ďalšej práci ich ten istý autor zaradil do ním stanovenej skupiny západoslovenských sérií („inovecká séria“). V jednotlivých blokoch Považského Inovca boli odlišené tri obalové mezozoické litostratigrafické jednotky, a to selecká sukcesia v seleckom bloku, inovecká sukcesia v bojníanskom bloku a tribečská sukcesia v hlohoveckom bloku. Mezozoikum obalovej *seleckej sukcesie* je rozšírené najmä v oblasti Drieňového vrchu medzi Beckovou a Sel-

com. Reprezentujú ho klastické a karbonátové súvrstvia veku spodný trias až hetanž. Na východnom okraji Považského Inovca obalové mezozoikum – *sukcesia Patrovca* – vystupuje v izolovaných výskytoch jz. od Patrovca pravdepodobne v priamom nadloží kryštalinických hornín. Tvoria ho spodnotriasové kremence, strednotriasové ramsauské dolomity a rozličné druhy vápencov, ktorých stratigrafické zaradenie je spodný lias až spodná krieda. Podľa Poláka (2004) selecká sukcesia, inovecká sukcesia a sukcesia Petrovca predstavujú súčasť šiprúnskej panvovej sekvencie fatrika.

Inoveckú sukcesiu zastupuje spodný trias až stredná krieda. Vystupuje jednak v dvoch navzájom izolovaných areáloch (je to spôsobené kryhovou stavbou tatrika vzniknutou už počas triasu, resp. kryhovou stavbou hrasti Považského Inovca vzniknutou v neogéne), oddelených zlomovou líniou tvoriacou východné ohraničenie kryštallického ostrova Striebornice, jednak v dvoch severo-južných pruhoch, oddelených zlomovou líniou tvoriacou východné ohraničenie kryštallinka pruhu Zlatého vrchu. Má prevažne monoklinálnu stavbu so sklonom na Z – SZ, porušenú zlomovou tektonikou.

Tribečská sukcesia, ktorá vystupuje v hlohoveckom bloku, má vrstvomý sled od spodného triasu po malm. Charakteristickou črtou tribečskej sukcesie v Považskom Inovci je jej metamorfovanosť a plytkovodnejší vývoj v období jury v porovnaní s inoveckou sukcesiou. Je zrejmé, že vystupuje v tektonickom nadloží tatrických granodioritov identických s granodioritmi južného Tribeča. Zároveň je dobre zreteľná jej pozícia v tektonickom nadloží vrchnokriedovej hornobelickej skupiny vystupujúcej v lome s. od Hlohovca, ležiacej na spomenutých granodioritoch.

VEPORIKUM

Veporikum (v zmysle Andrusova, 1960; Maheľa, 1986, a Bieleho et al., 1996) je zastúpené čiastkovým príkrovom kmeňového krížňanského príkrovu. V seleckom bloku je zastúpený tak plytkovodný, ako aj hlbokovodný faciálny vývoj v stratigrafickom rozsahu stredný trias – spodná až stredná krieda. Do beckovskej sukcesie ako ekvivalentu vysokého faciálneho vývoja veporika zaradujeme kompozitný vrstvomý sled pozostávajúci z litostratigrafických členov v rozsahu stredný trias (anis) až najspodnejšia vrchná krieda (spodný cenoman). Za súčasť tektonickej jednotky veporika považujeme v zhode s Maheľom (1986) aj plošne značne rozšírené sivé, svetlosivé, miestami tmavosivé masívne, zriedkavo vrstvivité metamorfované vápence, ktoré sa vyskytujú jv. od Beckova (oblasť Rožňavka) a jz. od Krivosúdu-Bodovky (oblasť Bukovinky). Vápence tektonicky prekrývajú rôzne členy vyššej šupiny obalovej seleckej sekvencie, t. j. sedimenty permu, spodného triasu a karpatského keuperu. Svojou pozíciou tvoria zdanlivo samostatný tektonický element, ktorý však môžeme považovať za bazálny člen vrstvomého sledu veporika. Táto úvaha je podopretá údajom z vrtu BM-1 situovaného asi 700 m v. od beckovského hradu, v ktorom boli prevŕtané

strednotriasové dolomity. Výskyt dolomitov nás oprávňuje považovať ich za pokračovanie vrstvomého sledu stredného triasu. Vyšším členom tohto vrstvomého sledu môžu byť sedimenty karpatského keuperu vyskytujúce sa východne od hradu Beckov, ktoré spolu s vyššími litostratigrafickými členmi tiež zaradujeme do beckovskej sukcesie.

Sedimenty zliechovského faciálneho vývoja sa nachádzajú najmä v bojníanskom a hlohoveckom bloku Považského Inovca. Vystupujú v nadloží inoveckej sukcesie tatrika v dvoch tektonicky (zlomovo) izolovaných areáloch: a) východne od kryštallického ostrova Striebornice – v severnej časti masívu Krahulčích vrchov, t. j. na kryhe Marhátu, b) západne od kryštallického ostrova Striebornice, odkiaľ sa po spojení kryštallinika bojníanskeho bloku s kryštallickým ostrovom Striebornice tiahne na sever k Bezovcu až po Hrádockú dolinu. Horninový komplex zastupuje spodnotriasová až strednokriedová časť vrstvomého sledu. V južnej časti pohoria je plocho monoklinálne až mierne klenbovito uložený smerom na sever, v oblasti medzi Hubinou a Bezovcom je vnútorne prevrášnený. Charakteristickou črtou zliechovskej sukcesie je hlbokovodnejší vývoj jury a charakteristickými členmi sukcesie sú podhradské vápence stredného triasu, pestré bridlice spodného karnu, lunzské vrstvy, fleckenmergel jury, rádioláriorové vápence a rádiolarity vyššej jury, ako aj kalpionelové slienité vápence jury až spodnej kriedy.

Aj v jz. okraji Strážovskej hornatiny, ktorý tvorí sv. lem tohto regiónu, vystupujú sedimenty zliechovskej sukcesie. Zastupujú ich mraznícké a porubské súvrstvie.

HRONIKUM

Horniny, ktoré v seleckom bloku považujeme za súčasť tektonickej jednotky hronika, budujú morfológicky nápadnú beckovskú hradnú skalú. Na jej stavbe sa podieľajú najmä horniny dobrovodskej sukcesie a sukcesie jednotnej karbonátovej plošiny. Vyskytujú sa aj južne od Beckova (oblasť Skalica), kde sa v minulosti aj exploatovali. Južnejšie v bojníanskom bloku je hronikum zastúpené spodným tektonickým telesom (príkrovovou troskou Teplého vrchu) vystupujúcim južne od Starej Lehoty a vrchným tektonickým telesom (tematínskou kryhou považského príkrovu) vystupujúcim v rozsiahlom priestore Tematínskych vrchov. Obe tieto telesá sú budované odlišnými vrstvomými sledmi.

Spodné tektonické teleso hronika – *príkrovovú trosku Teplého vrchu* – tvoria horniny prechodnej sukcesie – veterlínskej sukcesie (táto sukcesia obsahuje v spodnej časti sedimenty skupiny Dobrej Vody vzniknuté v hlbokovodnejšom prostredí a vo vrchnej časti sedimenty bebravskej skupiny vzniknuté v plytkovodnejšom prostredí). Telesá tvorené veterlínskou sukcesiou sa v Považskom Inovci vyskytujú ešte na dvoch miestach: tvoria hradnú skalú v Beckove a chrbátik v Podhradí, na ktorom je postavený Topoľčiansky hrad. V súčasnosti v zmysle prác M. Havrila sa uvedené telesá považujú za zvyšky okrajovej časti

sedimentačného priestoru bazénu Dobrej Vody (priestoru nachádzajúceho sa medzi sedimentačným priestorom bazénu Dobrej Vody a medzi sedimentačným priestorom mojtínsko-harmaneckej karbonátovej platformy). V šošovkovitej forme sa zachovali pod príkrovovým telesom považského príkrovu (tvoreným horninami karbonátovej platformy) nasúvajúcim sa v priestore Strážovských vrchov na príkrov Ostrej Malenice a v priestore Malých Karpát na veterlínsky príkrov (resp. na príkrov Dobrej Vody vystupujúci pod nimi). Spomenuté tri tektonické telesá (Teplý vrch – Stará Lehota, Beckov, Podhradie) majú rovnaký vrstvový sled ako veterlínsky príkrov v Malých Karpatoch, resp. ako príkrov Ostrej Malenice v Strážovských vrchoch. Na základe typu vrstvového sledu a na základe regionálnej pozície spomenutých troch telies v sukcesii príkrovových telies hronika predpokladáme, že pôvodne spolu s telesom, ktoré dnes označujeme názvom veterlínsky príkrov, a s telesom, ktoré dnes označujeme názvom príkrov Ostrej Malenice, boli súčasťou jedného rozsiahlejšieho príkrovu. Tento príkrov bol dezintegrován na separátne telesá (kryhy) až počas tvorby jadrových pohorí, resp. sčasti už pri presúvaní príkrovov. Vtedy časť tohto príkrovu bola „rozvlečená“ pod nasúvajúcim sa považským príkrovom. Všetky jednotlivé telesá tohto príkrovu (teda aj príkrovová troska Teplého vrchu) majú monoklinálnu stavbu s normálne uloženým sledom vrstiev.

Hronikum *tematínskej kryhy považského príkrovu* vystupuje vo forme doskovitého telesa s monoklinálnou stavbou, uloženého v nadloží veporika. Buduje ho bebravská sukcesia. Sedimenty a vulkanity siliciklastickej formácie (perm – spodný trias) sú zachované len sporadicky. Vystupujú na báze niektorých čiastkových tektonických telies. Drobné šošovkovité teleso šuňavského súvrstvia vystupuje na báze čiastkového príkrovu (duplexu) na Skalke severne od Hubiny. O niečo väčšie šošovkovité teleso tvorené maluzinským, benkovským a šuňavským súvrstvím sa vyskytuje na báze telesa hronika východne od Grnice. Odtiaľ ho cez dolinu Kališťa možno nesúvisle sledovať po Starú Lehotu. Smerom do nadložia vystupujú karbonátové komplexy stredného až vrchného triasu. Najvyššiu zachovanú litostratigrafickú jednotku – oponické vápence – reprezentuje plytkovodná fácia vnútornej karbonátovej platformy patriaca do *skupiny plošiny hlavného dolomitu* s vekovým zaradením do vrchného triasu (karn – tuval).

Na východnom okraji Považského Inovca mezozoikum vystupuje vo veľkej izolovanej *kryhe Úhradu* (medzi Tesármí, Závadou, Podhradím a kopanicou Čierna hora). Túto kryhu, v južnej časti čiastočne prikrytú sedimentmi terciéru, zo severnej strany od kryštalinika tatrika oddeľuje tektonická plocha (?násunová plocha fatrika). Z východnej strany od sedimentárnej výplne bánovskej depresie ju oddeľuje okrajový zlom Považského Inovca (dubodielsky zlomový systém sensu Mahel', 1986). Z ostatných strán ju od kryštalinika tatrika oddeľuje sústava zlomov rôznych smerov, len na juhu pri Tesároch ju od kryštalinika tatrika oddeľuje transgresívna plocha inoveckej sukcesie. V kryhe je zachovaný malý denulačný zvyšok tatrika (pri Tesároch) a šupina fatrika (v Podhradí), no podstatnú časť kryhy Úhradu tvoria príkrovy hronika.

MANÍNSKA JEDNOTKA

V oblasti medzi Soblahovom a Mníchovou Lehotou na okraji Strážovskej hornatiny vystupujú sedimenty manínskej jednotky. Je tu zastúpený takmer kompletný vrstvový sled. Musíme však upozorniť na to, že horninový komplex obsahuje aj také fácie, ktoré do istej miery korešpondujú s belianskou sekvenvou krížňanskej jednotky. V spodnej časti vystupujú ramsauské dolomity ladinu, v ich nadloží súvrstvie karpatského keuperu. Triasové komplexy sú zakončené rétskym kössenským súvrstvom. Sled pokračuje piesčito-krinoidovými vápencami spodného liasu. Dogerský súbor reprezentujú rádioláriové vápence a rádiolarity, ktoré vo vrchnej časti prechádzajú do hľuznatých vápencov malmu. Titón až hoteriv je vo vývoji sivých slienitých, vo vrchných častiach sčasti organodetritických vápencov s tmavými rohovcami. Najmladšie časti zastupujú flyšoidné a flyšové sekvencie albu až cenomanu.

TERCIÉR A KVARTÉR

Terciérna sedimentárna výplň Trenčianskej kotliny (depresie) leží na predterciérnom podloží. Paleogénne sedimenty sú na povrchu zastúpené zvyškami bazálnej litofácie (brekcie), hlbšie azda aj ílovcovo-pieskovcovými vrstvami marginálnej litofácie. Paleogénne sedimenty sú však spravidla hlboko poklesnuté a na povrchu vystupujú najmä sedimenty mladšieho neogénu a kvartéru. Neogénne súvrstvia sú tvorené spodnomiocénnymi a pliocénnymi sedimentmi. Spodnomiocénne egenburské sedimenty reprezentuje čausianske súvrstvie v morskom vývoji. Na jeho báze sa nachádzajú kľáčnianske zlepenice ležiace diskordantne a transgresívne na členitom mezozoickom podklade. V nadloží zlepeníc sú piesky a pieskovce okrajového vývoja, vyššie ílovce a prachovce (šlír), pravdepodobne s polohami ryodacitových a ryolitových tufitov. Predpokladáme, že v období bádenu až panónu územie Trenčianskej kotliny nemalo predispozíciu na subsidenciu, ale že tu vznikala erózia existujúcich sedimentov. Až v pliocéne – v dáku(?) – na študovanom území nastala sedimentácia v sladkovodných podmienkach. Výplň tvoria riečne a jazerno-riečne sedimenty volkovského súvrstvia. Predpokladáme, že bázu volkovského súvrstvia tvorili hrubozrnné štrky, ktoré nachádzame v súčasnosti vo forme rozsypov v hlinách s balvanmi veľkými až 1 m. Sedimenty neogénu, paleogénu a čiastočne aj predterciérne horniny sú pokryté sedimentmi kvartéru. Dominujúce postavenie na kotlinovej pahorkatine a v dolinách riek majú eolické a eolicko-deluviálne sedimenty – spraše a sprašové hliny. V okrajových častiach pahorkatiny, najmä na styku s pohoriami, je zachovaný viac-menej súvislý pás deluviálnych hlinito-kamenitých a hlinito-piesčitých sedimentov.

V samotnom Považskom Inovci sedimenty paleogénu reprezentuje najmä borovské súvrstvie, ktorého bázu tvoria bazálne predtransgresívne sedimenty. Bo-

rovské súvrstvie (zastúpené zlepenkami, pieskovecami a vápencami s morskou faunou), zachované iba v reliktoch, je transgresívne a je monoklinálne uložené na podloží s miernymi úklonmi na juhovýchod.

Na hrasti Považského Inovca sa nachádza denudačný zvyšok spodnomiocénnych a pliocénnych sedimentov. Neogénne sedimenty sú zachované na východnom aj západnom okraji pohoria Považský Inovec. Na východnom okraji vystupujú usadeniny beladického súvrstvia s okrajovými hlavinskými vrstvami. Na západnom okraji sú prevažne hruboklastické sedimenty piešťanských vrstiev ivanského súvrstvia a sladkovodné vápence a travertíny hlavinských vrstiev.

Na začiatku spodného miocénu na toto územie zasiahlo egenburské more. Na predterciérne horniny obnažené eróziou, resp. na sedimenty paleogénu sa ukládali hruboklastické sedimenty (kľáčnianske zlepence) a po jeho prehlbení aj piesčité a pelitické sedimenty (šlíry) čausianskeho súvrstvia. Po výraznom zarovnaní reliéfu územia koncom pliocénu v dôsledku oživenia neotektonických pohybov počas valašskej fázy sa intenzívne zdvihla hrast'ová štruktúra Považského Inovca.

V spodnom pleistocéne pri značne zarovnanom reliéfe kotliny pokračovali plošne rozsiahle procesy hlbokého zvetrávania podložia kvartéru a sedimentácia štrkov. V strednom pleistocéne pri značnej amplitúde zdvihu a prehlbenia doliny Váhu a jeho prítokov v podmienkach striedania periglaciálnej a teplejšej interglaciálnej klímy sa najvýraznejšie formovali a sedimentovali fluvialne a proluvialne sedimenty terás a terasovaných náplavových kužeľov. Záverečná etapa vrchného pleistocénu bola charakteristická aj rozsiahlou eolickou činnosťou, navievaním sprašových pokryvov, ktoré do značnej miery zamaskovali staršie formy a sedimenty.

Takmer celé územie nerovnomerne a v premenlivej hrúbke pokrývajú kvartérne sedimenty. Z nich majú plošne aj objemovo najpodstatnejšie rozšírenie fluvialne sedimenty nižších stredných terás a dnovej akumulácie Dolnovážskej nivy a fluvialne a proluvialne sedimenty dolinných nív ostatných tokov so stratigrafickým rozpätím spodný až stredný pleistocén až holocén. Z hľadiska objemu hmoty za nimi nasledujú eolické sedimenty vrchnopleistocénneho veku a ich kombinácie, sústredené na západnom úpätí pohoria. Deluvialne sedimenty a ich kombinácie obdobia vrchného pleistocénu až holocénu sú vyvinuté prevažne v centrálnych častiach pohoria.

Územie Považského Inovca a prilahlej časti Nitrianskej pahorkatiny sa vyznačuje pomerne jednoduchou geologickou stavbou kvartéru. Dnešný stav kvartérnych sedimentov odráža dynamiku procesov prebiehajúcich počas pleistocénu, a to výlučne v terestrických, subaerických podmienkach, poznačených špecifickou cyklickosťou kvartérnej klímy. Toto územie bolo preto vystavené viacnásobnej cyklickej erózii a denudácii. V dôsledku toho sa na genéze kvartérnych sedimentov uplatňovali prevažne gravitačné procesy spojené s rôznym druhom zvetrávania v podmienkach zvýšenej aktivity exogénnych procesov. To zapríčinilo, že zachované kvartérne sedimenty vykazujú v pohorí nízku genetickú pestrosť a nemajú väčší stratigrafický rozsah ani litologický význam. Na podlož-

ných horninách sú uložené diskordantne. V pohorí sa zachovali len vo veľmi zjednodušenej podobe pleistocénno-holocénnych svahovín, sutín a ich kombinácií. Aj fluvialné sedimenty sa zachovali len v podobe vrchnopleistocénnych dnových akumulácií s holocénnym nivným krytom, ktorý v prípade horských potokov prevažuje. Úplne absentujú fluvialné sedimenty v terasovom vývoji. Na predpolí Inovca a v zobrazenej časti Nitrianskej pahorkatiny sa k výpočtu genotypov pridružujú eolicko-deluvialne sprašové hliny, ktoré smerom na východ prechádzajú do eolických spraší. V horskej časti Považského Inovca v dôsledku regresívnej erózie tokov sa prehĺbovali riečne doliny a formovali sa najmladšie, holocénne fluvialné a proluvialné sedimenty. V pohorí sa zachovali rozličné druhy vrchnopleistocénno-holocénnych svahovín a sutín od hlinito-piesčitých cez hlinito-kamenité až po kamenité. Na niektorých miestach sú sústredené do deluvialno-fluvialných výnosových kužeľov, ktoré v sv. časti územia dosahujú veľké rozmery. Všetky tieto typy sedimentov reprezentujú tzv. horský kvartér. V pohorí je aj niekoľko výskytov sladkovodných vápencov holocénneho veku.

CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK

TATRIKUM

Úvod

(*J. Hók, †M. Rakús a J. Ivanička*)

V úvode je nevyhnutné objasniť problematiku tektonickej príslušnosti kryštalinika, ako aj sedimentov mladšieho paleozoika a mezozoika ležiacich na kryštaliniku. Mahel' et al. (1967; resp. Kamenický in Mahel' et al., 1967) rozlišovali v stavbe Považského Inovca dva bloky, kontrastne sa líšiace litologickou náplňou kryštalinika, prítomnosťou, resp. chýbaním sedimentov mladšieho paleozoika a faciálnym vývojom mezozoika. Deliacim elementom blokov je tzv. hrádocká línia, približne sledujúca líniu Hrádok (na západe) – Zlatníky (na východnom okraji pohoria). Mahel' (1986) rozlišuje v stavbe Považského Inovca tri bloky – selecký, bojníansky a hlohovecký. Hlohovecký blok je na začiatku opisu vymedzený, ale ďalej sa ním autor nezaobrá. Napriek tomu Mahel' (l. c.) litostratigraficky definoval selecký a bojníansky blok, a preto navrhujeme v ďalšom texte používať tieto termíny. Z hľadiska tektonického zaradenia oboch blokov je situácia zložitejšia. V prípade bojníanskeho bloku sa všeobecne akceptuje tektonická príslušnosť k tatriku (napr. Mahel', 1986; Putiš, 1992; Plašienka a Marko, 1993), resp. k tzv. karpatskému austroalpinu (Leško et al., 1988). Dôležitým tektonickým fenoménom je tzv. hrádocká línia. Podľa viacerých autorov (c. f. napr. Putiš, 1980; Mahel', 1986; Leško et al., 1988; Plašienka a Marko, 1993) hrádocká línia reprezentuje plochu severovergentného alpínskeho (resp. alpínsky rejuvénizovaného) násunu bojníanskeho bloku na selecký blok. Ak akceptujeme príslušnosť bojníanskeho bloku k tektonickej jednotke tatrika, potom selecký blok sa nachádza v tektonickej pozícii pod bojníanskym blokom.

Mahel' (1986) selecký blok rozdelil na čiastkové tektonické jednotky. Od východu na západ sú to: jednotka/príkrov Železníka, hôrčanské šupinové pásmo a monoklinála Drieňového vrchu. Selecký blok považuje za súčasť tatrika, aj keď jednotku/príkrovovú šupinu/příkrov Železníka považuje za alochtónnu jednotku obsahujúcu horniny kryštalinika so zavrásnenými sedimentmi mladšieho paleozoika a mezozoika vrátane sedimentov vrchnej kriedy.

Leško et al. (1988) chápu selecký blok ako karpatské penninikum. V rámci seleckého bloku (severný blok sensu Leško et al., l. c.) vyčlenili humieneckú jednotku (najmä sedimenty strednej a vrchnej kriedy), inoveckú jednotku (najmä kryštalinikum a sedimenty mladšieho paleozoika) a seleckú jednotku (sedimenty mezozoika). Tektonické vzťahy medzi jednotlivými jednotkami nie sú explicitne vyjadrené. Situáciu komplikuje aj následné zaradenie humieneckej jednotky do

sedimentačného priestoru bradlového pásma ako dynamometamorfného ekvivalentu klapskej vrchnokriedovej sedimentácie, ktorá by mala ležať vo fundamente vyšších jednotiek (inoveckej jednotky a seleckej jednotky) karpatského penninika (Leško et al., 1988, 208). Zároveň je nejasná pozícia seleckej jednotky, ktorej obalová pozícia je spochybnená. Autori predpokladajú jej tektonickú individualizáciu počas paleogénu a konečné umiestnenie počas miocénnych až kvartérnych pohybov formujúcich hrasť Považského Inovca (Leško et al., 1988). Ako nejasný argument sa uvádzajú biostratigrafické datovania sedimentov vrchnej kriedy Kullmanovej a Gašparikovej (1982), pričom však do seleckej jednotky nie sú sedimenty vrchnej kriedy zahrnuté (Leško et al., 1982). Bez udania argumentácie sú do tejto jednotky zahrnuté aj sedimenty fatrika a hronika v okolí Beckova. Inovecká jednotka sa považuje za frontálnu časť južnej skupiny penninských príkrovov, čo nie je podopreté žiadnou argumentáciou.

Putiš (1992) označil kryštalinikum seleckého bloku ako infratatrikum. Tým chcel pravdepodobne vyjadriť jeho pozíciu pod tatrikom bojníanskeho bloku a v nadloží komplexu hornín vrchnej kriedy. Tie označil ako periváhiikum, no bez detailnejšieho definovania pojmov a argumentácie.

Plašienka et al. (1994) chápu kryštalinikum seleckého bloku ako tatrikum (inovecká jednotka). Zdôrazňujú jeho alochtónnu pozíciu na sedimentoch vrchnej kriedy (belická sukcesia), ktorú považujú za váhiikum, t. j. ekvivalent južného penninika Východných Álp. Neskôr Plašienka (1995) považoval inoveckú jednotku za príkrov (inovecký príkrov) tatrického fundamentu, ktorý nesie svoj vlastný mladopaleozoický (hôrčanská a kálnická skupina) a rudimentárne zachovaný mezozoický obal (humienická sukcesia). V oboch prípadoch (Plašienka et al., 1994; Plašienka, 1995) autori zdôrazňujú, že ide o severný/externý okraj tatrika. Takéto paleotektonické zaradenie časti seleckého bloku (inovecký príkrov) vyústilo do definovania superjednotky tatrika (Plašienka, 1999), ktoré však autor považuje za hierarchickú súčasť tatrika.

Ako sme už spomenuli, obalová sekvencia inoveckého príkrovu bola označená ako humienická sukcesia s náplňou „súbory mladšieho paleozoika a stredno-triasové karbonáty v dvoch drobných šupinách“ (c. f. Plašienka a Marko, 1993). Neskôr Plašienka et al. (1994) zaradili do humienekkej sukcesie aj bloky/olistolity jurských krinoidových vápencov a olistolitov spodnokriedového veku s litoklastami kryštalinika. Stratigrafický rozsah humienekkej sukcesie sa takto rozšíril na staršie paleozoikum až spodnú kriedu. Nové poznatky o látkovom zložení belickej sukcesie ukázali, že jej vek sa obmedzuje len na obdobie vrchnej kriedy. Rádiolarity vrchnojurského veku (lazianske súvrstvie sensu Plašienka et al., 1994), podobne ako horniny kryštalinika až vrchnej kriedy, sú len blokmi, resp. olistolitmi v sedimentoch vrchnej kriedy (hornobelická skupina sensu Rakús, in Ivanička et al., 2005). Látkové zloženie hornobelickej skupiny poukazuje na proximitu zdroja olistolitov. Preto môžeme uvažovať o hypotetickom zdroji olistolitov, ktorým môžu byť sedimenty erodovaného obalu kryštalinika. Pre tento hypotetický zdroj navrhujeme ponechať pomenovanie humienická

sukcesia (Plašienka et al., 1994) s tým, že stratigrafický rozsah humieneckej sukcesie je spodný trias až vrchná krieda.

Do seleckej sukcesie, t. j. obalovej sukcesie kryštalinika seleckého bloku, zaradujeme rudimentárne zachované sedimenty karbónu, sedimenty permu, nad nimi ležiace lúžňanské súvrstvie spodného triasu, gutensteinské vápence a ram-sauské dolomity, ktoré vystupujú v širšej oblasti kóty Drieňový vrch (544 m) a Humnišťa (511 m), sedimenty karpatského keuperu a spodnojurské tmavé bridlice a vápence vystupujúce v záreze štátnej cesty Beckov – Krivosúd-Bodovka (podrobnejšie v nasledujúcom texte).

Je nevyhnutné poznamenať, že z hľadiska litostratigrafického obsahu je možné seleckú a humieneckú sukcesiu korelovať až do úrovne najspodnejšej jury. Vyššie litostratigrafické členy humieneckej sukcesie môžu predstavovať pokračovanie vrstvomého sledu seleckej sukcesie a tvoriť kompozitný vrstvomý sled sedimentárneho obalu kryštalinika (fundamentu) seleckého bloku.

Na severovýchodnom okraji regiónu v širšej oblasti Patrovca sa vyskytujú sedimenty mezozoika, ktoré opísali Mahel' (1950) a Kullmanová (1980). Spomenuté sedimenty zaradil Polák do obalovej sekvencie tatrika – sukcesia Patrovca. Svojím litologickým zložením, stratigrafickým rozpätím a faciálnym charakterom sú odlišné od seleckej aj humieneckej sukcesie (pozri litostratigrafickú tabuľku).

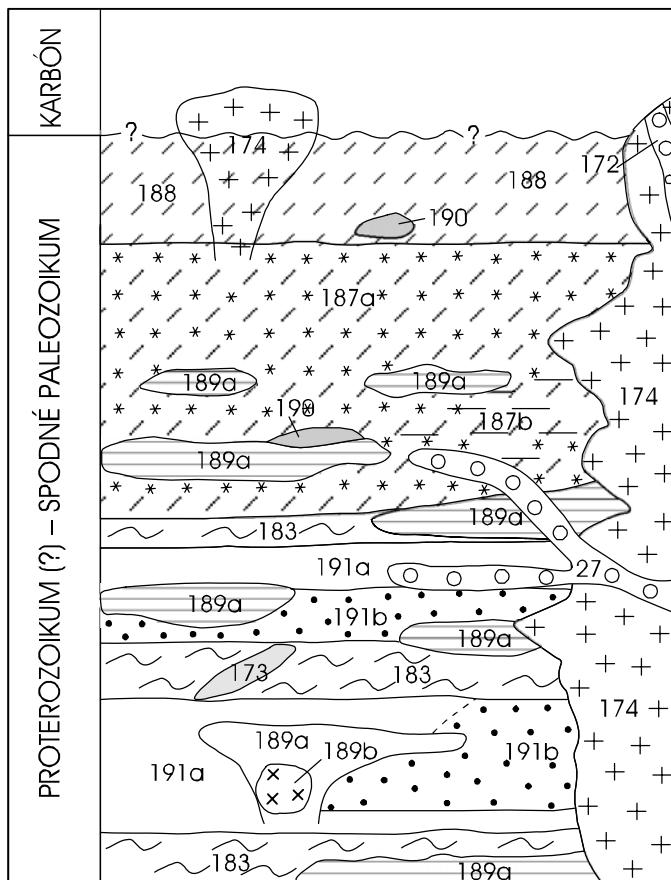
KRYŠTALINIKUM

Paleozoikum – kryštalinikum – v Považskom Inovci (PI) buduje dominantnú časť, pričom kryštalinické horniny sa vyskytujú vo všetkých blokoch pohoria – *seleckom, bojnianskom aj hlohoveckom*. Kým v severnej časti pohoria (seleckom bloku) dominujú najmä metamorfované horniny (obr. 3), v strednej časti – bojnianskom bloku – je zastúpenie metamorfítov a magmatitov viac-menej vyrovnané. Na juhu v hlohoveckom bloku sa vyskytujú iba magmatické horniny.

Metamorfované horniny (staršie paleozoikum – proterozoikum?)

(*M. Kováčik, M. Kohút, J. Madarás a J. Ivanička*)

Metamorfované horniny dominujú v kryštalickom jadre severnej a strednej časti Považského Inovca. Prostredníctvom hrádocko-zlatníckej línie sa stýkajú dva základné bloky – selecký a bojniansky. Na severe prevažuje pomerne monotónny komplex diaforetických kryštalických bridlíc so svorovým až svorovo-rulovým zložením a sporadickými telieskami amfibolitov. Južne od hrádockej mylonitovej zóny sa nachádza reologicky odolnejšie kryštalinikum, zložené najmä z rozličných typov rúl a mohutných amfibolických telies. Príznačné sú tu aj telesá leukokratických granitov, ako aj silné zastúpenie rozličných variet pegmatitov. Okrem lokálnych alpinských diaforetických plôch sú v príľahlej bojnianskej časti zakonzervované viaceré predalpínske tektonické a metamorfné udalosti.



- 172 – svetlé jemnozrnné aplity, deformované aplitoidné granity
- 173 – leukokratné granity
- 174 – biotitické a dvojsľudové granodiority až granity
- 183 – muskovitické svory až svorové pararuly
- 187a – tmavé strednozrnné granaticko-biotitické ruly
- 187b – migmatity až hybridné granity
- 188 – biotitické pararuly
- 189a – amfibolity, lokálne páskované, miestami s granátom
- 189b – hrubozrnné metadiority – metagabbroradiority
- 190 – granatické vápenato-silikátové rohovce
- 191a – svetlé stredno- až hrubozrnné ruly, často diaftoretické
- 191b – svetlé – tonalitické – kremenné ruly

Obr. 3. Litostratigrafická tabuľka kryštalinika tatrika medzi hrádockou líniou a potokom Železnica (M. Kováčik, 2006).

Južne od Marháту, v oblasti potoka Hlavinka a medzi Hrádockou a Hôrčanskou dolinou v oblasti Prieľačiny bol identifikovaný vulkanicko-sedimentárny komplex hornín devónskeho veku (Kohút et al., 2005).

191a svetlé stredno- až hrubozrnné ruly, často diaflorektické (M. Kováčik)

Južne od hrádockej línie sú rulové komplexy značne rozšírené. Badateľ priestorovú súvislosť s horninovými typmi opísanými v nasledujúcich kolónkach, sčasti aj so svetlými varietami biotitových rúl. Svetlým rulám prisudzujeme isté prechodné vlastnosti, ktoré môžu byť sčasti zapríčinené aj obdobným naloženým deformačno-rekryštalizačným prepracovaním. Podobne ako horniny svorového typu, aj výzor týchto rúl ovplyvňuje diafloreza, predovšetkým chloritizácia biotitu. V rámci plošného vymedzenia tejto pomerne pestrej litologickej skupiny sa objavujú petrografické typy, ktoré označujeme ako muskoviticko-kremenné pararuly. Nezriedka sa vyskytujú očkaté hrubozrnné typy pripomínajúce deformované ortoruly. V niektorých prípadoch prichádzajú do úvahy aj diaflorektické migmatity.

Táto litologická skupina, charakterizovaná na obmedzenom počte vzoriek, nesie väčšinu spoločných petrografických znakov s metamorfovanými horninami, ktoré sú opísané v ďalšom texte. Pomerné objemové zastúpenie horninotvorných minerálov možno vyjadriť takto: kremeň > plagioklas > chlorit, biotit > muskovit. Miestami badať prevahu plagioklasu nad kremeňom. Vývoj alumosilikátov, turmalínu a výrastlicových foriem plagioklasu možno najskôr pripisovať účinkom periplutonickej metamorfózy.

191b svetlé masívne plagioklasovo-kremenné ruly („tonalitické ruly“) (M. Kováčik)

Svetlosivé rulové polohy, niekedy s modrastým nádychom, predstavujú charakteristický horninový typ, ktorý býva priestorovo spätý s amfibolickými horninami [v širšej oblasti medzi kótami Panská Javorina (943) a Myslíkov vrch (790)]. Tieto horniny predbežne pokladáme za synchronne s základným magmatizmom alebo staršie. V porovnaní s inými litologickými typmi metamorfovaného kryštalinika majú skôr masívnu stavbu a lepšie odolávajú zvetrávaniu. Majú nepravidelný plošný rozsah. Pomerne homogénny strednozrnný ráz sa zachováva aj v prípade usmernenej textúry, pretože nedostatok slúd neumožňuje vývoj spojitých foliačných plôch.

Minerálne zloženie hornín pozostáva z plagioklasu a kremeňa, ktoré sú zastúpené proporcionálne alebo mierne prevláda plagioklas. Typickú minerálnu asociáciu dopĺňa sýtohnedý biotit. Základné minerálne súčiastky štandardne dosahujú veľkosť 0,5 – 1 mm. Minerálne zloženie a v lokálnych prípadoch zachovaná hypidiomorfná štruktúra dovoľujú tieto horniny ponímať ako ruly tonalitového zloženia. Na zriedkavo zachované magmatické črtu prípadných telies

tonalitu („trondhjemitu“) poukazujú asi 2-milimetrové plagioklasy, ktoré sú často idiomorfné, niekedy aj zonálne. V báziických jadrách plagioklasu sa vyvíjajú tmavé zhluky, tvorené pravdepodobne jemnozrnným klintozoisitom. Plagioklas je miestami zatlačený drobným muskovitom, kvapôčkovým kremeňom a albitom. Viaceré litologické typy obsahujú kyslý plagioklas, čím nadobúdajú leukotonalitové zloženie. Primárne akcesorické minerály reprezentujú zrnká apatitu, ojedinelý allanit (1,5 mm) a časť titanitu a rudných minerálov.

Usmernený rulový vzťah nadobúdajú horniny v dôsledku prednostného usporiadania biotitu a (semi)duktilného správania kremeňa, ktorý v nepravidelných undulóznych deformačných pásoch kopíruje základný deformačný plán. Otázka rozlišovania prípadných metamorfných epizód je zahalená dominujúcou deformaáciou v nižšiestupňových podmienkach. Premeny charakterizujú najmä celoplošne zakalené – sericitizované a saussuritizované – plagioklasy; v prípade biotitu prevažuje baueritizácia s odmiešavaním sagenitu a pigmentu oxidov Fe po okrajoch. V biotite na kontakte s plagioklasom niekedy vzniká epidot a titanit. Pri intenzívnejšej alochemickej premene dominuje chloritizácia biotitu, sčasti aj plagioklasu. Naznačené premeny, ako aj lokálna mylonitizácia sú mladšie ako základná deformačná štruktúra, vyjadrená predovšetkým usmernením biotitu.

190 granatické vápenato-silikátové rohovce (*M. Kováčik*)

V metamorfovanom kryštaliniku sa sporadicky objavujú masívne alebo páskované svetlozelené horniny posiate 2 – 3 mm veľkými ružovými granátmi (napr. hrebeň jv. od Bielej Bukovinky alebo hrebeň 1 km sv. od k. Machovňa, 797). Ide o lokalizované výskyty v rozsahu od niekoľkokentimetrových budín až po 10 – 15 m hrubé polohy. Priestorovo boli častejšie identifikované v asociácii s amfibolitmi, ale objavujú sa aj v rámci rulových komplexov – tu však neobsahujú amfibol. Ich rozpoznávanie je jednoduchšie v blízkosti nástrekov granitických hornín, pretože kontaktný/periplutonický účinok pravdepodobne zapríčiňuje vývoj netradičnej minerálnej asociácie. Pôvodne zrejme išlo o sedimenty obohatené o vápenatú zložku, ktoré v prípadoch páskovanej textúry alternujú s vrstvičkami báziického pyroklastického materiálu.

Príslušnosť k vápenato-silikátovým rohovcom dokumentujú predovšetkým porfýroblasty ružového až ružovo-béžového granátu s grossulárovým zložením a obsahom vápenatej zložky okolo 60 %. Príznačný je aj premenený báziický plagioklas ako dominujúca zložka základnej hmoty. V priemere dosahuje veľkosť 0,5 mm (lokálne do 1 mm), zatláčajú ho jemné tmavé trsy klintozoisitu. Súbežne z naznačenými premenami plagioklas nadobúda albitické zloženie. V minerálnom zložení zvyčajne prevažuje epidot, vznikajúci na úkor základnej hmoty, granátu a čiastočne aj amfibolu. Vývoj istého podielu epidotu nemožno vylúčiť ani v základnom metamorfnom deji. Vyskytuje sa od jemnozrnných agregátov s veľkosťou zrna 0,0 x mm až po zhruba 0,5-milimetrové kryštály.

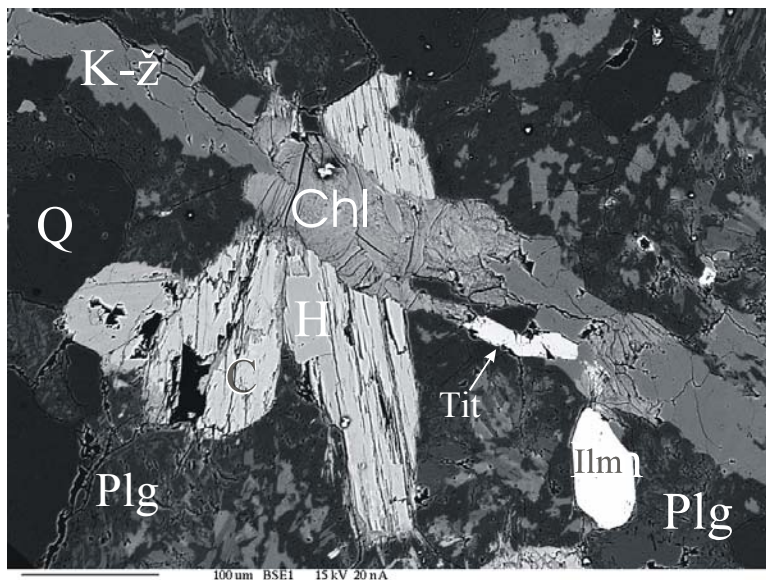
Jeho obsah narastá so stupňom druhej premeny hornín, keď plagioklas možno predpokladať už len na základe zakalených alteračných zvyškov v epidotickej hmote. Na zložitejšiu kryštalizáciu epidotu poukazuje aj jeho kompozičná zonálna alebo nepravidelná fáza klinkozoisitu.

Typickou súčasťou hornín je minoritne zastúpený titanit, najčastejšie vo forme drobných kosodlížnikových kryštálov. Lokálne sú prítomné izometrické zrnká karbonátu – najskôr kalcitu. Nie je vždy jasné, či náleží k primárnej minerálnej asociácii alebo k naloženým premenám. K málo zastúpeným, ale zreteľne novovytvoreným alochemickým fázam náleží číry albit, kremeň, oxidy Fe, prípadne biotit a K-živec. V amfibolických horninách dosahuje zelený amfibol veľkosť do 1 mm a koncentruje sa v temer monominerálnych pásikoch hrubých 0,5 cm, nezriedka je v priečnej forme rozšírený aj inde. V niektorých prípadoch bol identifikovaný slabozelenkavý pyroxén – diopsid. (Do vyčlenenej skupiny hornín nezaraďujeme zóny epidotických bridlic až epidotitov, ktoré vznikli ako výsledok hydrotermálnych premien amfibolických alebo bližšie neurčiteľných hornín.)

189 amfibolity, lokálne páskované, niekedy s granátom (M. Kováčik)

Rozľahlé telesá amfibolických hornín sú rozšírené v oblasti medzi k. Panská javorina (943) a Myslíkov vrch (790). Na východnej strane sa zistili väčšie telesá amfibolitov v širšej oblasti kóty Ostrý vrch (669) a Lipová (607). Zo severu sú tieto amfibolitové telesa obmedzené tzv. hrádockou líniou a z južnej strany sa ich výskyt končí na úbočiach 1 – 2 km severne od v.-z. priebehu údolia Železnice. Amfibolity sa tu viažu tak na svetlejší rulovo-svorový substrát, ako aj na spodné etáže biotitových rúl – migmatitov – východne od k. Machovňa (797). Amfibolické horniny sa vyznačujú rôznorodými textúrami – od tmavých zelenosivých masívnych („liatych“) typov cez očkáté typy s rôznou zrnitosťou až po páskované textúrne typy. Časť týchto textúr vznikla ako výsledok mladších nástrekov svetlého granitoidného materiálu.

Podobne v severnom seleckom bloku kryštalinického komplexu sporadicky vystupujú nevelké amfibolické telesá, ktoré sa na krátku vzdialenosť vyklinujú. V študovanom území ich nachádzame najmä na jv. svahoch Inovca a j. svahoch Krželnice a Jakubovej. Ide o jemno- až strednozrné páskované amfibolity tmavozelenej farby. Majú viac alebo menej lineárne usmernenú textúru. Miestami v nich nachádzame tenké (1 – 5 cm) vložky svetlých kremenno-živcových rúl. Na bližšie študovaných vzorkách vidno ich značnú látkovú rôznorodosť. Možno ju pripisovať tak pôvodnému zmiešanému zdrojovému materiálu, ako aj polymetamorfným procesom (obr. 4). V otázke pôvodu hlavnej masy amfibolitov uprednostňujeme efuzívny pôvod nad pyroklastickým. Naznačuje to predovšetkým nedostatok primárnych páskovaných textúr, pestrejších amfibolických rúl a podobne.



Obr. 4. Najstarší amfibol s netradičným zložením (cummingtonit – C), ktorý je zatláčaný Ca-amfibolitom (hornblend – H). Mladšie premeny reprezentuje rozšírená saussuritizácia (svetlosivé fázy) plagioklasu a puklinová žilka – v plagioklasovo-(Plg)-kremennom (Q) prostredí vyplnená K-živcom a na kontakte s amfibolom (C, H) a chloritom (Chl).

Málo premenené amfibolity (amfibolity s. s., granatické amfibolity) sú charakterizované z obmedzeného počtu vzoriek. Prevažujúca nematoblastická štruktúra hornín býva narušená naloženými premenami a deformáciami. Základná minerálna asociácia amfibolitov zelený amfibol – plagioklas (An_{20-30}) $\pm$ granát naznačuje maximálne podmienky základnej regionálnej metamorfozy v spodnej časti amfibolitevej fácie. Amfibol má prevládajúcu veľkosť 0,5 – 1 mm. Väčšinou ho možno klasifikovať ako hornblend, ktorého kompozícia sa pohybuje v blízkosti rozhrania magnezio- a ferohornblendu (Leake et al., 1997). V amfibolite môžeme miestami pozorovať intenzívne premenené porfyroblasty granátu almandínového zloženia s veľkosťou 2 – 3,5 mm. Príznačným akcesorickým minerálom je titanit, najčastejšie je uzavretý v amfiboloch. Čiastočne leukoxenizovaný titanit, ale predovšetkým ilmenit, prináležia k pôvodnej metamorfnej asociácii. Plagioklas dosahuje priemernú veľkosť asi 0,5 mm. Má zvyčajne strednú bazicitu, väčšinou je zakalený jemnozrnnou saussuritizáciou, niekedy sericitizáciou. Amfibolity niekedy obsahujú aj kremeň. K charakteristickým druhotným minerálom v skúmaných amfibolitoch patrí epidot, chlorit a ojedinele aktinolit, pumpellyit a iné. Niektoré horniny sú karbonatizované. Intenzívne premenené amfibolity charakterizuje masívny vývoj epidotu a chloritizáciu tu zastupuje biotitizácia.

V rámci amfibolických telies sa objavujú slabozelenkavé, zväčša masívne horniny, kde dominuje epidot. Genéza daných hornín, ktoré vo viacerých prípadoch obsahujú vyše $\frac{3}{4}$ modál. % epidotu a/alebo klinozoisitu („epidotity“), je pravdepodobne polygénna. Ak sa nachádzajú v asociácii s amfibolickými horninami, ich genézu možno odvodzovať z hydrotermálnych premien týchto hornín. (Usúdiť, či niektoré epidotické horniny nemali primárne bližšie k vápenato-silikátovým rohovcom, nie je vždy jednoznačné.)

189a drobné telesá hrubozrnných metadioritov (metagabrodioritov)

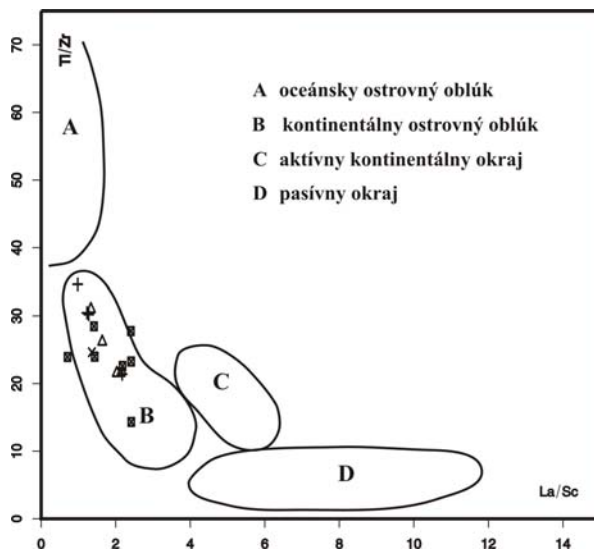
(M. Kováčik)

Nachádzajú sa na južných svahoch masívu Panskej javoriny (kóta 943) v rámci mohutných amfibolitických telies. V amfibolitických telesách môžeme občas pozorovať viac homogénne, hrubozrnnéjšie variety s asi 0,5-centimetrovými očkami živca. Ide najskôr o reliktu intermediárnych až báziických hlbinných hornín, ktoré sa však pri neskorších metamorfných procesoch zvyčajne deformaovali a nadobudli výzor usmernených amfibolitov. Popri reliktné zachovanej všesmernej, niekedy hypidiomorfnej štruktúre považujeme vo viacerých prípadoch za príznačný slabý olivovozelený alebo hnedý pleochroizmus amfibolu. Odzrkadľuje sa to aj v odlišnosti zloženia. V minerálnom zložení niekedy prevažuje plagioklas nad amfibolom, čo býva v „základných“ litotypoch zriedkavosťou. Osobitosti plagioklasu spočívajú aj v zložitom prerastaní podľa albitového a periklínového zákona, nezriedka badať aj optickú zonalitu, ktorú pripisujeme magmatickej genéze. Občas sa vyskytuje aj drobný kremeň, pravdepodobne tiež primárneho pôvodu. Nápadný býva apatit a niekedy až 0,5-milimetrový titanit. Objavujú sa aj rozličné netradičné litotypy, pri ktorých predpokladáme zachovanie pri márných magmatických znakov, ale nedokážeme ich spoľahlivo identifikovať – napr. horniny s vysokým obsahom kremeňa. Pozoruhodný je aj leukokrtný amfibolický diorit, ktorý svojím petrografickým charakterom pripomína tonalitické litotypy, opísané v kolónke 191b.

188 biotitické pararuly (M. Kohút)

Biotitické pararuly sú hlavný typ metamorfovaných hornín v bojníanskom bloku Považského Inovca, pričom v kontaktných oblastiach s granitoidnými horninami sú často muskovitizované, niekedy obsahujú granát a sillimanit, ale aj andaluzit. Hojne sa vyskytujú v strednej časti v oblasti medzi Dúbravou – Hrabovou dolinou, Hrabovým vrchom a Podhradím. Časté sú drobné šupy biotitických rúl v leukokrtných granitoch v oblastiach Lipová, Žiačková a Soľnisko – Poloma. V južnej časti územia tvoria početné xenolity – utopené bloky v granitoch v oblastiach Kopec, Krížnické a Žihľavník. Vystupujú v súvislom úzkom pruhu zo západnej strany *striebornického ostrova* – formujú bezprostredné podložie spodnotriasových zlepcov a kvarcitov v oblasti od

Zlodejovho vrchu cez Zlatý vrch a Lipinu až po Lucimbacherovú, tvoria aj utopené xenolity v granitoidoch v oblasti Zacharových lúk. V striebornickom – moravianskom – ostrove tvoria iba malé xenolity do 150 – 200 m v granitoidoch (Marešovice, Rašove vřšky, Výtoky, Diviakova skrýš), paralelné so sv.-jz. smerom pretiahnutia tohto telesa. V západnej časti bojníanskeho bloku tvoria väčšie teleso priamo pod Bieleným vrchom a drobné xenolity v granitoch a diatexitoch. V centrálnej časti bojníanskeho bloku tvoria pararuly opäť len xenolity do 150 m v oblasti Hradnej. Na sever od Dastínskej doliny už tvoria hlavný stavebný element až po severný okraj územia v oblasti Šúšava – Skaliny. Pri mapovaní paleogénu Havrila zmapoval aj tri drobné výskyty rulovitých hornín v podloží paleogénu v údolí medzi Nemčickým chrástím a Kolečníkmi a v blízkosti Nových mlynov. Makroskopicky sú to sivé až tmavosivé horniny, miestami aj tmavohnedosivej farby. Majú nevýrazne až výrazne plošne paralelnú – bridličnatú – textúru. Väčšinou sú jemnozrnné až drobnozrnné, ojedinele aj strednozrnné. Ich štruktúra je usmernená – lepidogranoblastická až granolepidoblastická. Na minerálnom zložení sa podieľajú: kremeň, plagioklas (albit až oligoklas), ojedinele aj K-živec (ortoklas), biotit, muskovit, ± sillimanit, ± granát, ± staurolit. Lokálne sme pozorovali andaluzit, ale aj kyanit



Obr. 5. Pozícia rulovitých hornín Považského Inovca v klasifikačnom diagrame (Bhatia a Crook, 1986).

a grafitický pigment. Už pri terénnom štúdiu bolo možné pozorovať dve petrografické variety týchto rulovitých hornín, ktoré sa striedali na malej vzdialenosti. Keďže sa striedali psamitickejšie a pelitickejšie variety predstavujúce

analógiu drobovito-piesčitých a ílovito-drobových sedimentov, predstavujú typické metamorfované produkty flyšoidnej sedimentácie.

Tento poznatok sa v plnej miere potvrdil pri mikroskopickom štúdiu. V drobovitejších varietach dominovala lepidogranoblastická štruktúra a v peliticejších varietach granolepidoblastická štruktúra. V minerálnom zložení sa tieto rozdiely prejavovali najmä väčším zastúpením kremenno-živcovej hmoty nad podielom fylosilikátov a sprievodných alumosilikátov. Vo väčšine prípadov toto striedanie bolo bežné už v rámci jednotlivých odkryvov, zriedka aj v rámci jedného výbrusu. Na základe geochemického štúdia môžeme povedať, že protolitom týchto rulovitých hornín boli najmä nezrelé, psamitické (arenitické) horniny drobovitého charakteru s príspevom vyzretejších, hydrolyzátových ílovitých hornín a s polohami piesčito-arkózovitých hornín (obr. 5). Z geotektonického hľadiska zdrojom týchto pôvodne klastogénnych ($\pm$ chemogénnych) sedimentov bol recyklovaný staropaleozoický kontinentálny magmatický oblúk na okraji zaoblúkovej panvy (obr. 5).

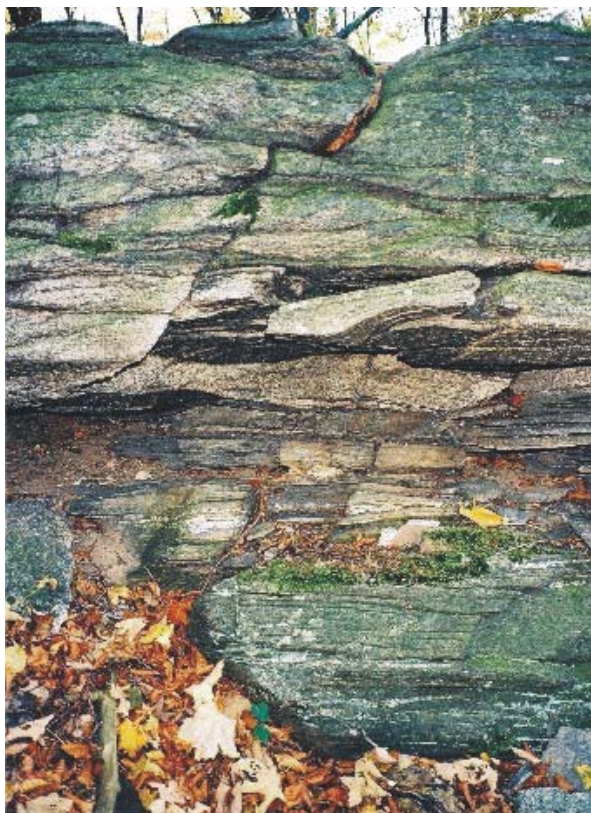
187a tmavé strednozrnné (granaticko)-biotitické ruly (M. Kováčik)

Tmavosivé, vcelku homogénne biotitické ruly sú miestami nápadné výraznou lineárnou textúrou reprezentovanou biotitom. V rulách sa častejšie objavuje granát vo veľkosti asi do 3 mm. Ruly tohto typu bez významného injektovania mladšími granitmi možno sledovať v záreze potoka v nižších častiach doliny Železnica. Pre túto južnú oblasť výskytu je charakteristická aj absencia amfibolických telies. Smerom na sever amfibolity v tomto súbore pribúdajú, ale nenaobdávajú taký rozsah ako v prostredí svetlejších rulovo-svorových hornín vo východnej časti.

Litologickú skupinu strednozrnných biotitových rúl možno v porovnaní s opísanými svetlejšími rulami charakterizovať najmä vyšším obsahom biotitu, ktorý nezriedka vytvára samostatné lepidoblastické prúžky. Lupene biotitu dosahujú v smere lineárneho predĺženia nezriedka veľkosť 2 – 3 mm. Minerálne zloženie niektorých rulových variet spestruje muskovit a/alebo zvyšky granátu. To môže odrážať metamorfne pretvorenie nehomogénneho (sedimentárno-magmatického?) protolitu. Pomerné zastúpenie plagioklasu a kremeňa je zhruba vyrovnané, ich zrná dosahujú veľkosť v priemere 0,5 mm. Plagioklas niekedy dosahuje veľkosť až 1 mm. Aj v jeho prípade býva charakteristický polygonálny styk zŕn. Z metamorfných minerálov sa vzácnne objavuje fibrolitický sillimanit, tieto ruly neobsahujú prikontaktné metamorfne minerály ako napr. horniny svo-rovo-rulového typu alebo jemnozrnné biotické ruly (Kováčik, 2006). Nevylučujeme, že biotitické ruly boli svojím protolitom blízke jemnozrnným rulám. Ich metamorfóza – najmä ekvivalent periplutonickéj etapy – mala viac hlbinný charakter. Množstvo granitických nástrekov navodzuje istú afinitu k migmatitom. To spreádzajú znaky synkinematickej duktilnej metamorfózy, nápadnejšia blastéza granátu, absencia andaluzitu a pod.

187b migmatity až hybridné granitoidy (M. Kováčik)

V areálnom rozsahu základných biotitových rúl sa miestami (z. od k. Ostrý vrch, dolina železnice) objavujú migmatitické horniny so stromatitickou alebo očkatoú textúrou (obr. 6). Za príznačný fenomén vyskytujúci sa na viacerých miestach považujeme oválne alebo až 1 cm veľké diskovité útvary zložené z polykryštalického agregátu kremeňa (zrná až do 1 mm) roztláčajúce okolitú biotitovú hmotu. Pozoruhodný býva aj jemný kremeň uzatvorený v plagioklase. Spolu so zaobl'ovaním polygonálnych stykov zŕn to spájame s prejavmi počiatočného natavovania. V týchto horninách sa primárny muskovit ani K-živce prakticky nevyskytujú. Uvedené fenomény pravdepodobne zapríčinili vyššie-termálne účinky hercýnskej granitizácie, pri ktorej horniny makroskopicky nadobúdajú ortorulový výzor. V genéze týchto najvyššie metamorfovaných rúl, keď pravdepodobne zaniká aj granát, sa prikláňame v prospech migmatitov.



Obr. 6. Biotitické ruly, miestami migmatitickej povahy. Úzky hrebeň 1 km z. od k. Ostrý vrch (669). Foto: M. Kováčik.

Výrastlice kremeňa alebo zriedkavého plagioklasu považujeme skôr za imbičné, ako za deformované. V prípade lokalizovaných domén s pravidelne rozšírenými deformovanými výrastlicami plagioklasu prichádzajú do úvahy aj ortoruly intermediárneho zloženia. Petrograficko-geochemickú charakteristiku hornín s rozličnými migmatitickými textúrami do značnej miery komplikuje penetrácia mladšími granitmi.

186 svetlé okaté ortoruly (*J. Madarás*)

Na sever od hrádockej línie v takmer súvislom s.-j. pásme v strednej polohe hornín kryštalinika vystupujú horniny, ktoré v predchádzajúcich výskumoch a mapových vyjadreniach boli zahrnuté do súboru diaforetických svorov, pararúl a migmatitov (Putiš, 1983, 1986; Leško, Šutora a Putiš, 1988). Novým geologickým mapovaním sme tento pás identifikovali ako zónu výskytu deformovaných granitoidných hornín – ortorúl. Spolu s ortorulami tu sporadicky vystupujú aj muskovitické svory, prípadne diafortity rúl svorového habitu a drobné polohy amfibolických rúl až amfibolitov. Pásmo svetlých okatých ortorúl sa tiahne od severu z priestoru hornej časti Seleckej doliny (tu sú však prekryté kvartérom) cez Chmeľnice a Babiu horu do Prostrednej doliny. Až za Krajnú dolinu sú ortoruly prekryté vrchnokarbónskymi a permskými horninami. Na povrch vystupujú na Hraničnom vrchu (474 m) a cez hornú časť Novianskej doliny a Švondrovu kopanicu schádzajú do Hôrčanskej doliny. Ich ďalšie, južné pokračovanie je už len v tektonických útržkoch na Holubacom vrchu (462 m) a končia sa v Hrádockej doline.

V smere S – J badať aj istú zonalitu v textúrnom zmysle. Na severe – na Babej hore a Hraničnom vrchu – prevládajú hrubozrnné až drobnookaté textúry, na juhu – na Holubacom vrchu – zase hruboporfýrické textúry. Je nepochybné, že ortoruly vystupujú vo vzťahu k svojmu okoliu v tektonickej pozícii. Zväčša sú pod strmým uhlom sklonené na V až VJV. V ich podloží (ale aj nadloží) sú karbónske, permské a spodnotriasové sedimenty. Ortoruly sú tak súčasťou veľmi zložitej šupinovej stavby západného okraja Považského Inovca.

Z makroskopického hľadiska je hornina svetlej farby, má plošne paralelnú stavbu s okatou textúrou a charakteristickou črtou je prítomnosť blastoporfýrických výrastlíc prevažne draselného živca. Tie sú plasticky alebo krehkoplasticky obtečené jemnozrnnejším matrixom. Distribúcia a prítomnosť výrastlíc živcov je nerovnomerná. V rámci celého súboru, ale aj väčšieho odkryvu sa striedajú polohy s hrubozrnnou stavbou, takmer bez výrastlíc živca, polohy s ojedinelými výrastlicami (obr. 7), alebo má hornina kompletne okatý habitus s výrastlicami živcov s veľkosťou od 2 do 10 cm – oftalmit. Spolu so živcom je duktilne deformovaný aj kremeň. Oká sú deformované, so sigmoidálnymi a deltovitými štruktúrami v oboch na seba kolmých rezoch, aj keď v reze XZ (paralelne s lineáciou predĺženia) je deformácia zreteľnejšia. Zriedkavo je zachovaný aj pôvodný magmatický, izometrický tvar živcov. Svetlé, výrazne foliované horniny bez vý-

rastlíc pripomínajú permské metaarkózy. Vplyvom fluíd pri metamorfóze bývajú ortoruly silne prekremenené, albitizované, pri diaforetických varietach sa na foliačných plochách tvorí hrubolupeňovitý muskovit. Pomerne časté sú v nich kremenné žily (napr. pinga po ťažbe bieleho žilného kremeňa – bloky s veľkosťou až 2 x 1 m na k. Hraničný vrch).



Obr. 7. Detail duktilne deformovaných porfyroblastov K-živca v jemnozrnnjšom kremeno-plagioklasovo-muskovitovo-biotitovom matrixe. Morfológicky výrazné skalné rebro v oblasti Babia hora – Pod Strechačinou, Prostredná dolina. Foto: J. Madarás.

V mikromierke má hornina granoblastickú štruktúru (menej deformované typy bez výrastlíc), porfyroblastickú štruktúru (prítomnosť porfyroblastov živcov) až lepidogranoblastickú štruktúru pri silne deformovaných varietach. Rigidné oká K-živcov sú dynamofluidálne, duktilne a krehkoduksilne deformované, obtečené muskoviticko-sericiticko-kvarcitickým (ms-ser-qtz) matrixom. Sú peritizované, od okraja vyplnené sericitom.

Celkovo sa javí, že deformácia prebiehala v nízkoteplotnom duktilnom režime. Ojedinele je prítomný granát, z akcesorických minerálov zirkón, apatit a oxidy Fe. Otvoreným problémom ostáva vek ortorulových telies. Vzhľadom na to, že ako klastický materiál vstupujú do bazálnych vrchnokarbónskych sedimentov novianskeho súvrstvia, ich vek je nepochybne predvrchnokarbónsky. Prvé, veľmi orientačné datovania monazitov z ortorúl (program DAMON – datovanie na mikrosonde v ŠGÚDŠ, Konečný et al., 2004) priniesli veľmi široký diapazón vekov s vysokou chybou merania. Analyzovalo sa 5 vzoriek,

z ktorých na vážené prepočty sa akceptovali 3 vzorky (JM10, JM53, JM88 – zhodné s číslovaním dokumentačných bodov na liste Nové Mesto nad Váhom 1 : 25 000) a vykonalo sa 12 analýz (meral P. Siman, prepočty P. Konečný). Problémom merania sa ukázali veľmi malé skorodované monazity a nízky obsah Th v nich. Tyčinkovité monazity v mylonitickej foliácii mali väčšinou rozmery len 20 x 5 μm , častý bol ich rozpad a vznik sekundárneho toritu. Priemerný vek 12 analýz bol 348 mil. r. s chybou merania ± 60 mil. r. Neumožňuje to exaktnéjšie interpretácie, ale aspoň zhruba potvrdzuje predpokladaný spodnokarbońský až vrchnodevńský vek.

185 páskované „stromatitické“ biotitické ortoruly (*M. Kohút*)

Prítomnosť ortorulových hornín v Považskom Inovci je známa už od čias Ferenciho (1917), hoci na generálnej mape 1 : 200 000 boli zaradené medzi neskoroorogénne migmatity – arterity až granitizačné žuloruly. Kým v severnej časti (severne od hrádockej línie) dominujú okaté ortoruly, južne od tejto línie sa nachádzajú najmä páskované biotitické ortoruly. Vyskytujú sa v oblasti doliny Železnica a v závere Hrádckej doliny. Na základe textúr môžeme povedať, že tu dominujú najmä páskované typy ortorúl (arterity v zmysle Kamenického). Makroskopicky sú to hrubozrné usmernené šmuhovité až páskované horniny sivej až svetlosivej farby.

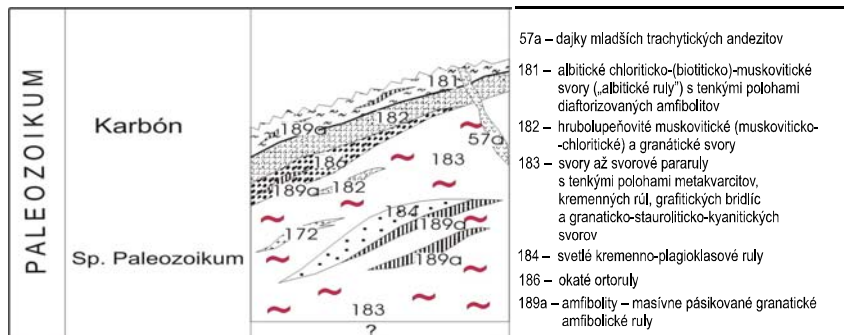
Štruktúra týchto ortorúl varíruje od hrubozrnej, relatívne homogénnej blastogranitickej a dynamofluviálnej, až po výrazne usmernenú lepidogranoblastickú, definovanú zhlukmi biotitu a vyvlečenými fenokrystami K-živca do veľkosti často až niekoľko cm, prípadne iba deformovanými očkami plagioklasov, ako aj blastomylonitickú štruktúru. Základné minerálne zloženie ortorúl je kremeň, plagioklas, K-živec, biotit, muskovit a jemnozrný sericit, ktorý pribúda so stupňom deformačnej premeny. Vo väčšine vzoriek je prítomný aj sillimanit. Akcesoricky sú v týchto ortorulách zastúpené zirkón, monazit, apatit $\pm$ granát. Kremeň je silne undulózny, s prejavmi vyššieplotnej plastickej deformácie, rekryštalizácie prejavujúcej sa migráciou hraníc zŕn a tvorbou subzŕn, ako aj undulózneho zhášania. Plagioklas je často úplne sericitizovaný až saussuritizovaný, väčšinou s albitovo-oligoklasovým, reliktné aj andezínovým zložením (An_{6-34}). Biotit s červenohnedým pleochroizmom, niekedy so sagenitom, je často chloritizovaný až baueritizovaný a plasticky poohýbaný. Biotit sa často vyskytuje s dobre vyvinutým priečnym muskovitom, niekedy aj so sillimanitom. K-živec – mikroklin – býva v deformovaných typoch dorastaný kremeňovo-albitovou hmotou v tlakových tieňoch. Na jeho magmatický pôvod poukazujú zvýšené hodnoty bária v centrách fenokrystov, prípadne je „vytiahnutý“ do páskovaných agregátov, kde sa nachádza aj sillimanit. Protolitom týchto tlakovodeformačne metamorfovaných hornín boli staršie granity typu S. Vek týchto starších granitov typu S – dnes ortorúl – z typického kameňolomu v údolí Železnice bol stanovený na 370 ± 19 mil. r. (Finger in Petřík, 2001).

Tieto horniny vystupujú ako integrálna súčasť svorovo-rulového komplexu vo forme ložných telies s premenlivou hrúbkou a premenlivým plošným rozsahom. Častejšie ich nachádzame v asociácii s telesami metabazitov. Najväčšia poloha kremenno-živcových rúl je v oblasti medzi Hrádockou a Hôrčanskou dolinou. Tvoria zväčša tenké šošovkovité polohy, miestami aj hrubšie telesá v komplexe svorov. Súvislejšie polohy široké 100 až 300 m vystupujú na južných a západných svahoch Inovca (oblasť Pod Inovcom) a na oboch stranách Inoveckého potoka (oblasť Hrachoviská). Makroskopicky možno horninu charakterizovať ako svetlú, kremitú, stredno- až hrubozrnnú, kompaktnú, ktorá, na rozdiel od svorových hornín s bridličnatým rozpadom, si pri dezintegrácii zachováva ostrohranné úlomky ohraničené plochami dobre vyvinutej foliácie a priečnej puklinovitosti. Na foliačných plochách je charakteristická šupinkovitá svetlá sľuda. Má lineárne paralelnú textúru. V mikroskopickej mierke má hornina lepidogranoblastickú štruktúru. Prevládajúce minerály sú kremeň a kyslé plagioklasy, menej je zastúpená svetlá sľuda, sporadicky rozložený biotit. Hrubozrnné variety nápadne pripomínajú okaté ortoruly, svetlé horniny v asociácii s metabázikami zase acidné metamorfované vulkanoklastiká. V predmetamorfnom štádiu svetlé kremité živcové ruly, pravdepodobne vo flyšovom vývoji, predstavovali psamitické členy. V svorových rulách a živcových rulách sa sporadicky vyskytujú aj tenké (x dm) polohy metakvarcitov, monominerálne, takmer výlučne zložené z kremeňa so slabou prímесou svetlej sľudy. Na základe relatívne kontrastných litotypov pararulového zloženia možno vyjadriť pomerné objemové zastúpenie horninotvorných minerálov takto: kremeň > plagioklas > chlorit, biotit > muskovit, miestami badať prevahu plagioklasu nad kremeňom. Fylosilikáty sa orientujú v smere foliačných rovín, v prípade svorových pararúl sú väčšinou rozptýlené v prevažujúcej granoblastickej štruktúre horniny. Opticky sa zistili až 1,5-milimetrové blasty značne sericitizovaného andaluzitu. Jemný ihličkovitý sillimanit sa ojedinele objavuje uzavretý v muskovite. Lokálne sa v pararulách vyskytujú silne chloritizované kryštály drobného granátu, ktorého zloženie naznačuje príslušnosť k strednému metamorfnému stupňu. Minerálnu asociáciu dopĺňa novovytvorený turmalín. Vývoj alumosilikátov, turmalínu a výrastlicových foriem plagioklasu možno pripisovať účinkom periplutonickej metamorfózy.

V rámci plošného vymedzenia tejto litologickej skupiny sa sporadicky objavuje (napr. v oblasti kóty Inovec) litologický typ, ktorý možno označiť ako muskoviticko-kremenná až kremenná pararula či metakvarcit. Obsahuje 90 – 95 % modálneho kremeňa a asi milimetrový muskovit má výraznú prevahu nad chloritizovaným biotitom.

Oba typy opísaných hornín sú zväčša silno tektonodeformačne prepracované, majú až bridličnatú textúru a podľa foliačných plôch sú často intenzívne sekundárne prekremenené. Metamorfná bridličnatosť progresívnej i retrográdnej me-

tamorfózy je generálne konformná so smermi horninových pruhov, teda v smere SV – JZ až V – Z, a je paralelná s osovými rovinami a ramenami izoklinálnych ležatých vrás a tým vo väčšine prípadov aj s pôvodnou vrstvositosťou. Plochy vrstvovej bridličnatosti generálne upadajú 25 – 40° na juhovýchod.



Obr. 8. Litostratigrafická tabuľka kryštalinika infratatrika (tatrika s. l.) severne od hrádockej línie (J. Madarás, J. Ivanička a J. Hók, 2006).

183 muskovitické svory až svorové pararuly s výrastlicami staurolitu a/alebo granátu, často diaforetický a chloritizované

(M. Kováčik, J. Madarás a J. Ivanička)

Tvorí hrubý metasedimentárny komplex zaberajúci najmä východnú časť pohoria severne od hrádockej línie (obr. 8). Budujú až 80 % kryštalinika severného bloku Považského Inovca. V prípade svorov ide o stredno-, prevažne však hrubozrnné sivozelenkavé horniny, ktoré sú metamorfne usmernené, nezriedka intenzívne tektonodeformačne prepracované (obr. 9, 10). Klivážové prevrásnenie, blastéza sekundárneho hrubolupeňovitého muskovitu na foliačných plochách, časté sekrečné žily, šošovky a budiny mliečneho kremeňa, prítomnosť žíl alpského typu (kremeň, chlorit, albit) a celková rekryštalizácia hlavných minerálnych súčastí jasne naznačujú, že ide o diafority, pôvodne pravdepodobne vyššieplotne metamorfovaných rúl, ako to už predpokladal Kamenický (1956). Keďže tieto typy nachádzame vo forme veľkých klastov už vo vrchnokarbónskych a permských sedimentoch, prvú diaforézu môžeme zaradiť už do variského obdobia. Ďalší vývoj kliváže, rekryštalizácia a fylonitizácia v okolí strižných zón môžu už súvisieť s paleoalpínskymi a mezoalpínskymi tektonodeformačnými procesmi.

Dominujúca štruktúra hornín je lepidogranoblastická, ale býva následne deformovaná. Často je možné pozorovať detailné prevrásnenie sľudnatých foliačných plôch alebo tenké zóny mylonitizácie, prejavujúce sa najmä zjemnením zrnitosti kremitej základnej hmoty. Pomerné modálne zastúpenie horninotvorných minerálov možno vo väčšine prípadov vyjadriť takto: kremeň >> plagioklas



Obr. 9. Ukážka typickej zvrásnenej svorovej ruly v zámkových častiach asymetrických izoklinálnych vrás obohatených o sekrečný kremeň. Horná časť Krajnej doliny. Foto: J. Madarás.



Obr. 10. Makrosnímka textúry výbrusu jemnozrnného, intenzívne prevrásneného svoru so sekundárnou klivážou kolmou na pôvodnú foliáciu. Kálnica – lyžiarske stredisko Piesky. Foto: J. Madarás.

> muskovit > chlorit, biotit alebo kremeň > muskovit > plagioklas > chlorit, biotit, čo zvýrazňuje pelitický protolit typických svorov. V prípade tohto typu hornín sú lepidoblastické polohy vyvinuté zreteľnejšie, vyjadrujú ílovitú prímies v protolite, kde po metamorfnom prepracovaní dominuje muskovit nad chloritizovaným biotitom. Plagioklas vystupuje častejšie v drobnozrnnom vývoji. Býva zvyčajne premenený a vyskytuje sa vo forme jemnozrnného sericitu. Zriedkavo sa objavujú zrná granátu a reliktu andaluzitu. Z akcesorických minerálov boli identifikované titanit, apatit, zirkón, monazit, zriedkavý epidot a z rudných minerálov ilmenit a magnetit.

V svorovo-rulových komplexoch však nachádzame aj primárne typické svory – pôvodne ílovité pelitické horniny. Sú však prítomné oveľa zriedkavejšie ako opísané horniny. Takéto typy hornín vystupujú napr. v oblasti Polámaného vrchu alebo Stanovej doliny (horná časť Hôrčanskej doliny). Horniny sú jemnozrnné, s hodvábnym leskom, intenzívne klivážovo krehko-duktilne prevrátené. Charakteristická je bežná prítomnosť granátu a staurolitu. V svorových horninách sa našli aj tenké polohy grafitických bridlic.

182 hrubolupeňovité muskovitické (muskoviticko-chloritické) a granatické svory (J. Madarás)

Horninový súbor vystupuje v okrajových západných častiach svahov Považského Inovca. Jeho pozícia je tektonická – svory v podobe tenkej, maximálne niekoľko desiatok metrov hrubej šupiny sú nasunuté na vrchnokarbónske a permské sedimenty. V nadloží svorov vystupuje čiastočne ďalšie kryštalinikum – „albitické ruly“ a hronické mezozoikum masívu Sochoňa. Na rozdiel od opísaných svorových rúl, ktoré sú diaforitmi vyšších metamorfítov, tieto svory majú primárne svorový charakter a najviac sa podobajú svorom opísaným v predchádzajúcej charakteristike.

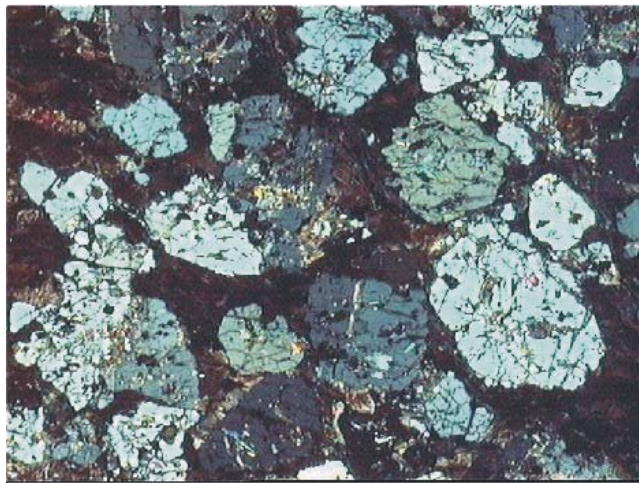
181 albitizované chloriticko(biotiticko)-muskovitické svory („albitické ruly“) (M. Kováčik a J. Madarás)

V podobe tektonickej šupiny sa v s.-j. zóne od Kálnice (Rybnický potok) cez Noviansku dolinu až do Hôrčanskej doliny nachádzajú silne zvetrované kryštallické bridlice rozrušené početnými puklinami. Makroskopicky sa dá pozorovať, že premeny sprevádzajú lokálne žily budinovaného kremeňa (ojedinele so sideritom) a chloritické plochy pozdĺž deformačných štruktúr. V minulosti sa zaradovávali do karbónu, pričom jedna skupina autorov ich interpretovala ako obalový karbón (Štimmel et al., 1984; Mahel' et al., 1986; Putiš, 1983, 1986; Leško et al., 1988), druhá ich považovala za alochtónny karbón v príkrovovej pozícii (Vozár, 1975; Vozárová a Vozár, 1988).

Horniny majú zväčša sivé až sivozelenkasté sfarbenie, ktoré spôsobujú najmä fylosilikáty. Pre dané horniny sú príznačné svetlé, 1 až 2 mm veľké (miesta-

mi až 4 mm) očká živca, ktoré dávajú druhotne menej postihnutým horninám masívnu hrubozrnnú textúru. Zriedkavo sa objavujú kremité polohy obohatené o organickú hmotu alebo úlomky tmavozelených metabázických hornín.

Opisované horniny majú zložitú polyfázovú genézu, preto ich objektívne petrografické zatriedenie je v tejto fáze poznania iba orientačné. Základnú 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 granátu (0,1 mm, výnimočne 0,5 mm). Táto základná horninová štruktúra býva často prerastená výrastlicami kyslého plagioklasu (najskôr albitu). Tým získava hornina charakter albitickej ruly (obr. 11). Spoločne so strižne deformovanou a chloritizovanou základnou metamorfnou štruktúrou sú aj tieto, zväčša hypidiomorfné výrastlice deformované – získavajú diskovitý tvar, a najmä sú dezintegrované na jemnozrnnú prekremenenu hmotu. Petrografické štúdium orientačne odobraných metabázik zaznamenalo netradičnú epidoticko-albitickú bridlicu s amfibolom, ktorý je zvyčajne chloritizovaný. Hornina má rovnomerne zrnitú granoblastickú štruktúru s priemernou veľkosťou zrn 0,5 mm.



Obr. 11. Čiastočne rekryštalizované a skorodované výrastlice (očká) plagioklasov (albit) v epidoticko-chloritovom matrixe. Výbrus zo vzorky JM/2A – Kálnica, Rybnický potok. Foto: J. Madarás.

Študované horniny detailnejšie petrograficky zhodnotil Demko (2004, in Ivanička et al., 2005) na základe vzoriek z odkryvov z oblasti severne od Kálnice, lokality Piesky a hrebeňa medzi Prostrednou a Krajnou dolinou. Autori považujú horniny za diaforetické kryštalikum pseudosvorového vzhľadu uzavierajúce

telesá amfibolitov. Vlastné diafority sú výsledkom retrográdnej metamorfózy amfibolitového protolitu, ktorá prebiehala vo fácií zelených bridlíc a bola katalyzovaná strižnými pohybmi.

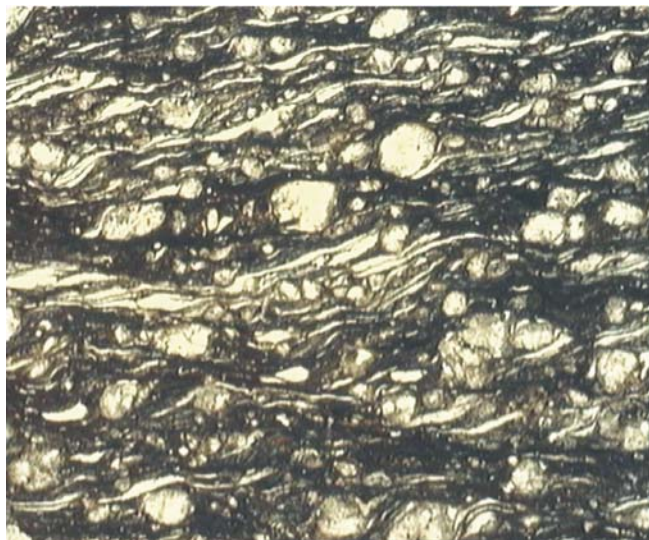
180 mylonitizované kryštalické horniny hrádocko-zlatníckej zóny (M. Kováčik)

V centrálnej časti regiónu prebieha významná mylonitová zóna široká až niekoľko 100 m. Označuje sa podľa obcí, ktoré spája na oboch stranách pohoria. Svetlé kremité horniny s tenkobridličnatým rozpadom predstavujú extrémny produkt deformácie hornín kryštalinika. Zvyčajne majú bieložlté, svetlosivé a zelenkavé odtiene, typický býva hodvábný lesk. Mylonitizácia niekedy vtlača hornine jemnú páskovanú textúru, možno pozorovať aj zalomené („*kink bands*“) a krenulačné vrásky, hojné flexúry a lokálne znaky s-c stavby (obr. 12). Mylonity reprezentujú horninovú náplň hrádocko-zlatníckej línie, no v lokálnych prípadoch sa niekoľkometrové až desiatky metrov dlhé zóny takýchto hornín nachádzajú aj uprostred ináč čitateľného kryštalinika. Mylonity až ultramylonity charakterizuje vývoj veľmi jemnozrnej, zväčša homogénnej štruktúry. Primárny litologický typ možno dešifrovať málokedy. Napriek tomu sa nedomnievame, že v litologickom inventári tohto úseku hrádocko-zlatníckej línie sa nachádzajú iné jednotky ako kryštalinikum, ktoré k nemu prilieha zo severu aj z juhu. Ojedinelé úlomky sľudnatých čiernych bridlíc (sedlo 1 km sz. od k. Panská javorina, 943) makroskopicky hodnotíme skôr ako produkt mylonitizácie kryštalickej bridlice než litologický typ z prípadného vrchného karbónu.

Prevládajúci litologický typ možno petrograficky klasifikovať ako sericiticko-kremitú mylonitickú bridlicu s priemernou zrnitosťou 0,02 – 0,03 mm (obr. 12a). V minerálnom zložení obvykle prevažuje kremeň nad sericitom, len niekedy sa zastúpenie sericitu ($\pm$ lokálne lupene muskovitu) vyrovnáva kvantitatívne zastúpeniu kremeňa. Vo viacerých prípadoch ako ďalší, hoci menej zastúpený produkt mylonitizácie sa vyskytuje slabozelený chlorit. V štruktúre mylonitických bridlíc sa miestami zachovávajú zvyšky klastov živca, najmä plagioklasu. Tieto živce, ako aj v jednom prípade identifikovaný staurolit, dosahujú veľkosť 1 – 2 mm. Reliktné zrná nebývajú príliš sericitizované, nevytvárajú ani (semi)duktilné asymetrické klasty, na rozdiel od plastickej deformácie ojedinelých kremenných klastov. Kryštály kremeňa alebo kremenných agregátov sa často deformujú do pretiahnutých, vysoko undulóznych pásikov („*ribbonov*“). Mylonitický matrix miestami uzatvára až niekoľkomilimetrové zvyšky muskovitových lupenôv, ktoré sú nezriedka detailne zvrásnené. Takéto horniny, objavujúce sa najmä na severnom leme zlatníckej zóny, možno pokladať za fylonity svorov.

Z reliktných klastov sa v mylonitoch lokálne objavil epidot, allanit a turmalín, z akcesorických minerálov je bežný zirkón a apatit. Rudné fázy sa vyskytujú vo forme pigmentu alebo zrn ilmenitu a titanitu s veľkosťou do 0,1 mm, zriedka-

vo aj viac. Výskyt rudných minerálov sa veľmi pravdepodobne viaže aj na rozklad horninotvorných Fe-minerálov (biotit, granát, staurolit, amfibol, prípadne chlorit). Extenznú fázu deformácie lokálne sprevádzajú úzke priečne trhlinky



Obr. 12. Mylonitizované kryštalínikum južne od hrádocko-zlatníckej zóny.

A – mylonitická bridlica rulovo-granitoidného pôvodu s reliktní živca hrubými asi 0,1 – 0,2 mm v jemnozrnnej hmote (zväčš. 60x, 150 m sv. od k. Ostrý vrch, 669 m);

B – mylonitická bridlica (po predpokladanej amfibolickej hornine) s vývojom krenulačnej kliváže (zväčš. 15x, 850 m jz. od k. Myslíkov vrch). Foto: M. Kováčik.

vyplnené kremeňom či tlakové tiene vláknitého kremeňa okolo klastov novovytvoreného pyritu. Zriedkavo sa objavuje aj masívna karbonatizácia, niekedy chloritizácia. Produkty týchto procesov lokálne kryštalizujú v mylonitizovaných amfibolitoch.

Devónsky komplex Hlavinky a Prieľačiny (M. Kohút)

179 laminárne drobové ruly až kremité fylity, lokálne fylonitizované a feldšpatitizované

Na základe terénneho a petrografického výskumu sa zistilo, že dominantným horninovým typom v oblasti kryštalinika pod Marhádom sú tmavosivé jemnozrné laminárne až nevýrazne páskované metamorfované horniny peliticko-psamitického charakteru. Celý tento súbor metamorfovaných hornín sme pracovne nazvali *metamorfovaný komplex Hlavinky*. Je pomenovaný na základe typického profilu v údolí potoka Hlavinka, kde sa nachádzajú aj tenké polohy amfibolitov. S kartografickým vyjadrením tohto územia boli v minulosti problémy, pretože Ferenczi (1918) vo svojich raných prácach priradil horniny tohto územia k jurským bridliciam. Neskôr Kamenický (1956) toto územie zobrazil na generálnej mape ako amfibolity, aj keď vo vysvetlivkách pripustil, že lokálne sa amfibolity striedajú s tenkými polohami rúl. Náš súčasný výskum preukázal, že dominantné horniny tohto komplexu sú metamorfované peliticko-psamitické horniny, kým amfibolity tvoria iba minoritnú časť metamorfovaného komplexu Hlavinky. V tomto metamorfovanom komplexe boli ojedinele identifikované malé polohy čiernych grafitických bridlic, respektíve grafitických metakvarcitov, ako aj vápenato-silikátových hornín – erlanov. Na minerálnom zložení týchto hornín sa podieľajú kremeň, plagioklas, K-živce a biotit, z akcesórií najmä granát, zirkón a monazit. Štruktúra týchto rulovitých hornín je typická lepidogranoblastická a v prípade erlanov granoblastická. Metamorfná rekryštalizácia spojená s umiestnením mezohercýnskych granitoidov dosiahla vyššiu časť fácie zelených bridlic, respektíve spodnú časť amfibolitovej fácie.

Chemické zloženie základných minerálnych fáz drobovitých rúl vykazuje relatívne homogénnu kompozíciu: (Plg s An = 27,7 – 30,3; Bt s Mg/Mg + Fe = 0,46 – 0,48; Grt – Alm = 67,6 – 73,53; Sps = 13,2 – 16,33; Grs = 3,21 – 7,01; Prp = 9,06 – 10,1). Erlany sú zložené z klinopyroxénu (zmesi Di a Hd), granátu (Grs = 56,2 – 78,9; Adr = 3,5 – 12,5; Sps = 4,4 – 16,2; Alm = 8,6 – 24,8), plagioklasu (An = 33 – 59), K-živca, epidotitu a kremeňa. Metamorfné podmienky boli predbežne len odhadnuté na základe analógie minerálnych asociácií z prác Korikovského a Putiša (1986), Cambela et al. (1989) a Janáka (1993) na $T = 560 - 580\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $P = 300 - 350\text{ MPa}$.

Vek drobových rúl v Považskom Inovci sa zatiaľ uspokojivo exaktne nepreukázal. Vo všeobecnosti sa udáva ako spodnopaleozoický (Zoubek, 1936; Andrusov, 1968), respektíve vrchnoproterozoicko-spodnopaleozoický (Máška a Zoubek, 1961; Kamenický, 1968; Kamenický a Kamenický, 1983). Palynologické stanovenia spór, tracheí a rastlinného detritu Čornej in Čorná a Kamenický

(1976) z grafitických polôh v rámci biotitických rúl zo vzoriek z doliny Duchonka však preukázali silúrsko-devónsky vek sedimentácie zdrojových hornín. Datovanie monazitu zo študovaných vzoriek drobových rúl s použitím elektrónového mikroanalyzátoru CAMECA SX 100 preukázalo, že vek poslednej metamorfózy komplexu Hlavinky 352 ± 10 až 348 ± 13 mil. r. (Kohút et al., 2005; Kohút a Siman, 2005) viac-menej predchádzal umiestneniu okolitých granitoidov. Z geochemického hľadiska sa potvrdil drobový charakter protolitu týchto metamorfovaných hornín. Tieto droby sa derivovali z kyslého až intermediárneho – magmatogénneho – zdroja pôvodného aktívneho kontinentálneho oblúka. Južnú časť bojníanskeho bloku kryštalinika Považského Inovca buduje *metamorfovaný komplex Hlavinky*. Tvoria ho metamorfované staropaleozoické vulkanicko-sedimentárne horniny (najmä metadroby, menej metapelity, metakvarcity, metakarbonáty a čierne bridlice, lokálne s polohami metabazitov) pochádzajúce z kontinentálneho okraja zaoblúkového bazénu (*back-arc basin*), respektíve z recyklovaného ensialického magmatického oblúka. Vek protolitu metamorfovaného komplexu Hlavinky je najpravdepodobnejšie silúrsko-devónsky a jeho ostatná metamorfóza je spodnokarbonského veku.

Juhozápadný hrebeň Prieľačiny (jz. od Panskej javoriny) v oblasti od sútoku Hrádockého potoka s potokom v doline Bobot (pravý prítok v rámci Hrádockej doliny) po samotný vrchol Prieľačiny 897 m n. m. je budovaný tektonicky deformačne postihnutým metamorfovaným vulkanicko-sedimentárnym komplexom, ktorý javí príbuznosť s devónskym komplexom Hlavinky v južnej časti Považského Inovca v oblasti Marháta a Hlavinky. Hlavná podobnosť spočíva najmä v striedaní psamitických sedimentov s báziickými vulkanitmi. Kým však v oblasti Hlavinky sú psamitické sedimenty jemnozrnnejšie, respektíve miestami prechádzajú do pelitov, v oblasti Prieľačiny sú psamitické (piesčito-drobové) sedimenty podstatne hrubozrnnejšie (1,5 – 2 mm). Ďalší výrazný rozdiel je uplatnenie tektonicko-deformačného postihnutia (TDP), respektíve retrográdnej metamorfózy. V oblasti Hlavinky je vulkanicko-sedimentárny komplex progresívne metamorfovaný do biotitovej až granátovo-biotitovej fácie (resp. fácie epidotických amfibolitov v metabazitoch). TDP je minimálne a prejavuje sa miernym prevrásnením a ojedinelými sekrečnými žilkami kremeňa. V oblasti Prieľačiny však pozorujeme výrazné TDP s tvorbou sekrečných žíl (hrubých do 0,5 m), miestami aj „imbibičných očiek“ plagioklasu a kremeňa (do 3 – 5 mm), výraznej S-C kliváže a celkove evidentnej retrográdnej metamorfózy. Pôvodná metamorfóza psamitických sedimentov (ojedinele aj s pelitickými preplástkami) dosiahla biotitovú fáciu typických biotitických drobových ± kremitých pararúl. V dôsledku TDP nadobudli generálne fylonitizovaný, ako aj lokálne feldšpatitizovaný charakter. Tento komplex sa jasne odlišuje od typických svorových rúl severného bloku Považského Inovca – chýbajú v ňom striebřisté muskovitické zrkadlá na foliačných plochách. Granát je v týchto pôvodne (psamitických) drobových rúlach zastúpený menej ako v klasických metapelitických pararúlach. Našiel sa len sporadicky na hrebeni Prieľačiny v metapsamitických varietach.

Častejší je v tenkých pelitických polohách, ktoré sa odlišujú od typických grana-
tických svorov severného bloku Považského Inovca.

Makroskopicky sú tieto horniny väčšinou stredno- až hrubozrnné (zrná živ-
cov a kremeňa dosahujú veľkosť do 1,5 – 3 mm (pri feldšpatizovaných variet-
ach do 3 – 5 mm). Majú typickú dynamofluviálnu – usmernenú – fylonitickú
a páskovanú textúru, miestami očkatú. Na minerálnom zložení sa podieľajú:
kremeň, plagioklas (albit až oligoklas), biotit, muskovit, ± sillimanit, ± granát.
Z akcesórií sa vyskytuje najmä zirkón, apatit a monazit. Na základe geochemic-
kého štúdia môžeme povedať, že protolitom týchto fylonitizovaných rulovitých
hornín boli najmä nezrelé psamitické (arenitické) horniny drobovitého charakte-
ru, podobne ako v prípade klasických biotitických pararúl. Z geotektonického
hľadiska zdrojom týchto pôvodne klastogénnych sedimentov bol recyklovaný
staropaleozoický kontinentálny magmatický oblúk na okraji zaoblúkovej panvy.

Komplex Prieľačiny sa vyznačuje subhorizontálnym úklonom foliačných
plôch generálne na JV ($110^{\circ}/20^{\circ} \sim 155^{\circ}/25^{\circ}$) a malým uhlom ($5 \sim 15^{\circ}$) medzi
metamorfnou foliáciou (kde $s_0 = s_1$) a finálnou deformačno-násunovou foliáciou
(s_3). Lokálne pozorujeme aj druhotné prevrásnenie komplexu s foliáciami $s_2 =$
 $230^{\circ}/30^{\circ} \sim 260^{\circ}/40^{\circ}$. Aj keď tieto plochy majú v danom území regionálny cha-
rakter, nemôžeme vylúčiť, že predstavujú len strihy na zalomených vrásach pri
hlavnom násunovom procese tohto komplexu – generálne z východu na západ.

178 aktinolitické amfibolity ± amfibolické ruly, miestami aj zelené bridlice

Amfibolity bojnianskeho bloku sú väčšinou jemno- až strednozrnné, vše-
smerne zrnité, ale aj usmernené tmavosivé až zelenočierné horniny. Majú lineár-
ne plošne paralelnú textúru a prevažne granonematoblastickú štruktúru. Meta-
bázické horniny tvoria charakteristickú súčasť vulkanicko-sedimentárneho
komplexu Hlavinky a Prieľačiny. Amfibolické horniny, či už v oblasti Hlavinky
alebo Prieľačiny, tvoria viac-menej ložné žily s veľkosťou do 10 – 15 m, ojedí-
nele až do 35 – 50 m, ktoré sa striedajú s polohami drobovito-rulovitých a fyl-
itických (psefiticko-pelitických) hornín metadrobovitého charakteru. Smerná
dĺžka týchto metavulkanických žíl sa v tomto intenzívne presutinenom teréne
stanovuje len obťažne – terénne pozorovania ukazujú na rozsah maximálne 700
až 800 m. Väčší rozmer (hrúbka asi 100 m, dĺžka 1,5 km) má iba teleso v oblasti
Jahodné – Široké úvaly. Metabázické horniny komplexu Hlavinky a Prieľačiny
tvoria telesá, v rámci ktorých možno pozorovať prechody od aktinolitických
amfibolitov do amfibolických rúl (pribúdanie kremeňovo-plagioklasového mate-
riálu), prípadne prechody do zelených bridlíc (pribúdanie chloritu, epidotu a kal-
citu). To naznačuje, že okrem bazaltoidných výlevov sa metamorfovali aj ich
tufy a tufity v príbrežnom sedimentačnom pásme a ich progresívna metamorfóza
dosiahla len vyššiu časť fácie zelených bridlíc až fácie epidotických amfibolitov.
V zhode so staršími názormi (Kamenický in Cambel et al., 1961) predpokla-
dáme, že to boli metamorfované deriváty diabasového vulkanizmu. Kamenický

(l. c.) vyčleňuje len dva typy amfibolitov, a to na základe zrnitosti – *jemno- a strednozrnné*. Kým prvé by mali byť metamorfovaným derivátom tufov a tufitov, čo indikuje aj zvýšený obsah kremeňa a celkove rulovitejší charakter, druhé predstavujú metamorfované diabasové lávy.

Hovorka et al. (1994a) predbežne vyčlenili v PI nasledujúce tri skupiny metabazitov: I. – amfibolity, II. – pargasitické amfibolity, III. – aktinolitické amfibolity.

V týchto skupinách rozlišujú ešte viaceré petrografické typy ako amfibolity s. s., melaamfibolity, leukoamfibolity a amfibolitcké ruly, granátické amfibolity a amfibolovce. Devónske amfibolické horniny sú väčšinou jemno- až strednozrnné, všesmerne zrnité, ale aj usmernené tmavosivé až zelenočierné, prípadne škvrnité horniny. Majú masívnu a plošne paralelnú, prípadne škvrnitú textúru a prevažne granonematoblastickú, prípadne blastoofitickú štruktúru.

Na minerálnom zložení týchto hornín sa podieľajú: amfibol (aktinolitický ± obyčajný), plagioklas (tvoria 80 – 90 obj. % horniny), menej kremeň, biotit, chlorit, minerály epidotovo-zoisitovej skupiny a akcesorické minerály Fe-Ti skupiny. Akcesoricky je prítomný aj titanit a rutil. Plagioklas s pôvodným zložením oligoklas – andezín je miestami albitizovaný a vyplnený klintozoisitom. Amfibolity majú najčastejšie hnedý alebo tmavozelený pleochroizmus, ale vyskytujú sa aj ihlice s modrozeleným pleochroizmom. V niektorých tufitických varietach zelených bridlic je prítomný aj pôvodný sedimentárny karbonát, zmenený na mramorizovaný kalcit. Akcesoricky je prítomný titanit, rutil a ilmenit, ktoré navzájom cez seba prerastajú.

Distribúcia prvkov vzácných zemín REE amfibolických hornín má typický vyrovnaný – uniformný – priebeh, ako majú normálne bazalty oceánskeho dna (N-MORB). Distribúcia ďalších inkompatibilných stopových prvkov však jasne poukazuje na ich pôvod z okraja kontinentu s charakteristikou CAB, čo dobre dokumentujú diagramy (Wood, 1980; Meschede, 1986).

177 grafitické bridlice až grafitické metapieskovce

Bridličnaté grafitické horniny sa vyskytujú ako polohy v rámci metamorfovaného komplexu Hlavinky pod Marhádom, ale aj ako samostatné výskyty v podloží spodnotriasových kvarcitov v oblasti Ardanoviec. Makroskopicky sú to jemno- až drobnozrnné horniny tmavosivej až čiernej farby, metapieskovcové polohy sú väčšinou strednozrnné. V rámci grafitických hornín sa ojedinele našli aj drobné úlomky lyditov.

Majú bridličnatú, laminárnu až páskovanú textúru. Štruktúra je heterogénna, s prechodmi od lepidoblastickej do granoblastickej v typicky laminárnych a páskovaných typoch, väčšinou však lepidogranoblastická a granolepidoblastická. Typickým fenoménom je krenulačná kliváž. Na minerálnom zložení sa podieľa najmä jemnozrnný izometrický kremeň s veľkosťou menej ako 0,1 mm a jemno-

šupinovitý grafit. V menšej miere sme pozorovali aj jemnozrnný albit, biotit a sericit.

Z našich vzoriek sa nám predbežne nepodarilo stanoviť žiadny stratigrafický vekový údaj (respektíve na výsledky stále čakáme). Vychádzajúc zo superpozície, ako aj zo starých literárnych údajov (Čorná in Čorná a Kamenický, 1976), môžeme len predpokladať, že vek sedimentárnej depozície je devónsky.

176 hematitické metakvarcity

Pri riešení celej problematiky devónu v Považskom Inovci sa ukázalo rozhodujúcim objavenie polohy hematitických metakvarcitov. Predstavujú analógiu vulkanicko-sedimentárnych železných rúd typu Lahn-Dill. Tieto horniny tvoria asi 15- až 20-metrovú polohu v podloží spodnotriasových kvarcitov v oblasti Hrabového vrchu. Ležia in situ na bežných biotitových pararulách, čím jasne potvrdili normálnu pozíciu devónskeho komplexu Hlavinky v nadloží staropaleozoického metamorfovaného kryštalinika. Makroskopicky sú to strednozrnné horniny s výraznými sedimentárnymi textúrami sú tmavosivej až tmavofialovej farby (od hematitu), lokálne s limonitovými okrami na puklinách, „popretekávane“ množstvom hydrotermálnych kremeňovo-limonitových žíl.

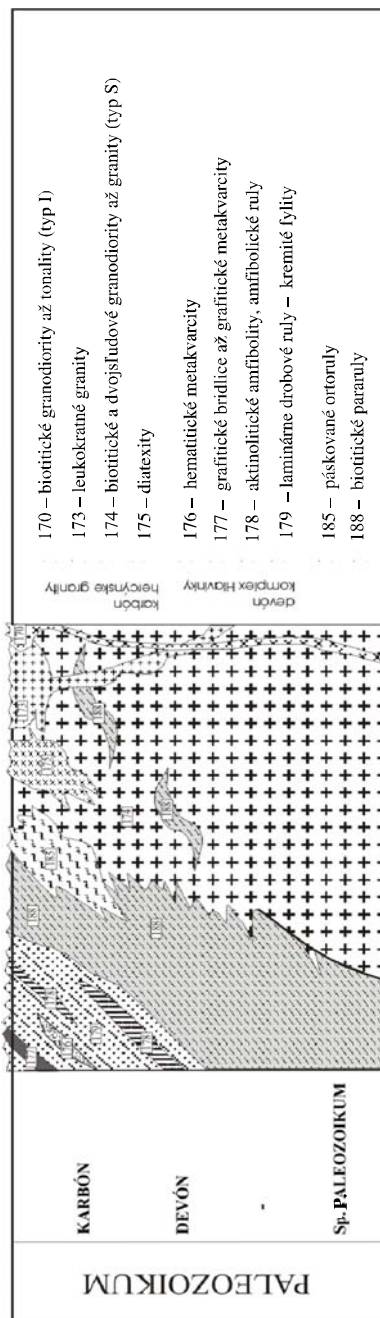
Majú typickú granoblastickú až lepidogranoblastickú štruktúru. Na minerálnom zložení sa dominantne podieľajú alotriomorfne zrná kremeňa s veľkosťou do 1 – 1,5 mm (bežne 0,3 – 0,6 mm) a hypidiomorfne až idiomorfne zrná hematitu s veľkosťou do 1,2 – 2 mm (väčšinou však menej ako 0,8 mm). V menšej miere sa vyskytuje alotriomorfny sericitizovaný plagioklas a hypidiomorfny biotit. V akcesorickom množstve sa nachádza najmä zirkón, apatit, monazit, Pb-Zn rudné sulfidické minerály a zriedkavo aj uraninit.

Práve akcesorické minerály poskytli možnosť CHIME datovať tieto horniny s pomocou elektrónovej mikrosondy (CAMECA SX 100) v dvoch úrovniach. Vznik uraninitu s vekom 394 ± 2 mil. r. bol najpravdepodobnejšie synchronný s formovaním submarinno-exhalačného hematitového zrudnenia, kým vek monazitu z identických vzoriek – 336 ± 18 mil. r. (Kohút et al., 2006) – indikuje vek metamorfózy tohto vulkanicko-sedimentárneho komplexu. O komplexe Hlavinka môžeme povedať, že faciálny vývoj – dominancia klastogénneho, terigénneho psefiticko-pelitického materiálu (droby a bridlice) s minimom karbonátov, ako aj typický bázičný vulkanizmus s hematitickými metakvarcítmi – má afinitu s rýnskym vývojom európskej „variskej mobilnej zóny“. Preukázanie devónu v Považskom Inovci (Kohút a Havrila, 2006) má širší západokarpatský význam: jednak rieši otázku exotík v spodnotriasových kvarcitoch (v zmysle Mišíka a Jablonského, 1978, 1999, 2000) – v bazálnych zlepencoch Zlatého vrchu (Havrila a Kohút, 2006), jednak navodzuje viacero geodynamických otázok a analógií s rýnskym vývojom rheohercýnskej zóny európskych variscíd.

(M. Kohút, M. Kováčik, J. Ivanička a J. Madarás)

175 diatexity (nehomogenizované granitoidy) (*M. Kohút*)

63



Obr. 13. Litostratigrafická tabuľka kryštalinika tatrica južne od hrádockej línie, resp. od potoka Železnica (M. Kohút, 2006).

ského Inovca. Typovou lokalitou týchto hornín je opustený kameňolom Vartovka v Hradnej doline. Kartografické zobrazenie na tejto mape na jednej strane evokuje, akoby diatexity vychádzali z podložia bežných lokálnych granitoidov, na druhej strane akoby vytvárali vrcholový „strešný“ prechod do biotitických pararúl, a teda nadložie bežných, lokálnych granitoidov. Realita je taká, že sú to v podstate pôvodne veľké bloky pararúl, ktoré neboli dokonale asimilované na hybridné až bežné biotitické granodiority. Táto superpozícia je normálna. Keďže prechody do okolitých granitov sú pozvoľné a v susedstve sa často vyskytujú xenolity rulovitých hornín, nie je potrebné uvažovať o tektonickej superpozícii, iba o normálnej, magmatickej zonálnej stavbe. Tým chceme povedať, že v danej oblasti je podiel granitickej zložky väčší ako v bežných migmatizovaných pararúlach, no podiel palimpsestných (reliktných) neasimilovaných rulových xenolitov je podobne väčší ako v bežných hybridných granitoch. Termínu „migmatit s. s.“ sa chceme v tomto prípade vyhnúť, keďže podľa Mehnerta diatexia predstavuje pokročilejšie štádium anatexie než bežná metatexia migmatitov. To je reálne náš prípad. Keďže diatexity sú zmesové horniny, zodpovedajú im makro- a mikrocharakteristiky oboch skupín hornín – metamorfovaných rulovitých a magmatických granitických hornín. Striedanie rulovitých a granitických polôh väčšinou nie je rovnomerné, ale viac-menej chaotické, aj keď často usmernené v sv.-jz. smere. Tieto horniny majú väčšinou typickú diatexitickú textúru. Ide o prechod medzi nebulitickou, brekciovitou agmatitickou, arteritickou a všesmerne zrnitou až pegmatitickou, ako aj palimpsestnou, plošne paralelnou textúrou.

Sú to väčšinou stredozrnné horniny, ale aj drobozrnné (v rulovitých restoch a aplitoidných žilách) a hrubozrnné (v pegmatitoidných polohách a hybridných granitoidoch). Štruktúry týchto hornín sú podobne zmiešané – hypidiomorfne zrnitá, panalotriomorfne zrnitá, lepidogranoblastická a granolepidoblastická. Minerálne zloženie tvorí plagioklas, kremeň, K-živec, biotit, muskovit, granát, sillimanit, ± andaluzit a akcesórie – zirkón, apatit, monazit, ilmenit, minerály epidotovo-zoisitovej skupiny ± opakové minerály (pyrit).

174 biotitické a dvojsľudové granodiority až granity (základný typ S)

(M. Kohút)

Tento typ granitoidov predstavuje dominantný, základný typ granitoidných hornín v Považskom Inovci. Buduje južnú časť bojníanskeho bloku kryštalinika Považského Inovca po oboch stranách Hradnej a Bojnianskej doliny v oblasti medzi Urbárskymi horami a Čiernou horou. Vystupuje aj v oblasti Beňovská – Obora medzi Závadou a Podhradím, v oblasti Bojnianskych lúk, Haťkovho údolia a podstatnej časti striebornického ostrova. V oblasti Marešovice, Rasových víškov, Výtoku, Diviakovej skrýše, Žihľavníka, Křížnice a Kopca sú v týchto granitoidoch zachované xenolity biotitických pararúl. Po oboch stranách potoka Bojnianka, v oblasti Bojnianskych lúk, Andrášovej a Hlbokého dolu sme pozorovali intenzívne migmatizované ruly až hybridné granodiority, ktoré vyčleňujeme ako samo-

statné pásmo diatexitov. Biotitické a dvojsľudové granodiority až granity sú väčšinou strednozrnné horniny, v menšej miere sa vyskytujú aj drobnozrnnnejšie variety a prechody do hrubozrnnnejších polôh. Sú svetlosivej, hnedastej, miestami sivozelenej farby. Môže sa zdať, že rozdiely v rámci tohto typu granitoidov sú pomerne veľké a môže ísť o 2 samostatné typy granitoidov. Prípadné vzájomné prerastanie dvoch príbuzných granitoidov v peneplenizovanom a značne zvetranom teréne však neumožňuje ich kvalitné kartografické znázornenie.

Tieto granitoidy majú väčšinou všesmerne zrnitú textúru, miestami aj nevýrazne plošne paralelne usmernenú. Na minerálnom zložení týchto hornín sa podieľa plagioklas viacerých generácií, kremeň, K-živce, biotit a muskovit, v akcesorickom množstve sa vyskytuje najmä apatit, zirkón, monazit a ilmenit. Ich štruktúra je väčšinou hypidiomorfne zrnitá.

Plagioklas tvorí zrná s alotriomorfným až hypidiomorfným obmedzením, len ojedinele sme pozorovali idiomorfne tvary. Väčšinou sa vyskytujú dve až tri generácie (Plg I – III). Bazicita Plg I varíruje v rozsahu $An_{(28-39)}$ v rámci andezínu. Väčšinou sú to intenzívne premenené jadrá starších plagioklasov uzatvorených v Plg II. Ich bazicita varíruje v rozsahu $An_{(16-31)}$ (kyslý až bázický oligoklas), pričom táto generácia sa vyznačuje menšou sericitizáciou, ako aj albitovým a menej častým karlovarským lamelovaním. Plg III tvorí kyslejšie okraje kompozitných zrn plagioklasov väčšinou s albitovým zložením.

Kremeň tvorí väčšie zrná či agregáty s alotriomorfným vývojom s veľkosťou do 2 – 3 mm. V medzizrnových priestoroch sa vyskytuje v drobnejšom vývoji spolu so živcami. V závislosti od tektonickej deštrukcie horniny môže byť menej či viac rozdrvený, s čiastočným undulóznym zhášaním. Pokiaľ je uzatvorený v živcoch (staršia generácia), je izometrický a má kvapkovité tvary.

K-živce zastupuje najmä ortoklas, ktorý vytvára väčšie alotriomorfne, menej hypidiomorfne obmedzené zrná, prípadne vyplňa medzizrnové priestory. Zrná ortoklasu sú často pertitické, menej často môžu byť čiastočne mikroklinizované, zriedkavo tvorí aj samostatné zrná. Často uzatvára staršie a drobnejšie plagioklady a kvapkovitý kremeň, zriedkavejšie drobný biotit.

Biotit je hnedý až červenohnedý, tvorí drobnejšie aj väčšie lupene a zhluky. Jeho množstvo je premenlivé. Býva len slabo premenený, uzatvára najmä zirkón a apatit. Prerastá navzájom s muskovitom. So stúpajúcim obsahom muskovitu sa môže zvyšovať aj premena biotitu (vybielovanie, chloritizácia, epidotizácia). Horečnatosť sa pohybuje od 0,28 do 0,36 %, pričom jeho zloženie sa mení smerom od siderofylitu po annit.

Muskovit vytvára samostatné väčšie lupene alebo ich zhluky v asociácii s biotitom. Bežný je v jemnozrnnom vývoji ako produkt sericitizácie plagioklasu. V niektorých typoch nie je vôbec prítomný, v iných môže byť zastúpený aj v rovnakom množstve ako biotit.

Akcesorické minerály – bežný je zirkón, apatit, ilmenit, menej monazit, xenotím, granát, epidot-zoisit a pyrit (Broska a Uher, 1988).

173 leukokratné granity (*M. Kohút*)

Leukokratné granitické horniny sa vo všeobecnosti označujú ako relatívne mladšie granitoidy, pričom miestami prerážajú cez staršie, bázeckejšie typy granitoidov. V Považskom Inovci ako frakcionované produkty granitických tavenín sa bežne vyskytujú vo forme drobných žíl s veľkosťou 1 – 5 m v ostatných typoch granitoidov, ale aj v metamorfovaných rulovitých horninách. Vytvárajú však aj samostatné veľké teleso medzi Podhradím a Duchonkou v oblasti Lipová – Žiačková – Sol'nisko v hrebeňovej oblasti v nadloží biotitických pararúl a ortorúl. Väčšinou sú to strednozrné, miestami aj hrubozrnnejšie (pegmatitoidné variety) a drobnozrnnejšie (aplitoidné) biele až bielosivé horniny, rovnomerne, ale aj nerovnomerne zrnité. Majú všesmerne zrnitú textúru s prechodmi do pegmatitoidnej a aplitoidnej (cukrovej) textúry. Majú väčšinou panalotriomorfne zrnitú štruktúru, vyzretejšie typy aj hypidiomorfne zrnitú. Na minerálnom zložení týchto granitoidov sa podieľa kremeň, K-živce (ortoklas a mikroklín), plagioklas (albit – oligoklas An_{4-28}), muskovit, biotit, granát, $\pm$ sillimanit a akcesórie – zirkón, apatit a monazit.

173a granitizácia metamorfného substrátu (*M. Kováčik*)

Úseky, kde je podiel leukokratného granitického materiálu a metamorfného substrátu nevyrovnaný, sú znázornené naloženými značkami. Takto je to vyjadrené aj v doménach s prevažujúcou granitizáciou za predpokladu, že typ metamorfného substrátu je dobre rozpoznateľný. Ide najmä o ruly nižšieho metamorfného stupňa, migmatity-ortoruly, čiastočne aj amfibolity medzi dolinou Železnica a Jeleňou dolinou.

172 svetlé jemnozrné aplity a deformované aplitoidné granity

(*J. Madarás, M. Kováčik a J. Ivanička*)

V oblasti severne od hrádockej línie sú len sporadické výskyty leukokratných granitov až jemnozrných svetlých aplitových granitov v svetlých kremitých živcových rulách vo svahu v strednej časti Hôrčanskej doliny. Granitoidná hornina je pravdepodobne výtvakom spomenutých materských hornín. Má granitickú štruktúru a čiastočne mylonitickú textúru. V jej zložení prevládajú živce (oligoklasové plagioklasy, draselné živce vystupujúce vo výbruse v podobe lištovitých zrastov, myrmekitov a pertitov). Biotit je silne rozložený alebo chýba, zo slúd je najčastejšie prítomný sericit. Kremeň tvorí zhruba rovnaký percentuálny podiel ako živce (asi 40 %).

Niekoľko nevelkých telies čiastočne fylonitizovaných aplítov – aplitoidných granitov – bolo lokalizovaných v bloku seleckého kryštalinika, a to v muskoviticko-chloritických svoroch v oblasti Krželnice (k. 968 m). Z obmedzeného vzorkového materiálu možno priblížiť minerálne zloženie takto: kremeň > pla-

gioklas > K-živec > sericit (rozložený muskovit) > biotit. K-živec je výrazne pertitický, biotit je zväčša vybielený (tzv. bauerit).

171 hrubozrnné muskovitické pegmatity (*M. Kováčik*)

Takmer všadeprítomné pegmatity spestrujú základný horninový substrát bojníanskeho kryštalinika. S výnimkou jemnozrnných biotitových rúl prenikajú prakticky cez všetky litologické typy. Na rozdiel od opísaných granitov, pegmatity (pegmatoidné granity) vystupujú aj samostatne, bez prítomnosti základných granitov (napr. údolie Chotinky). Napriek postkinematickému vystupovaniu vo vzťahu k metamorfnému substrátu bývajú pegmatity často deformačne postihnuté. Svetlé pegmatity niekedy vytvárajú deformované nástreky až za vzniku migmatitických (kvázi ptygmatitových) textúr. To naznačuje viac časových či genetických(?) úrovní tvorby pegmatitoidov. Zaujímavá je variabilná minerálna kompozícia pegmatitov, ktorej zákonitosti sa zatiaľ nepodarilo vybrať. Rozšírené sú bezsludové kremenno-albitické alebo kremenno-dvojživcové typy, hoci skôr prevažujú typy s hrubolupeňovitým muskovitom dosahujúcim 2 – 3 cm. Objavujú sa aj variety s ružovým granátom s veľkosťou 1 cm. Prítomnosť pegmatitických žíl v metamorfnom substráte vyjadruje aj kolónka 187b.

Okrem kartograficky vyčlenených typov pegmatitových a aplitových hornín v rámci skupiny granitoidných hornín sa na území Považského Inovca pomerne často nachádzajú aj plošne nevýznamné žily pegmatitov a aplitov. Vyskytujú sa jednak v bežných biotitických a muskoviticko-biotitických granitoidoch, jednak v prostredí metamorfítov – v biotitických pararulách. Väčšinou sú to však drobné žily s maximálnymi rozmermi 1 – 3 m. Schematicky sme ich na mape vyznačili iba v prostredí biotitických pararúl v oblasti Tomanovej, Dolných Zliav, Kordilátov, Haťkovho údolia a Zacharových lúk.

171a roj pegmatitov v metamorfnom substráte (*M. Kováčik*)

V metamorfnom substráte sú miestami hojne rozšírené pegmatitové roje – hrubozrnné svetlé bloky vynikajú najmä v tmavom prostredí amfibolických hornín. Pegmatitový materiál väčšinou vystupuje spoločne so základnými typmi granitov (kolónka 173, čiastočne 174) v syngenetických vzťahoch, niekedy však badať aj postkinematický priebeh týchto žíl.

170 biotitické granodiority až tonality, lokálne s enklávami biotiticko-amfibolických dioritov (typ I – hlohovecký blok) (*M. Kohút*)

Tvorí hlavnú horninovú náplň hlohoveckého granitoidného telesa. Sú všeobecne silno zvetrované, mylonitizované a kataklázované. V okrajových, vrcholových partiách prechádzajú do biotitických granodioritov až monzogranitov. Tak je to na kontakte so zvyškami metamorfovaného pararulového plášťa, do ktorého prenikajú v podobe apofýz a siete žíliek.

Minerálne zloženie tvoria drobné výrastlice plagioklasov (2 – 10 mm), ktoré sú zonálne (An do 30 %), so sericitizovanými jadrami. Z K-živcov je prítomný ortoklas-pertit, zriedkavejšie intersticiálny mikroklin. Zo slŕd sa vyskytuje takmer výlučne biotit, muskovit len zriedkavo ako akcesória. Z bežných akcesorických minerálov je prítomný zirkón a apatit, ale na rozdiel od bojnianskych granitoidov, prítomný je aj allanit prevládajúci nad monazitom, titanit a magnetit. Okrem podobnosti obalového mezozoika s tribečskou jednotkou a príslušnosti k nej to svedčí aj o príslušnosti granodioritov ku granodioritom Tribeča a Čiernej hory typu Sihla (Broska a Uher, 1988). Ojedinelé úlomky biotiticko-amfibolických dioritov potvrdzujú ich prítomnosť. Podobne častý výskyt úlomkov pegmatitov s ružovými K-živcami v zvetraninovom pôdnom plášti potvrdzuje rozšírenosť žíl týchto hornín. Tieto horniny sú spravidla bezsludové, zriedkavo je prítomný muskovit.

Petrograficko-geochemická charakteristika granitoidov Považského Inovca (M. Kohút)

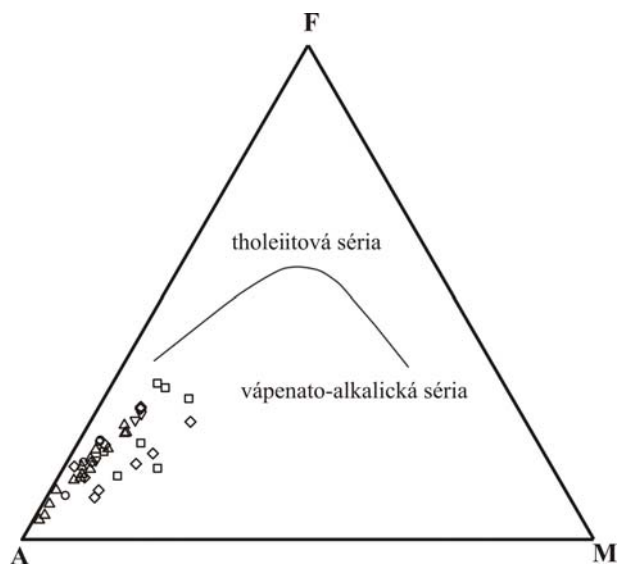
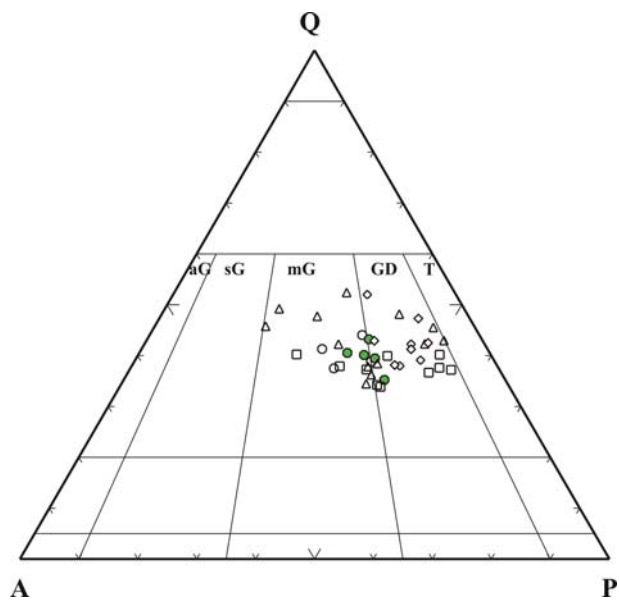
Reprezentatívne modálne zloženie granitoidov Považského Inovca je uvedené v tab. 1, grafické zobrazenie v diagrame QAP a AFM je na obr. 14a, b.

Tab. 1. Modálne zloženie študovaných vzoriek granitoidov Považského Inovca.

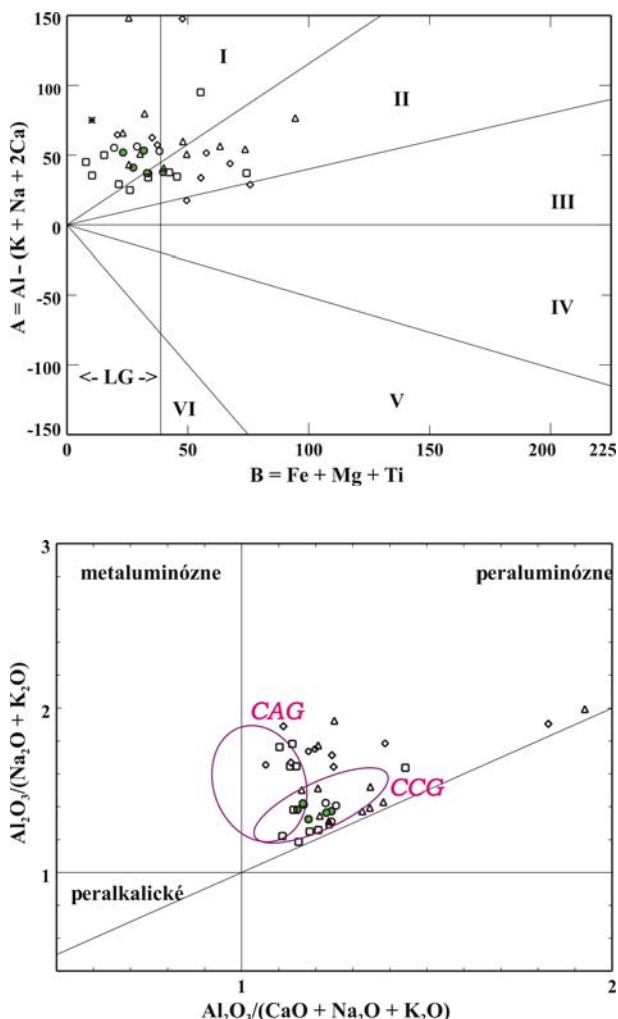
	PI-3	PI-28	PI-29	PI-29b	PI-50	PI-61	PI-61b	PI-79	PI-204	PI-213
Kremeň	32,5	37,4	39,2	38,1	36,6	34,3	35,2	31,7	34,2	35,6
Plagioklas	38,6	35,2	32,9	33,7	37,4	32,5	33,8	40,8	39,5	41,1
K-živec	19,8	21,5	20,3	22,4	18,7	27,0	24,5	21,1	19,4	17,6
Biotit	4,7	2,7	3,5	3,0	4,0	1,8	2,2	2,2	3,3	3,1
Muskovit	3,0	2,2	2,8	1,7	2,2	3,2	3,1	2,9	2,6	1,4
Akcesórie	1,4	1,0	1,3	1,1	1,1	1,2	1,2	1,3	1,0	1,2

	I-300	I-301	I-304	I-347	I-348	ZK-15	ZK-17	ZK-18	ZK-63	ZK-64
Kremeň	33,0	38,0	32,0	48,0	47,0	34,0	33,0	28,0	32,0	35,0
Plagioklas	47,0	38,0	44,0	25,0	30,0	40,0	36,0	40,0	33,0	29,0
K-živec	14,8	10,6	18,0	17,0	13,0	15,0	20,0	20,0	29,0	26,0
Biotit	1,4	6,8	1,9	5,2	4,0	3,0	6,0	5,0	1,0	6,0
Musovit	2,0	5,8	3,8	4,6	4,7	7,0	4,0	6,0	4,0	3,0
Akcesórie	1,8	0,8	0,3	0,2	0,3	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0

Modálne zloženie študovaných vzoriek granitických hornín v klasifikačnom diagrame QAP varíruje od leukokratických syenogranitov po hybridné tonality s maximom na rozhraní monzogranitov a granodioritov. Na základe chemického zloženia v mezonormatívnom diagrame Q' vs. ANOR tvoria priemerné body široký pás od alkalických granitov po tonality. Študované granitické horniny Považského Inovca predstavujú typické magmatické horniny vápenato-alkalickej série.



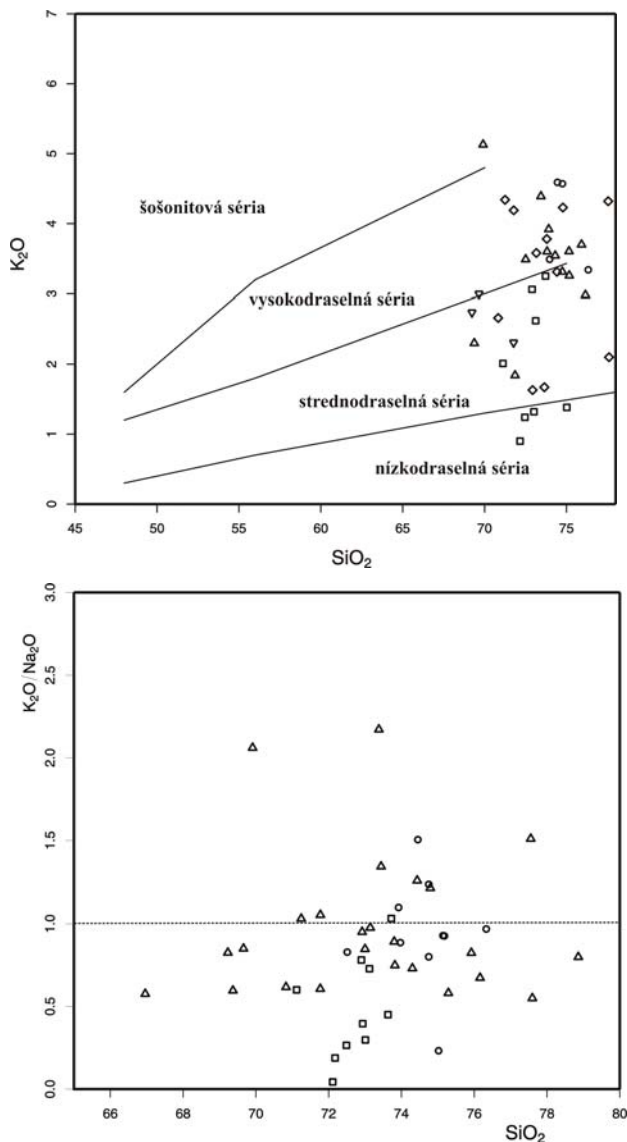
Obr. 14. Modálne zloženie granitoidov Považského Inovca v diagrame QAP (a) a pozícia vzoriek v diagrame AFM (b).



Obr. 15. Diagramy z granitoidov Považského Inovca podľa: a) Debon a Le Fort (1983), b) Maniar a Picolli (1989).

Zmeny v chemickom zložení okrem SiO_2 veľmi dobre odráža aj obsah draslíka v hornine. Na základe obsahu K_2O môžeme študované granity Inovca zaradiť k stredne až vysoko draselným granitoidným horninám (obr. 14 – 16). Typickým znakom granitoidov Považského Inovca je prevaha Na_2O nad K_2O . Poukazuje na to aj pomer K_2O/Na_2O , ktorý je vo väčšine vzoriek < 1 , a len v časti leukokratických vzoriek prevažuje draslík nad sodíkom. Relatívne homogénnu distribúciu vykazujú študované granity Považského Inovca v An-Ab-Or normatívnom diagrame podľa Barkera (1979) s použitím mezonormy. Väčši-

na študovaných vzoriek spadá do poľa granitov, respektíve granodioritov s afinitou časti vzoriek k trondhjemitickým horninám. Obdobné klasifikačné hodnotenie vykazujú študované granitoidy aj v multikationovom diagrame Q vs. P (Debon a Le Fort, 1983). Väčšina vzoriek v ňom spadá do poľa granitov a adamelitov (prechodná hornina medzi granitom



Obr. 16. Diagramy K_2O (a), respektíve K_2O/Na_2O vs. SiO_2 (b), dokumentujúce pestrosť granitoidov Považského Inovca.

a granodioritom s vyrovnaným podielom oligoklasu a ortoklasu, v IUGS nomenklatúre sa označenie nepoužíva) až granodioritov, pričom len časť hornín spadá do poľa tonalitu. Vyššie hodnoty parametra $Q > 100$ jednoznačne indikujú kôrový pôvod hornín. Je to evidentné aj z druhého multiplikatívneho diagramu A vs. B (Debon a Le Fort, 1983), kde väčšina skúmaných granitov spadá do poľa I – biotiticko-muskovitických – a poľa II – muskoviticko-biotitických magmatických hornín. V tomto diagrame parameter A predstavuje index peraluminozity a takmer všetky vzorky spadajú do peraluminózneho domény s kladnými hodnotami. Parameter B predstavuje obdobu mafického indexu a všetky vzorky patria medzi felzitické magmatity ($B < 150$), pričom časť vzoriek spadá do oblasti leukokratických granitoidov. Z hodnotenia geochemických diagramov podľa Debona a Le Forta (1983) vyplýva, že granitoidy Považského Inovca predstavujú aluminóznú asociáciu kyslých magmatických hornín a ich zdrojom boli drobové, prípadne drobovo-arkózové recyklované kôrové horniny. Podobný charakter indikuje aj pozícia vzoriek hornín v miklikatívnom diagrame R1-R2 podľa De la Rochea et al. (1980) s geotektonickými poľami podľa Batchelora a Bowdena (1985), kde väčšina študovaných vzoriek spadá do poľa 2. Odzrkadľuje tak pôvod magmatického prekursora v predkolíznom období tavením kôrového zdroja. Časť má charakter synkolíznych granitov (pole 6) a časť granitov javí analógiu s neskrôrogegnými granitmi (pole 4). Celkove to odzrkadľuje zmeny v chemickom zložení študovaných granitoidov. Peraluminózný charakter študovaných granitov jasne dokumentuje Shandov index A/CNK s hodnotami 1,05 až 1,45. Tento index bol využitý aj na stanovenie geotektonického charakteru granitoidných hornín na základe ich chemického zloženia a petrografického charakteru (Maniar a Piccoli, 1989). Hodnotenie týchto granitoidov len na základe tohto diagramu je problematické, pretože študované horniny nespádajú do vyčlenených diskriminačných poľí, ale tvoria prechod medzi granitmi kontinentálnych magmatických oblúkov (CAG) a kontinentálnymi kolíznymi granitmi (CCG). Na základe komplexného hodnotenia ich však môžeme začleniť k typickým kolíznym kôrovým kontinentálnym granitom, ktoré čiastočne zdedili svoj geochemický charakter zo svojho zdroja – drôb a drobových arkóz derivovaných zo starších magmatických produktov vzniknutých na aktívnom vulkanickom oblúku pri subdukcii oceánskej kôry pod kontinentálnu. Tento predpoklad potvrdzuje aplikácia diagramov z dnes už klasickej práce Chappell a White (1974) zaoberajúcej sa typológiou granitov. Podľa pomeru sodíka a draslíka môžeme granitoidy Považského Inovca zaradiť ku granitickým horninám typu I, aj keď je evidentný stredne až vysoko draselný charakter skúmaných granitov. Naproti tomu, podľa pomeru vápnika k železu vidíme, že vyššie hodnoty FeO^* nie sú saturované prítomnosťou amfibolov v hornine, ale len biotitom. Je to v zhode s petrografiou a celkove peraluminóznym charakterom študovaných granitov Považského Inovca. Tým sa jednoznačne potvrdil ich kôrový charakter typu S. Chondriticky normalizované záznamy distribúcie REE vykazujú pomerne veľkú podobnosť pri väčšine vzoriek s nižšími až strednými hodnotami $REE = 38$ až 196 ppm so slabo až výrazne frakcionovaným charakterom. Mierne znížené hodnoty LREE, ako aj mierne zvýšené hodnoty HREE časti vzoriek sa prejavujú nižším indexom frakcionovanosti ($La_N/Yb_N = 2,4$ až $17,8$). Väčšina vzoriek má však tento index v bežných hodnotách ($La_N/Yb_N = 20 - 33$) a len malá časť vzoriek má strmší normalizovaný záznam REE s $La_N/Yb_N = 40$ až 57 . Typickým znakom granitov Považského Inovca je nevýrazná negatívna anomália. Celkovú distribúciu REE v študovaných vzorkách najpravdepodobnejšie kontroluje prítomnosťou monazitú a apatitú v bežných granitoch, kým v leukogranitoch je to najmä prítomnosťou granátu.

Úvod

(M. Olšovský a M. Havrila)

Mladopaleozoický komplex karbónsko-permského veku (zaradený do seleckej sukcesie) má flyšoidný charakter, lokálne deltovo-marinný (Vozárová a Vozár, 1988). Vyznačuje sa prevahou hruboúlomkovitého klastického materiálu pochádzajúceho z horninových komplexov bezprostredného okolia pôvodného sedimentačného bazénu. Má mohutné plošné rozšírenie v západnej časti územia a dosahuje celkovú hrúbku 1 500 až 1 800 m. Sedimenty karbónskeho veku (tmavosivé pieskovce, arkózové pieskovce a zlepenice) – novianske súvrstvie – vystupujú v západnej časti regiónu v podobe úzkeho pásma s.-j. smeru od oblasti Selca až po Hrádockú dolinu. Permský sedimentárny komplex má prevažne cyklickú stavbu. V celom súbore sedimentov možno vyčleniť tri veľké sedimentárne cykly, z ktorých každý je na báze tvorený komplexom polymiktných zlepeníc a smerom do nadložia ho striedajú jemnozrnnejšie sedimenty. Prvý cyklus tvorí najmä kálnické súvrstvie, druhému cyklu zodpovedá selecké súvrstvie a tretiemu krivosúdske súvrstvie.

Mezozoikum tatrika ako samostatnú sukcesiu (neskôr tektonickú jednotku) v Považskom Inovci odlišil pod názvom *vysokotatranský vývoj* Uhlig (1903) najmä na základe prác Štura (1859, 1860), Stacheho (1864) a Hauera (1864, 1869). Zahnul k nemu litostratigrafické jednotky, ktoré časovo zaradil do permu (kremence) a liasu (vápence balensteinského vývoja). V súčasnosti je zjavné, že v priestore vystupovania sukcesie vysokotatranského vývoja sa v Považskom Inovci na niektorých miestach (napr. časť kryhy Marháta) vyskytujú aj sukcesie vyšších tektonických jednotiek (fatrika a hronika) a že v priestore výskytu vápenčov balensteinského vývoja vystupuje aj široká škála iných litostratigrafických jednotiek. Ferenczi (1915a, b, 1916, 1917a, b, c, 1918a, b, 1919, 1934) zo strednej časti pohoria opísal ďalšie litostratigrafické jednotky tejto tektonickej jednotky, hoci ju ešte neoddelil od tektonickej jednotky veporika. Opísal ich v rámci *zvrásnenej sedimentárnej zóny priliehajúcej ku kryštalinickému jadru pohoria*. Podľa súčasných znalostí túto zónu tvoria sukcesie tatrika a fatrika. Mezozoikum tatrika kartograficky vyčlenil až Hynie (1927). V strednej časti pohoria (medzi Piešťanmi a Zlatým vrchom) za autochtónnu (podmienečne) 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 prikrovu subtatranského*, t. j. k fatriku. Maheľ (1948) zastával názor, že manínska séria (tatričná) prechádza z južnej časti Strážovskej hornatiny na severné svahy Inovca bez podstatnejších faciálnych zmien. Až neskôr (Maheľ, 1950, s. 51) rozpoznal celú mezozoickú sukcesiu tatrika, keď k nemu zahrnul sled litostratigrafických jednotiek zaradovaných od spodného triasu po alb. Na základe „... obdobnosti vývinu obalovej série

Inovca s manínskou sériou...“ a na základe toho, že „... *manínska séria bez prerušenia prechádza zo Strážovskej hornatiny na svahy Inovca...*“, nazval ju *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 západo-karpatských sérií (Maheľ, 1959), a južnú, *inoveckú* (Maheľ, 1959), ktorú ako euxinský typ zaradil k sériám západoslovenskej skupiny.

Neskôr Maheľ (1986) 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 tatricu. Súčasne v nej vyčlenil *monoklinálu Drieňového vrchu a sekvenciu Železníka*. Za súčasť sekvencie Železníka považoval aj sedimenty albu – stredného cenomanu a koňaku – spodného kampánu, biostratigraficky datované Kullmanovou a Gašparikovou (1982), ktoré ich pokladali za klapskú jednotku. Leško et al. (1988) sedimenty mezozoických sledov v severnom Inovci a horniny paleozoika severného Inovca rozčlenili na *humenskú 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 váhikkej príslušnosti) a *humenskú sukcesiu*. Humienska sukcesia podľa Plašienku (1995) 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 Hók a Ivanička et al., 2005) termín humienska sukcesia zúžil len na hypotetický sled tatrica zrekonštruovaný z olistolitov (stratigrafického rozsahu spodný trias – 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) *seleckou sukcesiou*. K tatricu bol zaradený aj sled mezozoika vystupujúci v južnom cípe pohoria pri Hlohovci. Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983) konštatoval jeho litostratigrafickú zhodu s *tribeckou sériou*.

Tribečská sukcesia (M. Havrila)

Názov *tribecká sukcesia* (zavedený Zárubom a Andrusovom, 1936) tu používame na označenie sedimentárneho sledu vystupujúceho v najjužnejšej časti Považského Inovca (medzi Hlohovcom a Studenou dolinou). Je zložený zo súboru formálnych a neformálnych litostratigrafických jednotiek s časovým rozsahom od spodného triasu po vrchnú juru (obr. 17). Charakteristickou črtou sukcesie je jej metamorfné postihnutie a v porovnaní s inoveckou sukcesiou jej

Úvar	Oddelenie	Stupeň	Podstupeň	Vek (Ma)	LITOLOGICKÉ ZLOŽENIE	LITOSTRATIGRAFIA
K R I E D A	stredná	turon		93,5		
		cenoman		98,9		
		alb		112,2		
	spodná	apt		121,0		
		barém		127,0		
		hoteriv		132,0		
		valangin		137,0		
J U R A	malm	berias		144,2		
		titón		150,7		
		kimeridž		164,1		hľuznaté vápence
	doger	oxford		159,4		
		kelovej		164,4		
		bat		169,2		
		bajok		176,5		
		álen		180,1		
	lias	toark		189,6		
		plienbach	domér	195,3		
			karix			
		sinemúr	lotaring	201,9		
		hetanž		205,7		
T R I A S	vrchný	rét	sevat			?stratigrafický hiát
			alaun	203,6		
		norik	lác			rauvaky
			tuval	220,7		
		karn	jul			?stratigrafický hiát
	stredný		kordevol	227,4		
			longobard			
			fasan	234,3		
			ilýr			
		anis	pelsón			
	spodný		bityn			
			egej	241,7		
		skýt	spat			
			namal			
			griesbach	248,2		
						lúžňanské súvrstvie

Obr. 17. Litostratigrafická kolónka tribečskej sukcesie tatrica (M. Havrila, 2006). Stratigrafické rozpätie litostratigrafických jednotiek jury sa uvádza podľa práce Poláka (in Ivanička et al., 1998). Genéza a vek rauvakov sú problematické.

plytkovodnejší vývoj počas jury. Nápadné je aj temer úplné chýbanie dolomitov stredného a vrchného triasu, v pozícii ktorých vystupujú rauvaky. Vzhľadom na nekompletnosť vrstvového sledu a vzhľadom na absolútny nedostatok fosílií bolo stratigrafické rozpätie členov vrstvového sledu prevzaté z prác Bieleho (1961) a Poláka (in Ivanička et al., 1998).

Tento sled mezozoika vystupujúci v najjužnejšom cípe pohoria pri Hlohovci bol pôvodne zaradený k inoveckej sérii (Mahel' in Buday et al., 1962)¹. Mahel' (1967) ho pokladal za „*netypický vývoj inoveckej série v južnom cípe pohoria*“ a nazval ho „*séria hlohovecká*“ (obr. 18, s. 126). Havrila (in Havrila a Vaškovec, 1983) konštatoval, že je litostratigraficky a metamorfne zhodná s *tribečskou sériou*, pričom k nej s neistotou zaradil aj sedimenty vrchnej kriedy (neskôr zaradené do belickej sukcesie). Mahel' (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 predpriekrovový sedimentárny cyklus sedimentárneho pokryvu tatrika) vystupujúcich v lome severne od Hlohovca, tiež ležiacich na spomenutých granodioritoch. Je teda tektonicky pokampánsky imbrikovaná.

169 lúžňanské kremence: kremenné pieskovce a kremence (griesbach – ?namal)

Kremence nachádzajúce sa severne od Hlohovca v lokalite Vrchné kamenné hory, litologicky sa nelíšiace od lúžňanských vrstiev inoveckej sukcesie, vystupujú len v úlomkových, resp. blokových odkryvoch.

K tribečskej sukcesii boli zaradené na základe vystupovania v nadloží granitoidného kryštalinika. Na základe porovnávacieho štúdia stopových prvkov (Uher a Broska, 1991) o ňom možno povedať, že je zhodné s granitoidným kryštalinikom Tribeča. Takto zaradené boli aj na základe vystupovania ?gutensteinských vápencov tribečskej sukcesie v nadloží študovaných kremencov, a to aj napriek tomu, že vzhľadom na zlú odkrytosť nemožno kvalitu tohto kontaktu jednoznačne posúdiť.

Kremence a kremenné pieskovce tribečskej sukcesie sú sivobiele, sivé, ružové až fialovoruzové, drobno- až strednozrnné, sľudnaté, vrstvovité (s hrúbkou vrstiev viac ako 5 cm, prevažne viac ako 50 cm). Na rozdiel od kremencov inoveckej sukcesie sa v nich nenašli zlepence ani obliaky „exotických“ hornín. V medzivrstvových škárach sú zachované zelenosivé sericitické ilovce.

¹Mahel' (in Buday et al., 1962) k nej zahrnul len sedimenty spodného a stredného triasu, sedimenty karpatského keupera a jurské sedimenty osobitného vývoja (obe posledné fácie sú v súčasnosti zaradené k vrchnej kriede belickej sukcesie). Krinoidové vápence jury, ktoré sú k nemu dnes zaradené, nepoznal.

168 gutensteinské vápence: zbridičnatené vápence (anis)

Vápence vystupujúce vo vinohradoch nad cestou Hlohovec – Piešťany, asi 1,5 km severne od Hlohovca a na južných svahoch Starej hory možno stotožniť s gutensteinskými vápencami. Tu možno sledovať ich pozíciu vo vrstvovom slede (nad kremencami spodného triasu a pod rauvakmi a sedimentmi jury), ako aj ich tektonickú pozíciu v nadloží hrantského súvrstvia.

Mikrokryštalické, metamorfne rekryštalizované vápence sú bielosivé, svetlosivé až tmavosivé, ale aj okrovo žlté a ojedinele aj ružové. Vrstvovitosť (hrúbka vrstiev je 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, lišiace sa farebnými odtieňmi. Na vrstvových plochách je dobre viditeľná aj metamorfná lineácia a novovytvorené minerály (?sericit). Hornina je miestami prešúpaná žilkami kalcitu.

167 dolomity (stredný až vrchný trias)

Dolomity vystupujú spod kvartérnych sedimentov v izolovaných úlomkovitých odkryvoch na južných svahoch Studenej doliny 2 km jz. od obce Tepličky, na južných svahoch lokality Soroš a v údolí južne od lokality Soroš.

Majú rôzne odtiene sivej farby. Väčšinou sú mikrokryštalické. Bežné sú v nich pseudomorfózy po síranoch a textúry typu *birdseyes*. Metamorfóza nie je taká zreteľná ako vo vápencoch, prejavuje sa len rekryštalizáciou.

166 rauvaky

Rauvaky (bunkovité dolomity) ležiace v nadloží gutensteinských vápencov a v podloží krinoidových vápencov jury, prípadne v tektonickom nadloží rázovského súvrstvia vstiev vystupujú na severných svahoch Starej hory.

Porózne horniny špongiovitého vzhľadu sú žltosivej až okrovo žltej farby. Obsahujú drobné obliačiky (do 1 cm) dolomitov rôznych odtieňov sivej farby s rôznymi textúrami. Sporadicky sa vyskytujú obliačiky kremencov. Prítomný je aj kremeň veľkostnej 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.

165 krinoidové vápence, kremeťové vápence a hľuznaté vápence (lias – malm)

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

Sú prevažne sivej farby. Ich charakteristickým znakom sú hľuzy čiernych rohovcov a prímes klastického kremeňa piesčitej kategórie. Miestami sú jemnozrné, 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. Tvorí ich detrit krinoidových článkov a premenlivá prímes zín klastického kremeňa.

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

Žltosivé, sivé až hnedosivé tenkovrstvovité kremité až rádioláριοvé 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., 1996) 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 zbrídlíčeným mikrokryštalickým vápencom s detritom krinoidov. Tieto horniny sa získali len z umelých odkryvov západne od krinoidových vápencov. Podobné horniny Biely (1961) uvádza z Tribeča (napr. z Drážoviec) a zaraďuje ich do malmu. Polák (in Ivanička et al., 1998) udáva ich stratigrafické rozpätie vrchný oxford – kimeridž.

Inovecká sukcesia (M. Havrila)

V týchto vysvetlivkách používame názov *inovecká sukcesia* na označenie sedimentárneho sledu tatrika zloženého zo súboru formálnych a neformálnych litostratigrafických jednotiek s časovým rozsahom od spodného triasu po alb s hiátom na rozhraní ladinu a karnu a na rozhraní rétu a spodného liasu (obr. 18).

Charakteristickou črtou inoveckej sukcesie je jej spätosť s tatrídny, prevažne granitoidným kryštalikom bez prítomnosti mladopaleozoického sedimentárneho obalu. V regióne na to južne od hrádockej línie upozornil už Stache (1864). Aj Maheľ (1950) skonštatoval, že perm v strednej a južnej časti Považského Inovca nevystupuje. Ďalšími charakteristickými črtami sú slabý, ale zreteľný metamorfny postih, len reliktné vystupovanie stredného triasu, chýbanie rétu a hlbokovodnejší vývoj vyššieho liasu až malmu. Za charakteristické členy sukcesie možno pokladať zlepenec Zlatého vrchu, súvrstvie karpatského keuperu, trlenské súvrstvie, súvrstvie vápencov liasu s evinospongiami a osobitný vývoj allgäuských vrstiev. Osobitou črtou je aj prítomnosť polôh krinoidových vápencov alebo aspoň veľkých klastov krinoideí v jursko-kriedovej časti sledu (od allgäuských vrstiev až po zakončenie karbonátového vývoja inoveckej sukcesie).

Charakteristickou črtou tatrika južnej časti Považského Inovca (južne od hrádockej línie) je jeho bloková stavba so zachovaním rôznych častí sedimentárneho sledu v rôznych blokoch vymedzených synsedimentárnymi zlomami.

Lúžňanské súvrstvie

164a lúžňanské kremence: kremenné pieskovce až kremence, ojedinele zlepcovité (griesbach – ?namal)

Lúžňanské súvrstvie predstavuje morfológicky najvýraznejší a najlepšie odkrytý člen inoveckej skupiny. Množstvo dobrých odkryvov sa vyskytuje v dvoch súvisle prebiehajúcich pruhoch viazaných na dva izolované areály mezozoika. Prvý areál, nachádzajúci sa medzi kostolíkom Sv. Jurko, Marhátom a údolím Bojnianky (patria sem aj izolované výstupy nachádzajúce sa severne od Nitrianskej Blatnice a Vozokán), zo západnej strany lemuje kryštalinikum bojnianskeho masívu. V druhom areáli (priliehajúcom zo západnej strany ku kryštaliniku masívu Striebornice) tvoria lúžňanské kremence pruh so severo-južným priebehom. Možno ho sledovať v južnej časti pohoria na severných svahoch Studenej doliny (na úzkom chrbátiku severne od k. 199 a v záhradkárskej kolónii 500 m východne od k. 199), kde vystupuje spod sedimentov kvartéru, a v širšom okolí obce Tepličky, kde vystupuje spod sedimentov veporika. Po prerušení (spôsobenom okrajovým zlomom) ho smerom na sever možno ďalej sledovať od Starého vrchu pri Svrbiciach cez Háj, Búrkovú studňu, Kuchyňu, k Zlatému vrchu a odtiaľ cez dolinu Striebornice k lokalite Lovica nachádzajúcej sa pri severnom zakončení kryštalinika masívu Striebornice. Odtiaľ pokračuje na sever cez Kostolný vrch, Nový dvor, Dastín, Svíbovú a Brezový vrch ležiace východne od Novej Lehoty až k Hrádockej doline. Severná časť tohto pruhu (zhruba severne od sedla Havran) je súvislá. Južná časť pozostáva z izolovaných ostrovov vystupujúcich spod kvartérneho pokryvu. Drobné odkryvy lúžňanských kremencov vystupujúce spod sedimentov kvartéru sa vyskytujú aj na východnej strane pohoria. Tvoria len drobné izolované výskyty (na ploche denudačného zvyšku tatrika s plochou asi 1 km²) medzi Tesármí a Záhradou (západne od samoty Nové mlyny).

Sedimenty lúžňanského súvrstvia sú bazálnym členom mezozoického sedimentačného cyklu. Vystupujú v nadloží horninových komplexov kryštalinika (najmä rúl a granitoidov, sporadicky metakremencov a metapelitov flyšu devónskeho veku). Súvrstvie tvoria siliciklastické sedimenty, najmä kremenné pieskovce (až kremence), menej arkózové pieskovce, drobové pieskovce, ílovité a ílovito-piesčité bridlice.

Pieskovce (až kremence) sú najmä svetlosivej a sivej, často (sekundárne) aj žltohnedej až hrdzavej farby. Sporadicky zastúpené bridlice sú žltosivej až zelenožltej farby. Súvrstvie je vrstvomité (s hrúbkou vrstiev 4 – 105 cm). Vrst-

vové plochy sú rovné, zriedkavo sú na nich zachované čeriny. V jemnozrnných až hrubozrnných pieskovcoch s častým paralelným, šikmým aj gradačným zvrstvením sa bežne vyskytujú obliaky kremeňa, ktoré sa vzájomne nedotýkajú. Stupeň ich opracovania je rôzny, často majú len zaoblené hrany, inokedy sú dobre opracované. Tvar obliakov je izometrický až oválny. Štruktúra horniny je psamitická a psamiticko-psefitická.

Fosilie sa v súvrství nezistili. Vek je určený len na základe analógie a superpozície „bazálnych kremencov“ nad súvrstviami vrchného permu, ktoré paleontologicky doložili v tatruku Čorná a Ilavská (1962).

Vzhľadom na množstvo dobrých odkryvov je možné zo šikmých zvrstvení stanoviť smer transportu klastického materiálu. Pozornosť tejto problematike venovali Mišík a Jablonský (1978, 1999, 2000).

164b zlepenec Zlatého vrchu: polymiktné zlepenec (griesbach – ?namal)

Už pri predchádzajúcom mapovaní (Havrila, l. c.) bol na báze spodného triasu tatruka dokumentovaný nápadný zlepenecový horizont v oblasti Havrana, Zlatého vrchu, Kostolného vrchu, Svibovej, Brezového vrchu a Vresového a tiež v oblasti Marhátu, Bieleného vrchu a Holého kameňa. Poznatky z neho získali a využili aj Mišík a Jablonský (1978, 1999, 2000). Podľa novších zistení je tento zlepenecový horizont hrubý 40 cm až 1 m. Veľkosť väčšinou slabo opracovaných, miestami až ostrohranných litoklastov zodpovedá zisteniam Mišíka a Jablonského (1978, 1999, 2000). Podobne tomu zodpovedá aj petrografické zloženie: prevládajú klasty žilného kremeňa, menej je tmavosivých grafitických metakvarcitov, lyditov, drobových rúl, turmalinických hornín, hematitických kvarcitov, grafitických metapelitov, ale aj fialových vulkanitov – ryolitov – a tiež kaolinizovaných granitoidov. Podľa našich skúseností prítomnosť týchto bazálnych zlepenecov dokonale odzrkadľuje petrografické zloženie povrchu predmezozoického podlažia v spodnom triase. Predpokladáme, že všetky identifikované horninové typy litoklastov v zlepencoch spodného triasu majú v Považskom Inovci lokálny charakter (keďže v pozícii in situ vystupujú v podlaží kremencov). Ich asociácia ukazuje, že paleoreliéf mal pred sedimentáciou kvarcitov pomerne pestrý petrografický charakter. Pozostával južne od hrádockej línie z karbónskych granitoidov, ich spodnopaleozoického metamorfovaného rulového obalu, devónskeho metamorfovaného vulkanicko-sedimentárneho komplexu Hlavinky s hematitovým zrudnením typu Lahn-Dill a severne od hrádockej línie aj zo sedimentárno-vulkanického komplexu permského veku.

Bazálny zlepenecový horizont lúžňanského súvrstvia sa svojím charakterom (zrnitosťou, lokálnym slabo opracovaným materiálom, jeho pestrosťou) výrazne odlišuje od ostatnej časti kremencov, kremenných pieskovcov, arkózových pieskovcov, drôb a drobových pieskovcov. Podľa typických výskytov v študovanej oblasti ho Havrila a Kohút (2006) navrhli označovať ako *zlepenec Zlatého vrchu*.

Už Mišík a Jablonský (1978) sústredili natoľko protichodné poznatky o kremencoch lúžňanského súvrstvia, že bolo ťažké predstaviť si, že poznatky pochádzajú z toho istého sedimentu a sediment z toho istého zdroja. Sediment mal podľa nich znaky dlhého aj krátkeho transportu, vplyvu aridnej aj humidnej klímy, terestricko-jazerného aj litorálneho prostredia, sedimentácie v medzihorskej depresii aj sedimentácie na úplne peneplenizovanom teréne. Rozporuplnosť uvedených faktov možno pochopiť, resp. vysvetliť predpokladom, že súvrstvie pozostáva aspoň z dvoch typov sedimentu. Nález väčšiny hornín zastúpených v zlepencoch v ich priamom, resp. blízkom podloží umožňuje vysloviť názor o ich miestnom – nie exotickom – pôvode. Lúžňanské súvrstvie tak bude pozostávať zo sedimentov nesúcich znaky dlhého transportu (celé súvrstvie okrem jeho bázy) aj zo sedimentov nesúcich znaky krátkeho transportu (horizont zlepenčov tvoriacich bázu súvrstvia). V prospech takejto interpretácie zlepenčov hovorí aj ich poloha na báze súvrstvia, nízky stupeň opracovania klastov a široko rozptýlené transportné smery získané na niektorých lokalitách meraním šikmého zvrstvenia (Mišík a Jablonský, 2000), hoci je zrejmé, že tento rozptyl transportných smerov môže mať aj iné príčiny.

Naším súčasným výskumom sme sa snažili odstrániť rozpory obsiahnuté v predchádzajúcich výskumoch a prispieť k poznaniu bazálneho zlepencového horizontu lúžňanského súvrstvia. Poznatky Mišíka a Jablonského (1978, 2000) o problematike sedimentológie a depozície z ostatných častí súvrstvia považujeme za vyčerpávajúce a plne platné.

Verfénske vrstvy

163a rauvaky (?namal – spat)

Rauvaky, resp. kavernózne dolomity sa zistili v kryhe Marhátu (pri Kaplnke sv. Juraja) v širšom okolí obce Tepličky a západne od kóty Háj. Plošne aj hrúbkou sú v porovnaní s kremencami lúžňanského súvrstvia zanedbateľné.

Rauvaky sú žltosivej až okrovožltej farby. V poróznej „základnej hmote“ okrovej farby (porozita je vytvorená vyvetraním karbonátových klastov) sú ostrohranné úlomky sivých karbonátov. Vystupujú v nadloží verfénских vrstiev a v podloží gutensteinských vápencov stredného triasu. Najpravdepodobnejšie sú súčasťou verfénских vrstiev. Z vyššej časti verfénских vrstiev z Považského Inovca ich opísal aj Mahel' (1950).

163b pestré piesčité sľudnaté ílovce a kremenné pieskovce (?namal – spat)

Verfénske vrstvy vystupujú sporadicky, sprevádzajúc oba pruhy kremencov lúžňanského súvrstvia. Plošne aj hrúbkou sú v porovnaní s podložným súvrstviem viac-menej zanedbateľné. Tvoria len úlomkovité odkryvy. Vystupujú v nadloží lúžňanského súvrstvia a v podloží gutensteinských vápencov a dolomitov (resp.

v podloží raubakov spodného triasu), resp. vďaka pôsobeniu labínskej a starokimerskej fázy aj v podloží mladších sedimentov inoveckej sukcesie. V sukcesii tatrika sprevádzajúcej kryštalinikum bojnianskeho masívu vystupujú pri Kaplnke sv. Juraja, v okolí Marháta, na Bielenom vrchu, Holom kamení a na južných svahoch Halšiny s. od údolia Bojnianky. V sukcesii tatrika sprevádzajúcej kryštalinikum masívu Striebornice vystupujú (v smere od juhu) na severných svahoch Studenej doliny (v záhradkárskej kolónii 500 m východne od k. 199), v širšom okolí obce Tepličky, z. od Ardanoviec, j. od cesty z Banky do Radošiny (v okolí lokality Kuchyňa), s. od Svinského vrchu, j. od Gonových lazov, na sz. úpätíach kót Močiarne a Svíbová, v. od Novej Lehoty a v lokalitách Vresové a Splazy. Verfénske vrstvy sa zistili (Havrila in Brestenská et al., 1980; Havrila in Havrila a Vaškovský, 1983) aj na v. okraji pohoria v erozívnej ryhe 1 km z. od Nových mlynov (odkryv neskôr pri budovaní cesty vedúcej z Tesár do Záhrady zanikol).

Verfénske vrstvy reprezentujú pestré, najmä červenofialové, ale aj sivé, sivozelené a okrovožlté *ilovité*, resp. *ilovito-piesčité sludnaté bridlice*, ktoré sa sriedajú s vrstvami kremenných jemnozrnných *pieskovcov*. Štruktúra horniny je pelitická a peliticko-psamitická. Textúra je laminovaná.

Súvrstvie je bez fosílií. Stur (1860) ho považoval za červenú jalovinu (perm), Ferenczi (1918) ho zaradil do spodného triasu.

162 gutensteinské dolomity: tmavosivé tenkovrstvovité dolomity (?spodný egej)

Kartograficky boli v regióne znázornené severne od Vozokán a na severnom svahu Bieleného vrchu. Podmienečne sem boli zaradené aj dolomity s polohami vápencov gutensteinského typu vystupujúce v nadloží kremencov lúžňanského súvrstvia na východných svahoch Svinského vrchu. Sú to všetko pomerne málo hrubé šošovkovité telesá vystupujúce v nadloží malých šošoviek verfénских vrstiev, väčšinou však v nadloží lúžňanských kremencov a v podloží hrubej masy gutensteinských vápencov.

Na svahoch Bieleného vrchu sú sivé až svetlosivé, mikrokryštalické, tenkovrstvovité, zreteľne prevrásnené. Na východných svahoch Svinského vrchu sú tmavosivé až čiernosivé bituminózne vrstevovité krinoidové dolomity a čiernosivé ilovce (obe fácie majú len malú hrúbku).

161 gutensteinské vápence: tmavosivé hrubovrstvovité bituminózne vápence (vrchný egej – ?spodný pelsón)

V západnom areáli výskytu tatrika (lem kryštalinika masívu Striebornice) buď nevystupujú, alebo sa vyskytujú len sporadicky. Predpokladá sa ich úplná erózia počas labínskej fázy. Zachovali sa na juhu pohoria v širšom okolí obce Tepličky. V plnom rozsahu sú zachované vo východnom areáli výskytu tatrika

(lem kryštalinika masívu Bojnej) medzi Marhátom a severnou časťou údolia Bojnianky (najlepšie odkryvy sú na Kozom chrbte jv. od Marháta). Sem patrí aj ich izolovaný ostrov nachádzajúci sa severne od Vozokán. Spod sedimentov kvartéru, neogénu a paleogénu vystupujú gutensteinské vápence aj na východnej strane pohoria v blízkom okolí lokality Nové mlyny, t. j. sz. od Tesár.

Vystupujú v nadloží detritického súvrstvia spodného triasu, resp. v nadloží rauvakov spodného triasu. V ich nadloží vystupujú stredno- až vrchnotriasové dolomity (ramsauské a hlavné dolomity). Pri Tesároch vystupujú pod sedimentmi paleogénu (ich styková plocha so sedimentmi paleogénu je na krátkom úseku dobre odkrytá v údolí Zľavského potoka v malom lome 0,5 km sz. od lokality Nové mlyny). Gutensteinské vápence zastihol aj vrt HVZ-1, lokalizovaný v bezprostrednom okolí kóty 224,7, t. j. 600 m sz. od samoty Nové mlyny, a boli zaradené k strednému triasu (Šarlayová, 1981).

Absolútnu prevahu v súvrství majú *vápence gutensteinského typu*. Zriedka sa vyskytujú polohy *dolomitov*. Vápence sú svetlosivé, prevažne však tmavosivé až čiernosivé, prípadne tmavohnedosivé, bituminózne, väčšinou mikrokryštalicke, vrstvité (s hrúbkou vrstiev 1,5 – 40 cm). Vrstvové plochy sú rovné. Zo sedimentárnych textúr sa vyskytuje paralelná laminácia. Charakteristické sú polohy červíkovitých vápencov. Bežná je dolomitizácia. Hornina je často prestúpená sieťou kalcitových žíliiek. Z organických zvyškov sa zriedka vyskytujú voľne rozptýlené drobné úlomky článkov ľalioviek, drobné gastropódy, tenkostenné lamelibranchiáty a ostrakódy. V nerozpustnom zvyšku sa zistili rybie zúbky. Mikrofaciálne ich možno charakterizovať ako mikrity až sparity, zriedka biosparity.

Gutensteinské vápence sú bez určitelných fosilií. Uhlig (1903) ich spolu s inými faciami považoval za liasovo-jurské ballensteinské vápence. Ferenczi (1917) ich považoval za strednotriasové. Presné stratigrafické rozpätie gutensteinských vápencov tatrika nie je zistené (Bystrický, 1977).

V minulosti gutensteinské vápence, resp. sivé a tmavosivé vápence stredného triasu, resp. vápence gutensteinského typu z tohto územia na základe rukopisnej mapy Kamenického zobrazili Biely (in Kuthan et al., 1963 a 1964), Kámen (1976), Brestenská et al. (1980) a Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983). Hodnotenie príslušnosti gutensteinských vápencov k tektonickej jednotke vzhľadom na zľú odkrytosť územia bolo problematické, resp. rozporné. Z mapy a textu Bieleho (in Kuthan et al., 1963 a 1964) vzhľadom na charakter legendy (nevyjadruje príslušnosť k tektonickej jednotke) príslušnosť k tektonickej jednotke nemožno vyčítať. Kámen (1976) ich pokladal za súčasť chočskej jednotky, Havrila (in Brestenská et al., 1980) za súčasť obalovej jednotky, Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983) za súčasť inoveckej skupiny tatrika, Maheľ (in Maheľ et al., 1980, 1984) za súčasť zliechovskej jednotky krížňanského príkrova. Gross (in Pristaš et al., 1997 a 2000) tieto vápence nezobrazuje a považuje ich za karbonátové brekcie bázy borovského súvrstvia, resp. podľa neho predstavujú najskôr predtransgresívne sedimenty (hornádske vrstvy). Aj keď hranica medzi gutensteinskými vápencami a brekciami borovského súvrstvia je pri zlej odkrytosti silne diskutabilná a aj keď názor Grossa (in Pristaš et al., 2000) treba rešpektovať, konštatujeme, že gutensteinské vápence tu aspoň v obmedzenej miere sú zachované. Najzreteľnejšie to je pozorovateľné v spomenutom malom lome 0,5 km sz. od lokality Nové mlyny. Všetky južnejšie výskyty (vynárajúce sa spod

sedimentov paleogénu, prípadne spod mladších sedimentov patria pravdepodobne tiež k vystupujúcim horninám podložia, ale treba pripustiť, že môže ísť aj o jeho bloky v mladších sedimentoch.

160 ramsauské a hlavné dolomity: sivé vrstvivité dolomity, ílovité dolomity a ílovce (vrchný pelsón – vrchný karn)

Podobne ako gutensteinské vápence, v západnom pruhu výskytu tatrika sú zachované len reliktné (sz. od kóty Háj, ale najmä medzi Novým dvorom a Novou Lehotou, celkom reliktné aj medzi Novou Lehotou a samotou Za jama-mi). Predpokladá sa ich temer úplná erózia počas labínskej fázy. Vo východnom pruhu výskytu tatrika (t. j. v kryhe Marhátu²) vystupujú v súvislom pruhu na západných svahoch Marhátu, Bieleného vrchu a Holého kameňa.

V kryhe Marhátu vystupujú v nadloží gutensteinských vápencov a v podloží súvrstvia karpatského keuperu, resp. v podloží rauvakov, pokladaných za súčasť súvrstvia karpatského keuperu. V priestore severne od Nového dvora vystupujú v nadloží sedimentov spodného triasu.

Dolomity sú rôznych odtieňov sivej farby, sú mikrokryštalické až cukrovité, vrstvivité (tenkodoskovité až hrubolavicovité). Z textúrnych znakov je zachovaná paralelná laminácia. Najmä v najvyšších častiach súvrstvia sa vyskytujú polohy intraformačných brekcií. V tejto časti súvrstvia sa vyskytujú aj polohy ílovcov okrovej farby (pravdepodobne ide o ekvivalent došnianskych vrstiev). Dolomity tejto časti, vzhľadom pripomínajúce keuperské dolomity, majú pozíciu hlavného dolomitu. Je teda asi vhodnejšie, aby sa dolomity stredného až vrchného triasu tatrika centrálnych Západných Karpát, ktoré sa všeobecne doteraz zaraďovali pod názov ramsauské dolomity, označovali ako ramsauské a hlavné dolomity.

Organické zvyšky, okrem stromatolitov, sa v nich nezistili. Vek spodnej hranice sa presne nezistil, vek hornej hranice bol stanovený na základe analógie s došnianskymi vrstvami (Planderová a Polák, 1976).

159a pestré ílovce, piesčité ílovce, kremenné pieskovce a klastické vápence (norik)

Aj súvrstvie karpatského keuperu sa viaže na oba areály výskytu tatrika. V západnom areáli vystupuje reliktné zachované v okolí lokality Búrková studňa, severne od hájovne Fabrika a východne od Ostrého vrchu. Čiastočne vo väčšom rozsahu je súvrstvie zachované medzi Dominovou kopanicou, Novou

²V terminológii Maheľa (1951, s. 153; in Maheľ et al., 1967, s. 127) ide o „marhátsku synklinálu“, resp. o „synklinálu marhátsku“. Maheľ (1950, s. 51, 52; 1984, s. 27) použil termín „synklinála Marhátu“ a v inej práci (1986, s. 318, 325) použil aj termíny „brachysynforma marhátka“, resp. „synforma Marhátu“. Termíny nie sú vhodné, pretože územie nemá charakter synklinály. Podrobnejšie pozri v kapitole *Tektonické pomery*.

Lehotou a samotou Za jamami. Vo východnom areáli, t. j. v kryhe Marhátu, tvorí súvislejší pruh medzi Vozokanmi a Jeleními jamami (reliktné zachované vystupuje v závere doliny potoka Striebornica, súvislejšie je zachované na lokalite Miškov zrás severne od Jeleních jam).

V južnej časti západného areálu súvrstvie vystupuje výlučne v nadloží sedimentov spodného triasu (čo je však spôsobené predpokladanou eróziou počas labínskej fázy). V jeho severnej časti vystupuje v nadloží dolomitov triasu. Vo východnom areáli vystupuje v normálnom nadloží sedimentov stredného až vrchného triasu, resp. v nadloží rauvakov považovaných za súčasť karpatského keuperu. V oboch areáloch vystupuje v podloží sedimentov spodného liasu (prevažne trlenského súvrstvia, prípadne kapieneckých vrstiev).

Súvrstvie pozostáva z psefiticko-psamitických hornín (kremenných pieskovcov až kremencov), z pelitických, resp. peliticko-psamitických hornín (ílovitých a ílo-vito-piesčitých bridlíc) a z karbonátov (detritických vápencov). *Kremenné pieskovce až kremence* sú väčšinou jemno- až strednozrnné. Niekedy obsahujú voľne rozptýlené obliaky žilného kremeňa, zriedkavejšie sa vyskytujú aj klasty čiernych silicítov a kaolinizovaných živcov. Oproti kremencom spodného triasu sú farebne pestrejšie, poróznejšie (vyvetranie karbonátových klastov) a majú pestrejšie petrografické zloženie. *Ílovité a ílovito-piesčité*, zriedkavo aj *sľudnaté bridlice* sú pestrofarebné (sivé, sivozelené, okrovožlté, prevažne červenofialové). *Klastické vápence (drobnozrnné karbonátové pieskovce až zlepenice)* pozostávajú z dobre opracovaných klastov sivých až červenofialových pelitomorfných vápencov stmelených sparitom. Klasty dosahujú veľkosť od desiatín centimetrov do niekoľko centimetrov (bežne do 1 až 2 cm). Materiál je veľkostne vytriedený, prípadne aj usmernený. Okrem klastov vápencov sa vyskytujú aj klasty pestrých ílovcov a zrná kremeňa. Hornina je vrstvomitá. Je uložená v pestrých ílovcach. V klastoch vápencov možno pozorovať Liesegangove kruhy. Mišík (1966) na základe toho predpokladá jazerné prostredie sedimentácie klastov, ktoré boli dlhší čas vystavené klimatickým činiteľom na súši v oblasti červeného zvetrávania. Klastické vápence sa vyskytujú v širšom okolí Novej Lehoty a na Miškovom zráze.

Na rozdiel od ekvivalentného súvrstvia veporika Považského Inovca dosahuje zreteľne menšiu hrúbku. Líši sa aj podstatne vyšším podielom psamiticko-psefitických hornín na úkor pelitických hornín a charakteristické sú preň klastické karbonáty.

Fosilie sa nevyskytujú. Stur (1860) zaradil toto súvrstvie k červenej jalovine (perm), Ferenczi (1918) mu priradil vrchnotriasový vek.

159b rauvaky (norik)

Uvedené horninové typy súvrstvia karpatského keuperu sú sprevádzané rauvakmi. Ich výskyt sa viaže na kryhu Marhátu (miestami – v okolí Marhátu sa v pozícii sedimentov karpatského keuperu vyskytujú len rauvaky; v takom prípade nemožno vylúčiť, že ide o sedimenty vzniknuté až počas starokimerskej

fázy vrásnenia). Vyskytujú sa medzi dolinou Striebornice a lokalitou Miškov zráz. Vystupujú v pozícii karpatského keuperu (nad dolomitmi stredného až vrchného triasu a pod typickými sedimentmi karpatského keuperu, prípadne pod vápencami trlenského súvrstvia) buď samostatne, alebo sprevádzajú typické sedimenty karpatského keuperu.

Hornina má charakter dolomitových brekcií až kavernóznych dolomitov, pričom často obsahuje šupinovité klasty pestrých bridlíc karpatského keuperu.

158 kopienecské vrstvy: ílovce, kremenné pieskovce, vápence s organodetritom, čierne a tmavosivé ílovité a celistvé vápence (spodný hetanž)

V kryhe Marhátu sa zistili 1 – 1,5 km jz. od kóty Marhát a sz. od Vozokán. V západnej časti areálu mezozoika sú odkryté len 1,5 km severne od lokality Búrková studňa a v úseku medzi Dominovou kopanicou a samotou Za jamami. Starokimerská fáza vrásnenia spôsobila v tatiku chýbanie sedimentov rétu (v Považskom Inovci to skonštatoval už Ferenczi, 1918), prípadne aj chýbanie karpatského keuperu. Vzhľadom na jej predpokladané uplatnenie, ako aj predpokladané uplatnenie labínskej fázy vrásnenia vystupujú sedimenty kopienecských vrstiev v širšom areáli Považského Inovca v nadloží rôznych starších litostratigrafických jednotiek (napr. lúžňanských kremencov, verfěnských vrstiev, dolomitov stredného až vrchného triasu, rauvakov vrchného triasu, prípadne spodného liasu).

Súvrstvie pozostáva zo sivých jemnozrnných, dobre vytriedených vápnitých *kremenných pieskovcov*, ílovitých a ílovito-piesčitých sľudnatých *bridlíc* sivej až hnedosivej farby a zo sivých ílovitých *vápencov* (biomikritov) s organickým detritom (články ľalioviek), miestami až lumachelových vápencov (hrubostenné lamelibranchiáty) s drobnými (do 3 mm) zaoblenými klastami dedolomitizovaných karbonátov, miestami so zhľukmi pyritu.

Určiteľné fosílie sa doteraz nezískali.

157 trlenské súvrstvie: piesčito-krinoidové vápence s hľuzami rohovcov (?vrchný hetanž – domér)

V západnom pruhu tatika súvrstvie vytvára nesúvislý pruh. Vyskytuje sa severne od lokality Búrková studňa, západne od Hradišťa, pri hájovni Fabrika, východne od Ostrého vrchu, južne od Nového dvora, medzi Dominovou kopanicou a Novou Lehotou a na lokalite Javorníček 1 km severne od samoty Za jamami. V kryhe Marhátu sa temer súvislý a pomerne mohutný pruh súvrstvia tiahne od Studenej doliny (severne od Nitrianskej Blatnice) cez dolinu Striebornice k Jelením jamám a Miškovmu zrázu.

Trlenské súvrstvie vystupuje v nadloží kopienecských vrstiev a v podloží allgäuských vrstiev. V dôsledku predpokladanej erózie podložia počas labínskej a starokimerskej fázy vystupuje v západnom areáli výskytu tatika v nadloží

rôznych členov vrstvomého sledu, často v nadloží lúžňanských kremencov. V západnom pruhu tatrika laterálne prechádza do vápencov s evinospongiami vystupujúcimi západne a juhozápadne od kóty Háj. V kryhe Marhátu miestami leží na sedimentoch karpatského keuperu, prípadne na rauvakocho považovaných za súčasť karpatského keuperu, miestami až na dolomitoch triasu.

Piesčito-krinoidové vápence s rohovcami trlenského súvrstvia sú sivé, vrstvomité (s hrúbkou vrstiev 2 – 55 cm). Vrstvomé plochy sú nerovné. Čierne rohovce pribúdajúce smerom do nadložia (so súčasným ubúdaním terestrického materiálu) vytvárajú hľuzy až súvislé polohy. Viazu sa najmä na vrstvy neobsahujúce terigénny materiál. Okrem organodetritu (najmä článkov ľalioviek, úlomkov schránok lamelibranchiát a ostníc ježoviek) obsahujú prímes terigénneho materiálu (kremeň, dedolomity) tvoriaceho do 15 % objemu. Klasty kremeňa (najmä piesčitej frakcie, menej drobnoštrkovej frakcie, ojedinele do 1,5 – 2 cm) sú zle opracované, podobne aj klasty dedolomitizovaných karbonátov okrovej farby dosahujúce veľkosť prevažne do 2 mm, ojedinele až 10 cm. Terigénny materiál je väčšinou vytriedený podľa veľkosti, niekedy aj podľa druhu. Jeho zastúpenie aj veľkosť klastov klesá smerom do nadložia.

Okrem spomenutého organodetritu sa vyskytujú aj ostrakódy a foraminifery. Kámen (1976) zo súvrstvia uvádza aj belemnity a fosfatizované šupiny rýb (ich kožné záhyby). Určiteľné makrofosílie z lavice preplnenej lamelibranchiátmi získala Kochanová (1958, 1965) z d. b. č. 4/58 asi 750 m jv. od Nového majera (dvora), resp. z d. b. č. 25a (identického s bodom 4/58) *Entolium* sp., *Chlamys textoria* (SCHLOTHEIM) a *Gryphea arcuata* LAM. Z materiálu M. Havrila (z d. b. č. 176, t. j. pravdepodobne z tej istej lokality, z ktorej faunu našla M. Kochanová) určila Kochanová (in Havrila a Vaškovský, 1983) *Gryphea arcuata lata* TIETEN. Na základe uvedenej fauny je preukázaný vek spodnej časti súvrstvia hetanž – sinemúr, vrchná hranica na základe pozície vo vrstvomom slede je domér. Z mikrofosílií Boorová (in Havrila et al., 1998) z lokality Nový dvor z d. b. č. 176/A určila *Globochaete alpina* LOMBARD.

156 vápence s evinospongiami (?vrchný hetanž – domér)

V Považskom Inovci sa zistili len v pruhu začínajúcom sa asi 0,5 km západne od kóty Háj a tiahnucom sa v dĺžke asi 2 km na juh smerom k Svrbciam.

Vzhľadom na zlú odkrytosť a zlomové obmedzenie ich podložie nie je známe. Nadložie, ako v prípade trlenského súvrstvia, s ktorým sa laterálne zastupujú, tvoria allgäuske vrstvy.

Vápence sú väčšinou sivé, ale aj sivohnedé až ružové (prelivy farieb), jemnozrnné (sparity, biomikrosparity). Sú prestúpené sieťou „puklín“ vyplnených kryštalickým kalcitom (evinospongiami, resp. cementom). Zo zriedkavo sa vyskytujúcich organických zvyškov (pozorovaných najmä mikroskopicky) obsahujú články ľalioviek, aptychy, amonity, globochéty, ihlice húb, úlomky lamelibranchiát a brachiopódov a ostne ježoviek.

Amonity pliensbachu až doméru – *Amaltheus* sp. (cf. *margaritatus*), *?Uptonia* (*?Androgynoceras*) sp. a *Phylloceras* sp. – z nich určil Rakús (in Mahel' et al., 1967). Spodná hranica súvrstvia nie je preukázaná.

155 allgäuské vrstvy – „fleckenmergel“: ílovité laminované vápence a ílovce (toark)

Nesúvislý pruh „fleckenmerglu“ v západnom pruhu tatrika vystupuje severne od Svrbíc, pri hájovni Fabrika, východne pd Ostrého vrchu, južne od Nového dvora, medzi Dominovou kopanicou a Novou Lehotou a v širokom okolí samoty Za jamami. Vystupuje väčšinou v nadloží trlenského súvrstvia, resp. v nadloží evinospongiových vápencov (severne od Svrbíc). Len v okolí samoty Za jamami vystupuje v nadloží sedimentov fácie karpatského keuperu, prípadne v nadloží sedimentov lúžňanských kremencov spodného triasu. V nadloží vystupujú horniny ždiarskeho súvrstvia. Mohutnejšie je vyvinutý v kryhe Marhátu. Tam tvorí súvislý pruh od Studenej doliny (s. od Nitrianskej Blatnice) cez dolinu Striebornice až po Miškov zráz, kde je tektonicky useknutý. Podloží je trlenské súvrstvie, výnimočne dolomity triasu. V nadloží sú rohovce a kremité a rádiolárové vápence, t. j. horniny ždiarskeho súvrstvia.

Súvrstvie tvoria tmavosivé vrstvovité jemnozrnné, miestami výrazne bridličnaté vápence (sparity, mikrosparity), slabo, ale zreteľne metamorfované, ktoré obsahujú tenké preplástky ílovitých *bridlic* a pomerne časté vložky *organo-detritických* (*krinoidových*) vápencov s klastami dedolomitov karbonátov. Nápadná je klastická prímes kremeňa siltovej kategórie. Z organoklastov sa zistili ihlice hubiek a články ľalioviek. Makrofosílie sa nezistili. Vyššiu časť súvrstvia tvoria hrubšie vrstvovité a zrnitejšie vápence s čiernymi rohovcami a s polohami alodapických krinoidových vápencov. Súvrstvie teda nemá charakter typických škvŕnitých vápencov.

Fosílie: zo zárezu lesnej cesty smerujúcej z Miškovho zrázu na Jelenie jamy Boorová (in Havrila et al., 1998) určila z fleckenmerglovej fácie allgäuských vrstiev z d. b. č. 154/D *?Globochaete alpina* LOMBARD a z polôh krinoidových vápencov v tejto fácií z d. b. č. 154/B *Dorothia* sp., ojedinele aj *Globochaete alpina* LOMBARD.

K strednému liasu zaradil súvrstvie Hynie (1927), ktorý podal jeho prvý opis. Mahel' (1960; in Mahel' et al., 1967) súvrstvie zaradil k vyššiemu liasu.

154 kremité „fleckenmergel“: kremité ílovité škvŕnité vápence (álen)

Kartograficky bolo súvrstvie znázornené medzi Novou Lehotou a kótou Skaliny (649) sv. od Bezovca (743 m n. m.). Bez nového terénneho výskumu nie je možné rozhodnúť, či južne od Novej Lehoty, t. j. na území preberanom z práce Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983), toto súvrstvie nevystupuje, alebo bolo zahrnuté k allgäuským vrstvám.

Fáciu kremitého „fleckenmerglu“ sme pozorovali len na úlomkových odkryvoch v oráčiine, prípadne na lúkach. Tvoria ju sivé škvrnité kremité vápence, ktoré sa podľa puklín rozpadajú na drobné ostrohranné, polygonálne obmedzené zvetrané úlomky.

153 krinoidové vápence (?doger)

Zistili sa len v úlomkových a blokových odkryvoch severne od Svinského vrchu. Vzhľadom na zlú odkrytosť vystupujú v nejasnej pozícii medzi allgäuskými a lučivnianskymi vrstvami.

Sú to tmavosivé jemnozrnné (organodetrítické – krinoidové) vrstvitité vápence s veľkým podielom čiernych priebežných rohovcov a so svetlou patinou vzniknutou zvetrávaním. Vzhľadom pripomínajú vápence lučivnianskych vrstiev a sivé hrubokrinoidové vápence. Keďže polohy krinoidových vápencov sa v inoveckej sukcesii vyskytujú v rôznych stratigrafických horizontoch a sú súčasťou rôznych litostratigrafických jednotiek, stanovenie ich veku je neisté. Podobné horniny tvoria napríklad vyššiu časť allgäuských vrstiev.

152 ždiarske súvrstvie: rádioláριοvé vápence, rádiolarity a kremité vápence (?bajok – oxford)

V západnom pruhu tatrika sa zistil nesúvislý priebeh súvrstvia západne od lokalít Búrková studňa a Červený jarok, pri hájovni Fabrika, východne od Ostrého vrchu, južne od Nového dvora, medzi Dominovou kopanicou a Novou Lehotou a severne aj južne od kóty Skaliny. V kryhe Marhátu tvorí súvrstvie temer súvislý pruh medzi Studenou dolinou (severne od Nitrianskej Blatnice) a Lovicou, kde je tektonicky useknuté.

Podloží je súvrstvie fleckenmerglu, prípadne kremitého fleckenmerglu. Nadloží je jaseninské súvrstvie (sakokómovo-aptychové vápence) zistené len na jednej lokalite, väčšinou však lučivnianske vrstvy.

Súvrstvie tvoria sivé zrnité kremité vápence, rohovce a rádioláριοvé vápence s rádiolaritmi. *Sivé zrnité kremité vápence* sú vrstvitité (s hrúbkou vrstiev 1 až 20 cm). Obsahujú hľuzy čiernych rohovcov a preplástky sivých bridlíc. *Rohovce* sivej až čiernosivej farby sú zreteľne vrstvitité. *Rádioláριοvé vápence* béžovej, sivozelenej až ružovej farby sú tenkovrstvitité (s hrúbkou vrstiev 0,5 – 10 cm). *Rádiolarity* sú najčastejšie sivozelenej farby. *Rádioláριοvé vápence* a *rádiolarity* obsahujú (napr. v okolí Jeleních jám) 15 – 25 cm hrubé polohy krinoidových vápencov (mikritov, mikrosparitov až sparitov) s hľuzami sivých rohovcov. Z organizmov sa v súvrství zistili rádiolárie, ostrakódy, lamelibranchiáty, echinodermáty a foraminifery.

Fosílie: zo zárezu lesnej cesty smerujúcej z Miškovho zrázu na Jelenie jamy Boorová (in Havrila et al., 1998) z d. b. č. 144/B určila *Globochaete alpina* LOMBARD. a z lokality Nový dvor z d. b. č. 175/A, E *Globochaete alpina*

LOMBARD, *Spirillina* sp., cf. *Patellina* sp. a cf. *Frondicularia* sp. Iné určiteľné fosílie sa nezískali. Vek je stanovený na základe pozície vo vrstvovom slede.

151 lučivnianske vrstvy: sivé ílovité vápence s laminami rohovcov (vrchný titón – barém), jaseninské súvrstvie: ružové vrstvovité vápence (kimeridž – spodný titón), organodetritické vápence (?apt)

Vápence lučivnianskych vrstiev vystupujú v oboch areáloch výskytu tatrika. V západnom pruhu vystupujú medzi Červeným jarkom a Plešinami, pri Hradišti, pri hájovni Fabrika, na severných úpätiach Ostrého vrchu a východne od neho, v okolí Nového dvora, medzi Dominovou kopanicou a Novou Lehotou a v temer súvislom pruhu medzi Novou Lehotou kótou Skaliny až po Hrádockú dolinu. Izolovanosť výstupov vrstiev v tomto pruhu je spôsobená kvartérnym pokryvom, prípadne nezachovaním súvrstvia. V kryhe Marhátu tvoria vápence lučivnianskych vrstiev súvislý pruh od Studenej doliny (severne od Nitrianskej Blatnice) až po spojnicu Jelenie jamy – Diviakova skrýš, tvoriac čapice na hrebeňoch v.-z. smeru západne od Jeleních jám. Jaseninské súvrstvie (sakokómové vápence) sa zistilo na jedinom mieste západne od lokality Búrková studňa.

Normálnym podložím lučivnianskych vrstiev sú sakokómovo-aptychové vápence (zistené na jedinej lokalite), väčšinou však sedimenty ždiarskeho súvrstvia. Často vystupujú v nadloží starších hornín. Nadložie tvorí porubské súvrstvie, ktoré v najsevernejšej časti kryhy Marhátu nie je zachované.

Lučivnianske vrstvy sú tvorené *sivými kalovými ílovitými vrstvovitými vápencami (mikrity, biomikrity a mikrosparity) s hľuzami a polohami rohovcov*. Hrúbka vrstiev sa pohybuje v rozmedzí 0,5 až 70 cm, prevažne je však do 10 cm. Charakteristická pre ne je svetlá až biela patina zvetrávania. Zo zvyškov organizmov sa zistili rádiolárie, články ľalioviek, tintinidy, globochéty, ostne ježoviek, foraminifery, aptychy a klasty schránok brachiopódov. Rohovce čiernosivej farby najčastejšie tvoria viac lamin milimetrovej hrúbky v rámci jednej vrstvy, čo je pre inoveckú skupinu typické. Vyskytujú sa aj polohy ílovitých bridlic. Charakteristická je prevrásnenosť a tektonická porušenosť sprevádzaná kalcitovými žilami.

Makrofauna sa doteraz nezistila. Mikrofauna titónu až beriasu z okolia Dastinského kopanice z materiálu M. Havrila (z d. b. č. 450/80) určila Kullmanová (in Havrila a Vaškovský, 1983): *Calpionella elliptica* CADISCH, *Crassicollaria parvula* REMANE, *Crassicollaria* sp., *Calpionella alpina* LORENZ, *Tintinopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Globochaete alpina* LOMBARD, *Colomisphaera minutissima* (COLOM). Z profilu č. 31 v doline Striebornice (hájovňa Fabrika) uvádza Kullmanová (1980) tlakovo deformované hedbergely. Kullmanová (1980) uvádza mikrofaunu aj z lokality Plešiny a z okolia Nitrianskej Blatnice: v asociácii s hedbergelami uvádza z lokality Plešiny *Clavihedbergella* sp., *Thalmaninella*? sp., *Stomiosphaera* sp. a *Cadosina* sp. Zo zárezu lesnej cesty vedúcej od hájovne Fabrika určila Boorová (in Havrila et al., 1998) z d. b. č. 183/G: *Globochaete alpina* LOMBARD, *Colomisphaera* cf. *heliosphaera* (VOGLER), *Spirillina* sp., *Hedbergella* aff. *infracretacea* (GLAESSNER) a prierez veľmi

pripomínajúci ?*Planomalina* (*Globigerinneloides*) sp. Najpravdepodobnejší vek stanovila v rozpätí vrchný valangin – hoteriv; zo zárezu lesnej cesty vedúcej od Miškovo žrázu k Jeleim jamám z d. b. č. 144/C určila: *Globochaete alpina* LOMBARD, *Spirillina* sp., *Calpionellopsis obloga* (CADISCH), veľmi vzácne *C. simplex* (COLOM) a ojedinele cf. *Calpionella elliptica* CADISCH. V zmysle Popa (1994) ide o podzónu *Oblonga* v rámci zóny *Calpionellopsis* (vrchný byrias – báza valanginu); zo zárezu lesnej cesty vedúcej od Miškovo žrázu k Jelením jamám z d. b. č. 144/D určila *Globochaete alpina* LOMBARD; zo zárezu lesnej cesty vedúcej od Miškovo žrázu k Jelením jamám z d. b. č. 144/E určila: *Globochaete alpina* LOMBARD, *Fronicularia* sp., *Dorothia* cf. *oxycona* (REUSS), *Hedbergella* sp. a *H. aff. infracretacea* (GLAESSNER). Vek stanovila minimálne na vrchný valangin, resp. vrchný hoteriv a mladšie; zo zárezu lesnej cesty vedúcej od Miškovo žrázu k Jelením jamám z d. b. č. 143/A určila: *Hedbergella* sp. a cf. *Planomalina* (*Globigerinneloides*) sp., nie je vylúčené, že niektoré prierezy patria k *Ticinella* sp., resp. cf. *T. bejaouaensis* SIGAL., *Anomallina* sp. a *Spirillina* sp. Na základe hedbergel stanovila vek minimálne na vrchný valangin, resp. vrchný hoteriv a mladšie. Ak sa potvrdí prítomnosť ticinel, je najpravdepodobnejší vrchný apt. Zo zárezu lesnej cesty vedúcej od Miškovo žrázu k Jelením jamám z d. b. č. 143/B určila: *Globochaete alpina* LOMBARD, *Hedbergella* sp., *H. aff. infracretacea* (GLAESSNER), formami pripomínajúce cf. *Planomalina* (*Globigerinneloides*) sp. a *Spirillina* sp. Na základe asociácie foraminifer stanovila vek minimálne vrchný valangin, resp. hoteriv a mladšie. Zo zárezu lesnej cesty vedúcej od Miškovo žrázu k Jelením jamám z d. b. č. 143/C určila: *Lenticulina* sp., *Fronicularia* sp. a *Nodosaria* sp.; z lok. Nový dvor z d. b. č. 175: *Gemeridella minuta* BORZA a MIŠÍK, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Spirillina* sp., cf. *Dorothia* sp., *Hedbergella* sp. a *H. aff. infracretacea* (GLAESSNER). Na základe výskytu hedbergel stanovila vek vrchný valangin, resp. vrchný hoteriv a mladšie. Z d. b. č. 183/H určila: *Hedbergella* sp., *H. delrioensis* (CARSEY), *H. planispira* (TAPPAN), *Thalmaninella* sp., *Th. appenninica appenninica* (RENZ), *Th. appenninica balernaensis* (GANDOLFI) a *Th. ticinensis ticinensis* (GANDOLFI). Vek stanovila v rozpätí vrchný alb – spodný cenoman. Vzhľadom na to, že vzorka 183/H bola odobratá z najvyššej časti karbonátov titónsko-neokómskej fácie, treba tento údaj preveriť.

Ferenczi (1918) toto súvrstvie spolu s grestenskými vápencami zaradil pod názvom „grestenské vápence“ do spodného liasu, k titónu – neokómu zaradil súvrstvie Mahel' (1950).

Jaseninské súvrstvie – sakokómovo-ptychové vápence (oxford – spodný titón) – zistené len 0,5 km severne od Červeného jarku bolo kartograficky pričlenené k lučivnianskym vrstvám. Sú to ružové vrstvovité vápence (biomikrity so sakokómovou mikrofáciou). Zdanlivo sú zrnité, čo je spôsobené obsahom úlomkov krinoidov. Ich vek je stanovený na základe pozície vo vrstvovom slede a na základe prítomnosti *Saccocoma* sp.

Organodetritické vápence (?apt) zistené len južne od Nového dvora (majera) tvoriace dva drobné šošovkovité útvary v nadloží lučivnianskych vrstiev a v podloží porubských vrstiev boli kartograficky tiež pričlenené k lučivnianskym vrstvám.

V západnom areáli tatrika súvrstvie vystupuje v pruhu od Červeného jarku po Plešiny, v širšom okolí hájovne Fabrika (od úpätia Hradišťa po údolie severného prítoku Striebornice v mieste asi 1 km severne od hájovne Fabrika), južne od Gonových lazov, v širokom okolí Nového dvora a v súvislom pruhu medzi Dominovou kopanicou a Hrádockou dolinou. Nesúvislosť vystupovania súvrstvia možno väčšinou vysvetliť kvartérnym pokryvom. To však neplatí v úseku Gonove lazy – Nový dvor, kde sa, s výnimkou lúžňanského súvrstvia (na ktorom ležia horniny fácie karpatského keuperu veporika), nezachovali žiadne horniny inoveckej sukcesie. Vo východnom areáli, t. j. v kryhe Marhátu, tvorí porubské súvrstvie súvislý pruh medzi Studenou dolinou (severne od Nitrianskej Blatnice) a dolinou západne od Jeleních jám. Tam sa vyklinuje a v najsevernejšej časti kryhy Marhátu nie je zachované.

Porubské súvrstvie završujúce vrstvomý sled tatrika vystupuje v nadloží lučivnianskych vrstiev. V tektonickom nadloží súvrstvia vystupuje sled veporika, ktorého súčasťou je zliechovská sukcesia.

Siliciklastické súvrstvie albu flyšového charakteru pozostáva z troch litologických zložiek: pelitov (ílovce až piesčité ílovce) a psamitov (pieskovce) senkovských vrstiev a psefitov (zlepence) ludrovianskych vrstiev. Od porubského súvrstvia zliechovskej sekvencie Považského Inovca sa odlišuje práve prítomnosťou telies zlepenčov. Ílovce prevažne sivohnedej farby sú slabo vápnité, sľudnaté, často piesčité. Pieskovce, po zvetraní hnedosivej (prípadne hrdzavohnedosivej), na čerstvom lome modrosivej farby, sú vrstvovité, slabo vápnité, prevažne jemnozrnné, prevažne siliciklastické, ale pri hrubozrnných varietach aj s výrazným podielom úlomkov karbonátov a rohovcov. Z textúr je v nich bežné rovnobežné zvrstvenie, pričom sa vyskytuje aj šikmé zvrstvenie. Zlepence zistili Kullmanová (1958, 1980), Maheľ (1966), Maheľ a Havrila (1980), Mišík et al. (1981) a Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983). Zlepence vystupujúce v spodnejšej časti súvrstvia sa na študovanom území našli na lokalitách Plešiny (pri kóte 368,9, t. j. 0,5 km s. od Červeného jarku), Nitrianska Blatnica (s. od obce), hájovňa Fabrika, Gonove lazy, Nový dvor a Nová Lehota. Sú to polymiktné intraformačné ortozlepence s dobre opracovanými obliakmi bez prednostnej orientácie. Obliakovú analýzu z lokality Nová Lehota urobili Mišík et al. (1981). Zlepence charakterizovali ako výplň kanálov na submarinných náplavových kužeľoch v spodnej časti kontinentálneho svahu, ktoré boli transportované gravitačnými tokmi typu „*debris-flow*“. Prítomnosť exotických hornín podľa nich nemožno odvodiť z lokálnych zdrojov tatrika a fatrika. Jablonský (in Samuel et al., 1988) ich nazval ludrovianske vrstvy.

Fosilie: Salaj a Samuel (1966) zo zárezu cesty z Nitrianskej Blatnice na Jelenie jamy, t. j. z kryhy Marhátu uvádzajú zo spodnej časti súvrstvia *Epistomina* (*Brotzenia*) cf. *spinulifera spinulifera* (REUSS) a z vyšších častí súvrstvia

Hedbergella roberti (GANDOLFI) a *Thalmaninella* cf. *ticinensis* (GANDOLFI). Súvrstvie prvýkrát opísal Ferenczi (1918). Pod názvom „spodnoliasové grestenské pieskovce“ doň včlenil aj iné litostratigrafické jednotky a zaradil ho do spodného liasu. Maheľ (1950) zaradil súvrstvie k albu.

Záverom treba zdôrazniť pozoruhodný rozdiel zastúpenia sedimentov stredného až vrchného (anis – karn) triasu v dvoch areáloch výskytu tatrika. Zdá sa, že v kryhe Marhátu sedimenty stredného triasu sú zachované v plnej hrúbke. V západnom pruhu tatrika, t. j. západne od kryštalinika pruhu Striebornice sedimenty stredného triasu temer úplne chýbajú. Zachovali sa len reliktné v okolí Červeného jarku a na Plešinách a v temer súvislom pruhu medzi Novým dvorom a Novou Lehotou a v drobných nesúvislých zvyškoch aj medzi Novou Lehotou a samotou Za jamami. Na základe takéhoto rozloženia sedimentov stredného triasu vznikla úvaha (Havrila in Havrila a Vaškovský, 1983) o väčších paleogeografických zmenách v tatriku Západných Karpát na rozhraní ladinu a karnu. Zmeny odrážajú vertikálne pohyby kryh vzniknutých uplatnením zlomovej germanotypnej tektoniky počas horotvorných procesov labínskej fázy. Po rozblokovaní nastal diferencovaný výzdvih jednotlivých blokov nad hladinu a v dôsledku toho vznikla kordiliera s charakterom súostrovia. Na vynorených kryhách bol hľať sprevádzaný denudáciou, často veľkého rozsahu, keďže sedimenty karpatského keuperu ležia diskordantne na sedimentoch stredného, miestami až spodného triasu, ojedinele snáď až na kryštaliniku (východne od Ostrého vrchu). Kontinentálne sedimenty karnu sa doteraz v tejto oblasti nezistili. Keďže v noriku už prebiehala sedimentácia (a jeho sedimenty sa na niekoľkých lokalitách v západnom pruhu tatrika zachovali), denudácia sa musela odohrať pred ním. „Kontinentalizácia“ pretrvávala aj v noriku. Svedčí o tom charakter sedimentov fácie karpatského keuperu.

Na základe chýbania sedimentov rétu je oddávna známe aj uplatnenie starokimerskej fázy v tatriku. V západnom pruhu tatrika v Považskom Inovci okrem sedimentov rétu v niektorých priestoroch chýbajú aj sedimenty norika až stredného triasu a sedimenty spodného liasu tak ležia priamo na kremencoch spodného triasu. Nemožno zistiť, či v priestore Považského Inovca v réte sedimentácia neprebíhala, alebo či sedimenty rétu boli odstránené počas starokimerskej fázy.

Príčina chýbania mladších sedimentov ako spodný lias, a to v niektorých priestoroch (okolie Kostolného vrchu) v celom rozahu až po alb, nie je objasnená.

Na základe prímеси klastického kremeňa aj klastov dedolomitov v litostratigrafických jednotkách liasu, dogeru a spodnej časti malmu možno predpokladať, že aj počas tohto obdobia pretrvávali v oblasti tatrika vynorené priestory.

Na základe prítomnosti vložiek krinoidových vápencov v súvrstviach hlbokovodnejšej časti inoveckej sukcesie (t. j. v allgäuských vrstvách, v ždiarskom súvrství a v lučivnianskej formácii) možno usúdiť, že sedimentačný priestor inoveckej hlbokovodnejšej sukcesie susedil v tomto období s plytkovodnejším sedimentačným priestorom. Mohol ním byť napríklad sedimentačný priestor južnejšej, tribečskej sukcesie, ktorá sa aj v uvedenom období vyznačovala sedimentáciou krinoidových vápencov, alebo jej blízky sedimentačný priestor.

V zhode so všeobecne prístupnými poznatkami možno konštatovať prehlbovanie sedimentačného priestoru inoveckej sukcesie nástupom sedimentácie allgäuských vrstiev. V severnejšej časti (severne od Novej Lehoty) bolo pravdepodobne (na základe výskytu fácie kemitého „fleckenmerglu“) toto prehlbovanie výraznejšie už počas sedimentácie fleckenmerglovej fácie.

Plošne obmedzené výskyty sedimentov mezozoika zaraďované do obalu tat-rika (obr. 19) sa vyskytujú na východnom okraji regiónu v širšom okolí Patrovca.

149 lúžňanské súvrstvie: kremence, kremenné pieskovce a bridlice
(griesbach – ?namal)

Vystupuje na východnom okraji Považského Inovca (v izolovaných výskytoch z. od Trenčianskeho Jastrabia v priamom nadloží kryštalinických hornín). Z litologického hľadiska súvrstvie tvoria sivé, ružové až biele, zväčša výrazne lavicovité, jemno- až hrubozrnné kremenné pieskovce, kremence a arkózy s vložkami piesčitých bridlíc. Bazálne časti tvorí zväčša hrubozrnný materiál, konglomeráty, ktoré sú zložené prevažne z kremenných obliakov. Len zriedkavo sa v nich nachádza aj kryštalinický materiál.

Petrograficky ho tvoria úlomky kremeňa (60 – 90 %) prevažne angulárneho tvaru. Nestabilnú zložku zastupujú tak K-živce, ako aj Ca-Na-živce, okrem nich sfudy, najmä muskovit, častý je baueritizovaný biotit. Základná hmota je sericitická, tmel kremitý. Vek súvrstvia na základe analógie je spodný trias.

148 ramsauské dolomity: lavicovité tmavosivé (často brekciovité) dolomity
(ladin – spodný karn)

Vystupujú v malom rozsahu západne od Trenčianskeho Jastrabia. Litologicky sú to sivé a tmavosivé celistvé mikrokryštalické, často aj rekryštalizované dolomity. Sú prevažne lavicovité (10 – 30 cm). Miestami obsahujú polohy tmavosivých až čiernych vápencov, silno dolomitizovaných.

Z hľadiska mikroštruktúry sú to zväčša sparity a biosparity, často so zvyškami dasykladaceí, ktoré sú zväčša veľmi zle zachované, resp. ich stielky sú vylúhované. Pomerne často obsahujú detrit krinoidových článkov, úlomky lamelibranchiát, brachiopódov a gastropódov. Často sú prítomné oolity, resp. ich fantómy. Vek súvrstvia podľa Bieleho (1962) a Bystrického (1983) je ladin – spodný karn.

147 trlenské súvrstvie: piesčité a krinoidové vápence s rohovcami, piesčité bridlice (hetanž – sinemúr)

Súvrstvie vystupuje v Považskom Inovci v okolí Patrovca. Litologicky ho tvoria prevažne tmavosivé až čierne piesčité a piesčito-krinoidové vápence s častými hľuzami čiernych rohovcov. Mikrofaciálne sú to predovšetkým biosparity s vysokým podielom biodetritu, úlomkami krinoidových článkov, lamelibranchiát, brachiopódov a foraminifer. Klastickú prímies tvoria úlomky angulárnych zŕn kremeňa s veľkosťou 0,01 – 2 mm. Zastúpenie klastického komponentu

MEZOZOIKUM				ÉRA	PERIÓDA	STUPEŇ		Mil. r.	(m)	LITOLOGICKÉ ZLOŽENIE		
PALEOZOIKUM	KRIEDA			MÁSTRICHT		65,0 71,3						
				KAMPÁN		83,5						
				SANTÓN		85,8						
				KONAK		89,9						
				TURÓN		93,5						
				CENOMAN		98,9						
				ALB		112,2						
				APT		121,0						
				BARÉM		127,0						
				HOTERIV		132,0						
				VALANGIN		137,0						
				BERIAS		144,2						
	JURA			TITÓN		150,7						
				KIMERIDŽ		154,1						
				OXFORD		159,4						
				KELOVEJ		164,4						
				BAT		169,2						
				BAJOK		176,5						
				ÁLEN		180,1						
				TOARK		189,6						
				PLIENSBACH	DOMÉR KARIX	195,3						
				SINEMÚR	LOTARING SINEMÚR S. S.	201,9						
				HETANŽ		205,7						
				TRIAS								
	NORIK	SEVAT	220,7									
		ALAUN										
		LÁC										
	KARN	TUVAL	227,4									
		JUL										
		LADIN					LONGOBARD	234,3				
	ANIS	FASAN										
		ILÝR										
		PELSÓN										
		BITYN										
	EGEJ	241,7										
	SKÝT		248,2									
PERM		290,0										
SPODNÉ			KARBÓN		362,5							

dosahuje miestami až 10 %. Kullmanová (1980) uvádza z tohto súvrstvia lame-libranchiát *Gryphaea arcuata*, na základe ktorého bol odvodený vek súvrstvia spodný lias (hetanž – sinemúr).

146 allgäuské súvrstvie: tmavosivé slienité a škvrnité vápence, slienité bridlice (lotaring – toark)

Pri Patrovci vystupuje v nadloží trlenského súvrstvia. Litologicky ho tvoria tmavosivé slienité škvrnité vápence s vložkami čiernych slienitých bridlíc.

Mikrofaciálne sú to najmä biomikrity. Prevládajúcou organickou zložkou sú ihlice spongií, prevažne silno kalcifikované. Ďalšími zložkami sú ostrakódy, globochéty, zriedkavé sú prierezy foraminifer. Priame paleontologické dôkazy z tohto územia nemáme. Na základe analógie zaradujeme allgäuské súvrstvie do vyššieho liasu.

145 kremitý fleckenmergel: tmavosivé škvrnité vápence s polohami slienitých bridlíc (toark – älen)

Vrstvy vystupujú na južnom svahu „bradielka“ z. od osady Patrovec. Ide o čierne bridličnaté slieňovce, čiastočne škvrnité, so stopami červov a úlomkami iných vápnitých organizmov. Hlavnú masu predstavujú sivé až tmavosivé lavicovité škvrnité vápence s vložkami slienitých bridlíc. Občas sa v nich vyskytujú hľuzy rohovcov.

144 rádioláριοvé vápence a rádiolarity (doger)

Toto súvrstvie vystupuje len vo veľmi malom rozsahu na sz. strane lokality Patrovec. Tvoria ho sivozelené lavicovité rádioláριοvé vápence s polohami zelených a zelenosivých rádiolaritov. Mikrofaciálne sú to prevažne biomikrity s prevládajúcimi kalcifikovanými rádioláriami, častými ostrakódmi a globochétmi. Kullmanová (1980) uvádza *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK.

V tesnom nadloží v niekoľkých malých odkryvoch vystupujú červené a žltkasté, slabo hľuznaté vápence. Mikrofaciálne sú to biomikrity s výraznou prítomnosťou sakokóm, filamentov, globochét, foraminifer a aptychov. Toto súvrstvie patrí ku kimeridžu.

V najvyšších častiach vystupujú sivohnedé tenkolavicovité až doskovité vápence. Mikrofauna, ktorú uvádza Kullmanová (1980), dokumentuje titónsky vek súvrstvia.

143 sakokómové vápence: biele a ružové tenkodoskovité piesčité vápence (kimeridž)

Vystupujú v úzkom pruhu na severnom svahu „bradielka“ na západnom okraji osady Patrovec. Tvoria ich svetloružové celistvé kalcitové žilky alebo ružové,

nevýrazne hľuznaté vápence. Pre obidva litofaciálne typy je charakteristická sakokómová mikrofácia. Na základe toho sa súvrstvie začleňuje do kimeridžu. Spolu so sakokómami sa vyskytujú „vlákna“ globochét, krinoidov, foraminifer a aptychy (Kullmanová in Brestenská et al., 1980).

142 lučivnianske súvrstvie: tmavosivé slienité a rohovcové vápence (valangin – barém)

Tvorí vrcholové časti „bradla“ Patrovca. Litologicky ho tvoria sivé a tmavosivé slienité lavicovité (10 – 30 cm) vápence. Vo vápencoch sú časté hľuzy tmavosivých až čiernych rohovcov. Mikrofaciálne sú to biomikrity s pomerne hojným organickým komponentom. Zastupujú ho rádiolárie, ostrakódy, filamenty, kalcisféry a kalpionely. Kullmanová (1980) uvádza: *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISH, *Crassicolaria parvula* REMANE, *Crassicolaria colomi* DOBEN, *Tintinopsella carpathica* MURGEANU et FILIPESCU a *Remaniella cadishiana* (COLOM). Na základe uvedeného faunistického spoločenstva zaraďujeme súvrstvie do beriasu až spodného barému.

V najvyššej časti komplexu vo forme nesúvislých odkryvov vystupujú ojedinelé tmavosivé zrnité rohovcové vápence, ktoré zastupujú pravdepodobne najmladšie súvrstvie veku valangin – barém.

Selecká sukcesia (M. Olšovský a J. Hók)

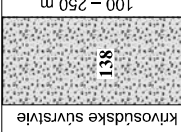
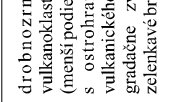
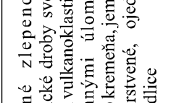
Paleozoikum

Ide o súbor terestrických klastických hornín so stratigrafickým rozsahom pravdepodobne vrchný karbón – perm, asociovaných s prejavmi bázičného a kyslého vulkanizmu v spodnej časti permu (obr. 20, 21). Skupina je zložená z vrchnokarbónskeho novianskeho súvrstvia a dvoch litologicky rozdielných spodnopermských sukcesii kálnického (tzv. okrajový vývoj) a seleckého (tzv. centrálny vývoj) súvrstvia. Obe spodnopermské formácie prekrýva vrchnopermské krivosúdske súvrstvie. Pôvodné litostratigrafické členenie (Novotný a Mihál' in Štimmel et al., 1984) zahŕňalo aj tzv. hôrčanskú skupinu. V nej boli zahrnuté novianske a istvičovské súvrstvie, mylne pokladané za potenciálny spodný karbón. Podľa novších poznatkov boli reinterpretované ako kryštalinikum („albitické ruly“).

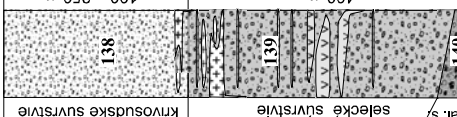
141 novianske súvrstvie: arkózové a drobové pieskovce, polymiktné zlepenice, sľudnaté pieskovce a ílovito-piesčité bridlice, sivozelené, sivé až čierne, s jemnou lamináciou (vrchný karbón); a) výraznejšie polohy zlepenčov

Stratotypová lokalita súvrstvia sa nachádza v priestore Novianskej doliny (250 – 300 m n. m.), kde sú vyvinuté všetky typické litologické variety s patričnými charakteristikami tohto súvrstvia. Novianske súvrstvie tvoria výlučne

okrajový vývoj

KARBÓN	vrchný	STEFAN		250 – 300 m	arkózové a drobové pieskovce, lokálne polohy zlepencov, sfudnaté pieskovce a ílovito-piesčité bridlice sivozelených, sivých až čiernych farieb s jemnou lamináciou, ojedinele s obsahom grafitickej substance
	spodný	AUTUN SAXON		400 – 450 m	polymiktné zlepenec červenohnedých a sivoľalových farieb s úlomkami materiálu z kryštálinka, pozitívne gradácie zvrstvené, drobové polymiktné pieskovce, prachovce, polohy karbonátových konkrécií až vrstvičiek (lokálne bazálna brekcia)
	vrchný	TÜRING		100 – 250 m	drobnozrnné zlepenec, hrubozrnné vulkanoklastické droby svetlozelených farieb (menší podiel vulkanoklastického materiálu) s ostrohrannými úlomkami červeného vulkanického kremeňa, jemnozrnné pieskovce, gradácie zvrstvené, ojedinele jemnozrnné zelenkavé bridlice

centrálny vývoj

krvossúdske súvrstvie		100 – 250 m	gradácie zvrstvené hrubozrnné vulkanoklastické droby, drobnozrnné zlepenec zelenkavej farby (väčší podiel vulkanoklastického materiálu) s ostrohrannými úlomkami červeného vulkanického kremeňa, jemnozrnné pieskovce, vo vrchnej časti lokálne fialové/zelenkavé prachovce, v spodnej časti dozvuky acidného vulkanizmu
		400 m	droby, drobové pieskovce, prachovce, zlepenec sivých, sivozelených a hnedočervených farieb, ryolity, tufitické pieskovce, tufy, ignimbrity, fialové bridlice až drobové prachovité pieskovce s obsahom dolomitu, konkrézie, sedimenty sú gradácie zvrstvené, laminované, polohy bazických tufov, tuftov, menej mandľovcové bazality, sedimenty, často s prejavmi sekundárnej silifikácie
		400 m	fialové jemnozrnné pieskovce, bridlice
		140 m	

Obr. 20. Litostratigrafická tabuľka mladšieho paleozoika severnej časti Považského Inovca (zostavil M. Olšovský, 2005, na základe prác: Sobolev, 1979; Novotný a Mihál' in Štimmel et al., 1984).

ÉRA	PERIÓDA	STUPEŇ	PODSTUPEŇ	Mil. r.	(m)	LITOLOGICKÉ ZLOŽENIE
MEZOZOIKUM	JURA	TITÓN		150,7		
		KIMERIDŽ		154,1		
		OXFORD		159,4		
		KELOVEJ		164,4		
		BAT		169,2		
		BAJOK		176,5		
		ÁLEN		180,1		
		TOARK		189,6		
		PLIENSBACH	DOMER KARIX	195,3		
		SINEMUR	LOTARING SINEMUR S.S.	201,9		
		HETANŽ		205,7		
		RÉT		209,6	20	tmavosivé a čierne bridlice a pieskovce organodetrítické vápence
	TRIAS	NORIK	SEVAT		60	karpatský keuper: červené a fialové okrové bridlice svetlosivé kremenité zlepenice a pieskovce
			ALAUN			
			LÁC	220,7		
		KARN	TUVAL		max. 25	ramsauské dolomity
			JUL	227,4		
		LADIN	LONGOBARD			
			FASAN	234,3		
		ANIS	ILÝR		80	gutensteinské vápence tmavosivé dolomity
			PELSÓN			
			BITYN			
			EGEJ	241,7		
		SKÝT		248,2	20 – 80	lúžňanské súvrstvie: červené bridlice svetlé kremenité pieskovce
PALEOZOIKUM	MLADŠIE	PERM		290,0	250	krivosúdske súvrstvie: sivozel. tuffické arkózy, mikrokonglom.
					450	selecké súvrstvie: sivozel. arkózy s vulkan. materiálom a ryolitov polymiktné červenohnedé a fialové konglomeraty, pieskovce a prachovce
		KARBÓN		362,5	300	kálnické súvrstvie: novianske súvrstvie: sivozelené až čierne pieskovce arkózové pieskovce a konglomeráty

Obr. 21. Litostratigrafická tabuľka seleckej sukcesie tatrika/infratatrika (J. Hók a M. Olšavský, 2005).

horniny sedimentárneho charakteru. Ide o klastické horniny radu zlepenec/ílovec. Prevládajú sedimenty sivých, zelenosivých až čiernosivých farebných odtieňov. Najrozšírenejší litologický typ sú jemno- až hrubozrnné arkózovité pieskovce s lokálnymi ílovito-piesčitými bridlicami s prevahou klastickej sľudy. Jemnozrnnnejšie horniny majú tmavšiu farbu. Je to spôsobené zvyšovaním organickej zložky. Horniny tak majú charakter grafitických bridlic. Z textúr sú vyvinuté gradačné zvrstvenia, imbrikácie obliakového materiálu a erozívne bázy vrstiev.

141a Na niekoľkých miestach sa izolovane vyskytujú *šošovky polymiktných zlepenčov*, hrubé maximálne okolo 30 m (Selec – Dúbrava – jv. od Lazového vrchu, 545 m n. m., Kálnica – Babia hora – vjv. smerom od Kavčieho vrchu, 412 m n. m., Kálnica – Háj – hrebeň medzi Prostrednou a Krajnou dolinou, Nová Ves nad Váhom – Novianska dolina, Hôrka nad Váhom – Dechtarina – jv. od

osady Medzihorie). Materiál je tvorený najmä diaforetických kryštalinikom s úlomkami diaforetických amfibolitov (albitické ruly), pararúl, ortorúl, muskovitických svorov, kremitých rúl, úlomkami mliečnobieleho a sivočierneho kremeňa, živcov a svetlých slúd a tiež intraklastami samotných karbónskych sedimentov.

Karbónsky vek súvrstvia bez bližšieho určenia je doložený na základe mikrofóry (Čorná a Kamenický, 1976) z čiernych bridlíc z Novianskej doliny. Na základe jeho pozície vo vzťahu k nadložnej permskej sekvencii, ako aj litologických charakteristík podobných súvrství zo Západných Karpát je možné považovať ho za vrchný karbón. Štimmel et al. (1984) uviedol hrúbku novianskeho súvrstvia až do 800 m. Nám sa z povrchových výskytov skôr javí, že súvrstvie má hrúbku okolo 300 m, podobne, ako ju stanovil Sobolev (1979; 250 – 300 m). Horniny karbónu predstavujú komplikovanú zošupinovatenú štruktúru tiahnucu sa j.jz. od Selca až do oblasti Hrádockej doliny (pravá strana). Často leží na horninách permu a v jej nadloží sa nachádza šupina kryštalinika (Novianska dolina). Zložitú tektonickú stavbu mladopaleozoických komplexov seleckej sukcesie dokazujú aj výsledky vrtných prác (obr. 22), realizovaných Uránovým prieskumom v 80. rokoch minulého storočia (Štimmel et al., 1984).

140 kálnické súvrstvie: polymiktné červenohnedé a sivofialové zlepence až fialové prachovce (spodný perm)

Súvrstvie reprezentuje celý rad hornín od tmavofialových siltovcov a pieskovcov drobového charakteru po sivofialové až hnedočervené polymiktné zlepence. Pieskovcové variety obsahujú muskovit (v rôznom pomere), kalcitický tmel a polohy kremenno-karbonátových úlomkov a železito-dolomitové konkrécie (opísané iba z vrtov) alebo sú viac-menej kremité. Pieskovce sú často postihnuté chloritizáciou. Polymiktné zlepence kálnického súvrstvia podobne ako novianske súvrstvie obsahujú obliakový materiál diaforetického kryštalinika: diaforetické amfibolity, diafortity rúl, úlomky sedimentov karbónu, klastov kremeňa a živcov, v neposlednom rade aj intraklasty permských bridlíc, pieskovcov a drobnozrnných zlepenčov. Sedimenty majú vyvinuté gradačné zvrstvenia, jemnozrnné variety aj lamináciu. Súvrstvie vystupuje v pruhu ssv.-j.jz. smeru. V priestore na začiatku Novianskej doliny má súvrstvie hrubozrnný (úlomky do 20 cm), evidentne monomiktný materiál pozostávajúci výlučne z diaforetického kryštalinika s pokračovaním do záveru Kočovskej doliny. Tam je súvrstvie tektonicky prekryté horninami kryštalinika a karbónu (ľavá strana ústia Krajnej doliny) a ďalej vystupuje na začiatku Krajnej a Prostrednej doliny. Severné pokračovanie je situované v podloží vrchnopermského krivosúdskeho súvrstvia v priestore kót Farská (378), Kavčí vrch (412) a Kňazia (438). Jeho posledné výskyty ssv. smerom možno evidovať z. od Selca. Štruktúrna nevytriedenosť a erozívne vzťahy medzi vrstvami naznačujú dynamické podmienky sedimentácie s charakterom hustých prúdov – úlomkotokov. Hrubšie polohy

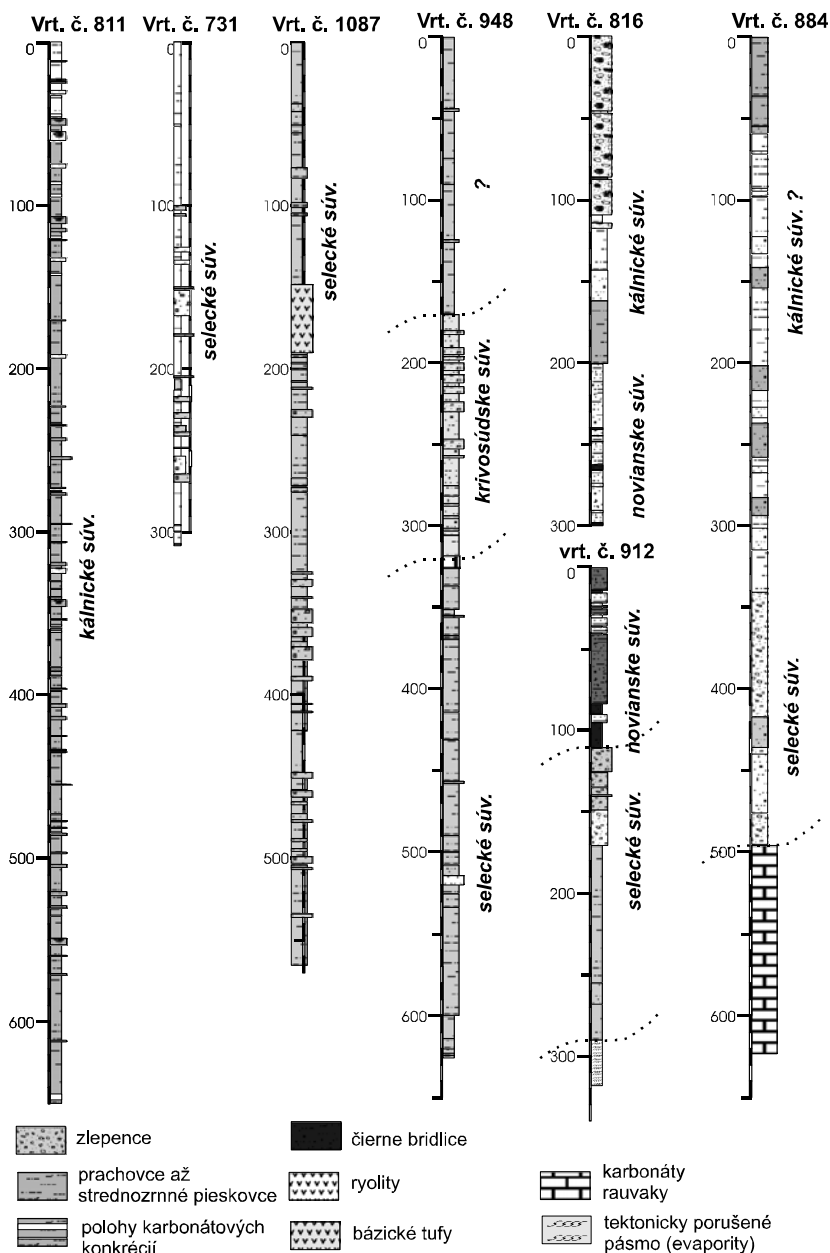
pieskovcov s asociovanými karbonátovými konkréciami poukazujú na sedimentačné prostredie aluviálnej plošiny. Veľmi pekné odkryvy v charakteristickom litologickom zložení sa nachádzajú v. od Selca (lokalita Pod lazmi (futbalové ihrisko) a v. od k. Kopaná (470). Stratotypové východy sú situované vo vstupe do Krajnej doliny. Horniny tam majú svoj typický litologický charakter polymiktných zlepcov a drôb. Pokračujú jz. smerom do záveru Kočovskej doliny, kde je niekoľko odkryvov. Až monomiktné variety s materiálom diaforitov sa nachádzajú v tektonizovaných odkryvoch na pravej strane ústia Novianskej doliny. Na oboch posledných lokalitách je v nadloží vrchnopermské krivosúdske súvrstvie, v Kočovskej doline aj spodný trias.

Kálnické súvrstvie dosahuje hrúbku do 450 m (obr. 22 – vrty č. 816, 884; vo vrte č. 811 pravdepodobne ide o tektonické zošupinovatenie).

139 selecké súvrstvie: zlepenec, droby, drobové pieskovce, sivé, sivozelené a hnedočervené prachovce, lokálne s vulkanogénnymi horninami kyslého charakteru (spodný perm), a) špinavozelené, menej sivofialové bazické tufy a sivofialové drobnomandľovcové bazalty

Selecké súvrstvie predstavuje široké spektrum sedimentárnych hornín s rôznym podielom vulkanoklastickej prímеси a samotných vulkanických hornín. Ide o sedimenty sivých, špinavozelenkavých až fialových farieb, od zlepcov s podpornou štruktúrou matrixu až po piesčité variety s vulkanogénnou prímesou. Do litologickej škály spadajú arkózové a drobové pieskovce, zlepenec, droby, tufitické pieskovce, prachovcové pieskovce, menej kremence, bridlice, tufy, tufity, ignimbrity, ojedinele kryštaloklasticko-hyaloklastické tufity (s biotitom), vzácné tufolávy paleoryolitov (Štimmel et al., 1984). Hlavný diagnostický znak seleckého súvrstvia je výrazný podiel kyslej vulkanoklastickej prímеси (najmä vo vrchnej časti), ako aj prítomnosť samotných vulkanických hornín (Klenkov vrch, Prostredná dolina) v podobe ryolitov. Súvrstvie tu tektonicky leží na strednotriasových karbonátoch s komplikáciou šupiny kryštalínika.

139a Najrozšírenejší typ vulkanických hornín, situovaných skôr v spodnej časti súvrstvia (Hôrčanská dolina), reprezentujú *tmavozelené tufy*, často s tmavými chloritickými škvrnami (do 0,5 cm). Menej sú prítomné *mandľovcové bazalty* a hrubo zrnité tufitické zlepenec s ostrohrannými úlomkami. Prevala bazických tufov nad bazaltovými prúdmi naznačuje častejšiu aktivitu objemovo menších erupcií bazickej magmy. Samotný fakt existencie bazických vulkanických hornín dokumentuje nutnú prítomnosť magmatických rezervoárov v hlbších častiach kontinentálnej kôry s tepelným potenciálom k parciálnej anatexii hostiteľského kôrového materiálu. Výsledkom tohto procesu sú prítomné ryolity a ignimbrity (Seleč, št. 62, Kálnica – Prostredná dolina, št. 60).



Obr. 22. Geologické profily vrtov v mladšom paleozoiku seleckej sukcesie (podľa Štimela et al., 1984, upravil Olšavský).

Celková hrúbka tohto spodopermského súvrstvia je asi 400 m. Ide o vulkanosedimentárnu sekvenciu so zastúpením bimodálneho vulkanizmu a prevahou aluviálno-fluviálneho typu sedimentácie. Na základe datovania primárnej, syn-genetickej uránovej mineralizácie v tomto súvrství bol vek súvrstvia stanovený na 280 ± 30 mil. r. (Archangelskij a Daniel, 1981, in Štimmel et al., 1984).

Súvrstvie Klenkovho vrchu (j. od Selca), ktoré vyčlenili Štimmel et al. (1984), sme na základe obdobného litologického zloženia (dokonca s prítomnosťou rýolitov a vulkanoklastického materiálu) zlúčili pod vysvetlivku seleckého súvrstvia. Najreprezentatívnejšie je toto súvrstvie vyvinuté v miestach: Selec – lokalita Mravcov výšok a k. Kozie (359), okolie k. Klenkov vrch (640), odkrývajú na hrebenku s. od k. Babia hora (519).

138 krivosúdske súvrstvie: vulkanoklastické droby, drobnozrnné zlepenec, v prevahe svetlozelenkavé jemnozrnné pieskovce, lokálne fialové prachovce (vrchný perm), a) rýolity

Krivosúdske *súvrstvie* možno veľmi dobre identifikovať podľa pomerne svojrázneho litologického charakteru (vulkanoklastická prímes). Na základe pozície vo vzťahu k spodopermským členom a postupného (litologického) prechodu do nadložných spodnotriasových kremencov nemožno pochybovať o jeho vrchnopermskom veku. V zložení sedimentov sú zastúpené tieto typy: kryštaloklasticko-hyaloklastické tufity od popolových po zlepencovité, v prevahe pieskové, tufitické pieskovce až piesčité zlepenec, menej arkózovité pieskovce až zlepenec a bridlice. Typickým znakom sedimentov je svetlozelenkavé zafarbenie a miestami veľký obsah hnedočervených úlomkov vulkanogénneho kremeňa, vulkanického skla a kremeňa. Vo vrchných častiach súvrstvia ubúda vulkanoklastických zložiek a pribúda šošovkovitých polôh (s plynulými prechodmi) kremenných pieskovcov a kremencov, ktoré litofaciálne naznačujú prechod k spodnotriasovým kremencom. Vo vrchnej časti súvrstvia v centrálnom vývine sú lokálne vyvinuté fialové bridlice a pieskovce s vrstvičkami a konkréciami karbonátov. Celková hrúbka krivosúdskeho súvrstvia je od 100 do 250 m. Nachádza sa v dvoch pruhoch. Prvým je krivosúdske súvrstvie v nadloží seleckého súvrstvia z oblasti južne od Trenčianskych Stankoviec (lokalita Kamenec, Veľké Kozie), kde sa celá tektonická šupina ponára pod sekvenciu tzv. okrajového vývoja kálnického súvrstvia v nadloží s krivosúdske súvrstvom a v podloží lúžňanského súvrstvia [k. Bielený vrch (535), k. Lazový vrch (545), lokalita Smegová, k. Kopaná (470)] až do priestoru dolín Kňažia a Krajná dolina v priestore kót Farská (378), Kavčí vrch (412) a Kňažia (438). Pokračuje do oblasti Kálnica – Tábov kút s pokračovaním do Kočovskej doliny, kde má v nadloží tiež sedimenty spodného triasu. Druhým je výskyt v nadloží seleckého súvrstvia zo z. svahov Klenkovho vrchu a južnejšie v úzkom pruhu ssv.-jjz. smeru z. od Polámaného vrchu po Sevaldovu kopanicu (Hôrčanská dolina – Hilboká dolina). Súvrstvie plynule pokračuje až do najjužnejšieho výskytu permských hornín seleckej suk-

cesie, do Hrádockej doliny (okolie Horniakovej kopanice). Krivosúdске súvrstvie sa nachádza aj v tektonicky komplikovanej štruktúre zjz.-vsv. smeru na ľavej strane Hôrčanskej doliny (Maliništia – Stanova dolina) v tesnom vzťahu s fialovočervenými pieskovecami/prachovcami, bázickými tufmi spodného permu, a dokonca stredotriasovými vápencami. Súvrstvie vystupuje ešte v samostatnej tektonickej šupine v. od Beckova (k. Lašid, 470) a v samostatnej tektonickej štruktúre ssv. od Selca (lokalita Na háji, Komárovec, Starý háj), kde sú v ňom dosť neobvyklé väčšie polohy fialových siltovcov až jemnozrnných pieskovcov červenej až fialovosivej farby (dolina Sedličianskeho potoka). Pod jeho vysvetlivku sme zaradili aj tektonické fragmenty sz. od Selca a v. od Trenčianskeho Jastrabia, zapracované vo fundamente (k. Skalica, 555, lokalita Stráň, šupina na V od k. Hradisko, 732). Asi najreprezentatívnejšie lokality tohto stratigrafického horizontu sa nachádzajú z. od Selca (po turistickej značke na Lazový vrch) a v. od Kálnice v priestore k. Kopaná (470).

138a Dozvuky acidného vulkanizmu sú prítomné v spodnej časti krivosúdského súvrstvia v podobe *biotitických ryolitov, tufov a tufitov*. Na povrchu sa nachádzajú len na lokalite s. od Sevaldovej kopanice – Hlboká dolina pri Machnáči (ozn. z vojenskej mapy 1 : 10 000). Našlo sa tam najväčšie teleso ryolitov so sprievodnými tufitmi (Putiš, 1981).

Mezozoikum

137 lúžňanské súvrstvie: ružové, sivobiele a biele jemno- až hrubozrnné kremence (kremenné pieskovce), ojedinele zlepecovité (griesbach – ?namal)

Sedimenty lúžňanského súvrstvia patriace k seleckej sukcesii vystupujú bezprostredne nad sedimentmi mladšieho paleozoika (krivosúdске súvrstvie). Vyskytujú sa v pruhu monoklinálne uloženom na západ na ľavej strane seleckej doliny medzi kótami Lazový vrch (545) a Bielený vrch (535) a v oblasti kóty Lašid (470), kde patria do vyššej tektonickej štruktúry obalovej sekvencie. Litológicky sú to prevažne kremenné pieskovce, hrubozrnné kremenné pieskovce až zlepecy. Farba sedimentov je prevažne svetlosivá, ale časté sú sivofialové, resp. svetlofialové variety. Pieskovce sú v prevažnej miere masívne až hrubolavcovité. Často je možné pozorovať gradačné zvrstvenie. Výnimočná, na rozdiel od iných oblastí, je aj zrnitosť sedimentov, pričom temer úplne abscentuje aleuritická frakcia a psefická frakcia sa pohybuje na rozhraní psefit/psamit. Charakteristickým znakom je vysoký stupeň zrelosti s rozhodujúcim podielom kremeňa vo forme klastických zŕn, regeneračných lemov a rekrýštalizovaného tmelu. Obsah kremeňa sa pohybuje od 60 do 70 %. Zrnitosť sa zjemňuje smerom do nadložia. Minerálne zloženie klastov zo zlepecov bazálnej časti spodného triasu má spoločné črty s vrchnopermskými sedimentmi krivosúdského súvrstvia. Jednoznač-

ne môžeme tvrdiť, že jeho bazálna časť bola derivovaná zo staršieho, vrchno-permského horizontu. Systematicky sú prítomné červené zrná predstavujúce vulkanogénny kremeň, pravdepodobne z ryolitov, v menšom množstve degradované živce.

V zlepencoch sa spolu s veľkými obliakmi žilného mliečnobieleho kremeňa hojne objavujú červené jaspisy a čierne kremité lyidity. Za povšimnutie stojí hruboklastická povaha kremitých zlepenčov, ktoré dávajú tušiť proximitu v paleogeografii spodného triasu. Zo sedimentárnych znakov môžeme pozorovať nízkouhlové šikmé zvrstvenie, planparalelnú lamináciu, úlomky intraklastov v podobe červených bridlíc na báze vrstiev, polohy štrčíkových zlepenčov do 15 cm a ostrohranné úlomky kremeňa uzatvorené v piesčitom matrixe.

V priestore medzi Bieleným a Lazovým vrchom sú to aj neobvyklé fialové hrubozrnné netriedené klastiká s ostrohranným materiálom, ktoré sa striedajú s kremitými arkózami. Hrúbka lúžňanského súvrstvia sa pohybuje od 20 m vo východnej časti územia (Lazový vrch – Bielený vrch) zhruba do 80 m v západnej časti (Lašid).

Vek sedimentov je odvodený z pozície nad sedimentmi mladšieho paleozoika, ale najmä z pozície pod vápencami stredného triasu.

136 tehlovočervené piesčité bridlice (?namal – spat)

Vyskytujú sa len v dvoch plošne značne obmedzených výskytoch v oblasti Smegovej (jz. od kóty Lazový vrch, 545) a v sedielku na vrchole kóty Lašid (470). V oboch prípadoch sú to tehlovočervené, menej tmavočervené piesčité až ilovito-piesčité bridlice s typickým trieskovitým rozpadom. Hrúbka je zanedbateľná a nepresahuje pár metrov.

135 gutensteinské vápence: tmavosivé a sivé celistvé vápence (anis)

Vápence, ktoré bez paleontologických nálezov zaraďujeme do stredného triasu, sa vyskytujú v horninovom pruhu približne s.-j. smeru medzi kótami Drieňový vrch (544), Humništia (511) až ku Krivosúdu-Bodovke. Menší výskyt je jz. od kóty Lašid (470). Litologicky sú to masívne, len miestami hrubolavicité jemnozrnné tmavosivé vápence s typickou dymovo sivou patinou, na čerstvom lome tmavosivé až čierne, často s hojnými bielymi žilkami kalcitu. Mikrofaciálne sú to mikrity až biomikrity so zriedkavo zachovanými organickými zvyškami. V oblasti západných svahov kóty Humništia (511) je vo vápencoch vyvinutý kras v podobe škrapov a často bizarných útvarov. Vo vápencoch sa často vyskytujú rôzne hrubé vložky rozpadavých svetlo- až tmavosivých dolomitov s veľmi typickou svetlosivou, svetložltkastou až bielou patinou a sieťovaným povrchom. Pomerne hojne sa vyskytujú v profile Drieňový vrch (544) – Zbojnický vrch (533) – Humništia (511). Tvoria opakujúce sa polohy s hrúbkou niekoľko metrov, ktoré nie je možné zobraziť v mierke mapy. Najväčšie teleso dolomitov sa vy-

skytuje na západných svahoch kót Zbojnický vrch a Humništia. V práci Plašienku (1976) boli dolomity vystupujúce v spomenutej oblasti interpretované ako zavrásnený relikt nadložných ramsauských dolomitov. Vzhľadom na ich nepochybnú pozíciu v mase gutensteinských vápencov ich skôr považujeme za integrálnu súčasť súvrstvia gutensteinských vápencov. Z opísaných hornín sa nepodarilo získať relevantné fosílné zvyšky, a preto ich zaradenie vo vrstvovom slede je litostratigrafickou analógiou iných oblastí Západných Karpát. Hrúbka gutensteinských vápencov je asi 80 m.

134 ramsauské dolomity: sivé jemnozrnné dolomity (ladin)

Drobné reliktory ramsauských dolomitov v normálnom vrstvovom slede sa vyskytujú v nadloží gutensteinských vápencov južne od Selca, západne od kóty Lašid (470) a v obrátenom vrstvovom slede pri štátnej ceste Beckov – Krivosúd-Bodovka. Sú to sivé masívne až hrubolavicovité jemnozrnné až celistvé dolomity. Z mikrofaciálneho hľadiska sú to dolomikrity so zriedkavou prímiesou zrníčok kremeňa v aleuritckej frakcii a neidentifikovateľných fosílnych zvyškov (riasy?). Ramsauské dolomity dosahujú maximálnu hrúbku 25 m.

133 karpatský keuper: svetlosivé kremenné drobnozrnné zlepenice, kremenné pieskovce a pestré bridlice (norik)

Súvrstvie karpatského keuperu vystupuje predovšetkým v záreze štátnej cesty medzi Beckovom a Krivosúdom-Bodovkou. Tvoria ho svetlosivé, sivožlté, menej okrové, na čerstvom lome biele, niekedy pestré (v závislosti od zloženia) drobnozrnné kremenné zlepenice a piesčité zlepenice až pieskovce. Spolu so zlepenicami sa vyskytujú najmä červené a fialové bridlice, vo vrchných častiach súvrstvia piesčité bridlice a okrové až hrdzavohnedé bridlice. Zlepenice sú hrubolavicovité (hrúbka lavíc asi 2 m), často s preplástkami, ale aj hrubými polohami bridlíc. Profil v záreze cesty pod kótou 259 sv. od Beckova odspodu nahor tvoria: červené ílovité bridlice (6 m), svetlosivé kremenné pieskovce (2 m), kremité piesčité bridlice (10 m), kremenné pieskovce (2 m), fialové ílovité bridlice (8 m), kremenné pieskovce (2 m), drobnozrnné zlepenice (10 m). Kremenné pieskovce majú psamitickú štruktúru a vápnitý kryštallický tmel. Pomer tmelu a ostrohraných zŕn kremeňa je 45 : 55 % (Kullmanová, 1958). Zriedkavo (v akcesorickom množstve) sa vyskytujú intenzívne sericitizované živce. Bridlice sú ílovité (prachovce), ale aj piesčité, často s hojnými lupeňmi klastickej sľudy. Tmel je ílovito-vápnitý (časť bridlíc pri skúške s 3-percentnou HCl „šumí“). Klastickú prímies tvoria temer bez výhrady zrná kremeňa. Z akcesórií sú tu sericitizované živce, turmalín a zirkón. Kullmanová (l. c.) uvádza aj úlomok mikrokryštallického vápenca.

Zo spomenutých hornín sa dosiaľ nezískali žiadne fosílné zvyšky, ktoré by umožnili presnejšie datovanie. Celková hrúbka súvrstvia je zhruba 60 m.

135 tmavosivé a čierne bridlice, tmavosivé vápnité pieskovce a lumachelové vápence (?rét – hetanž)

Súbor tmavosivých až čiernych bridlíc a pieskovcov s vložkami tmavosivých vápencov vystupuje v záreze štátnej cesty medzi Beckovom a Krivosúdom-Bodovkou. Horniny sa vyskytujú v podloží hornín karpatského keuperu v obrátenej stratigrafickej pozícii. Základná hmota bridlíc je ílovito-vápnitá. Sporadicky sa vyskytujú šupinky sľudy a limonitizované zrníčka pyritu. Pieskovce sú zložené zo zrníek kremeňa aleuritckej frakcie a neidentifikovaných opakových minerálov. Vápence sú organodetritické (prevažujú schránky lamelibranchiát), základná hmota je mikrokryštalická, znečistená tmavým ílovitým pigmentom. Z vápencov prvýkrát Štúr (1860) opísal faunu *Gervilia inflata* (SHAFH.), podľa ktorej boli vápence stratigraficky zaradené do rétu. Neskôr Ferenczi (1934) zaradil celé súvrstvie do spodného liasu. Výskumy Kochanovej (1959) priniesli nové výsledky. Ako prevládajúci druh opisuje *Liostrrea irregularis* (MÜNSTR.) a druhy *Modiolus minutus* (GOLDF.) a *Gervillea praecursor* QUENST. Na základe opísaných druhov zaradila súvrstvie do rétu. Neskôr (Kochanová, 1965; c. f. tiež Kochanová, 1967) sa k danej problematike vrátila a súvrstvie tmavých bridlíc a lumachelových vápencov z rovnakej lokality, ako opisuje v predchádzajúcej práci (Kochanová, 1959), zaradila do spodnej jury – hetanžu.

Súvrstvie vystupuje pod sedimentmi karpatského keuperu. t. j. v obrátenom vrstvovom slede. Obrátený vrstvový sled je najlepšie dokumentovateľný v profile pri d. b. č. H-30 (pozri geologickú mapu 1 : 25 000, list Beckov) a v opustenom lome (diameter asi 25 m) asi 500 m sv. od kóty 259 m (asi 3 km sv. od Beckova). V lome odspodu nahor vystupujú: značne presutinené čierne až tmavosivé rozpadavé bridlice, tmavosivé vápnité pieskovce (asi 6 m), svetlosivé kremenné pieskovce s medzivrstvičkou (zhruba 5 – 10 cm) fialovej piesčitej bridlice (11 m) a sivé rozpadavé masívne dolomity (3 m). Tento horninový súbor stratigraficky interpretujeme ako ?rét – hetanž (tmavé bridlice), norik/karpatský keuper (kremenné pieskovce) a stredný trias (dolomity). Celková hrúbka opísaného súvrstvia nepresahuje 20 m.

Humienecká sukcesia († *M. Rakús*)

Do sedimentárneho obalu tektonickej jednotky tatrika podmienične zaradujeme humieneckú sukcesiu (obr. 23), ktorá predstavuje kompozitný vrstvový sled olistolitov/blokov hornín vyskytujúcich sa vo vrchnokriedových sedimentoch hornobelickej skupiny.

131 ?lúžňanské súvrstvie: kremenné pieskovce a kremence (griesbach – ?namal)

Sú pomerne časté a tvoria bloky menších rozmerov (dm – m), ojedinele aj dekametrické. Väčšinou majú svetlé farby, sú svetlosivé až biele, stredno- až hru-

ÉRA	PERIÓDA	STUPEŇ		Mil. r.	(m)	LITOLOGICKÉ ZLOŽENIE
MEZOZOIKUM	KRIEDA	MÁSTRICHT		65,0 71,3		
		KAMPÁN		83,5	0,5	svetlosivé biomikritické fľovité vápence
		SANTÓN		85,8		
		KONAK		89,9		
		TURÓN		93,5		
		CENOMAN		98,9		
		ALB		112,2		
		APT		121,0		
		BARÉM		127,0		
		HOTERIV		132,0		
		VALANGIN		137,0		
		BERIAS		144,2		
	JURA	TITÓN		150,7	cca 1 m	svetlosivé biomikritické vápence, typ maiolica s klastami svorov
		KIMERIDŽ		154,1	20	červené rádiolarity a červené bridlice
		OXFORD		159,4	20	tmavé a sivozelené krenité bridlice a sivozelené rádiolarity
		KELOVEJ		164,4	8	ružové pseudofuznaté mikritické vápence s RFC štruktúrami
		BAT		169,2		
		BAJOK		176,5		
		ÁLEN		180,1		
		TOARK		189,6		
		PLIENSBACH	DOMER KARIX	195,3	25	sivočervenavé piesčito-krnoidové vápence (hierlatzké vápence)
		SINEMÚR	LOTARING SINEMÚR S. S.	201,9		
		HETANŽ		205,7	10	tmavé íľovce s vložkami krinoidových vápencov s klastami svorov
		RÉT		209,6		
	TRIAS	NORIK	SEVAT			?karpatský keuper
			ALAUN			
			LÁC	220,7		
		KARN	TUVAL			
			JUL	227,4		
		LADIN	LONGOBARD			
			FASAN	234,3		
		ANIS	ILÝR			
			PELSÓN			
			BITYN			
			EGEJ	241,7	15	gutensteinské vápence
		SKÝT		248,2	20	kremence
PALEOZOIKUM	VRCHNÉ	PERM		290,0		
		KARBÓN		362,5		
	SPODNÉ				max. 100	svory

Obr. 23. Litostratigrafická tabuľka humieneckej sukcesie (M. Rakús, 2005).

bozrné, niekedy s centimetrovými obliakmi bieleho žilného kremeňa. Nájdu sa aj bloky ($2 - 3 \text{ m}^3$) červených jemnozrných kremencov (jz. od Svinice).

130 gutensteinské vápence (anis)

Podobne ako bloky spodnotriasových kremencov, aj tieto bloky majú skôr menšie rozmery. Nájdu sa však bloky, ktorých dlhšia os má okolo 100 m. Litologicky ide o sivé jemnozrné vápence, ktoré sú dobre porovnateľné s typickými gutensteinskými vápencami stredného triasu.

Pestré liasové horniny zastupujú bloky – bradlá, veľkostne značne rozdielne. Najväčšie dosahujú rozmery rádo do desiatky metrov. Tieto bradlá sú umiestnené v hrantskom, ale aj rázovskom súvrství. Litofaciálne sme mohli odlíšiť nasledujúce typy:

129 tmavosivé až čierne ílovce s vložkami tmavých krinoidových vápencov s litoklastami svorov (hetanž – sinemúr)

Tento litofaciálny typ je charakterizovaný súborom tmavosivých až čiernych ± piesčitých ílovcov až bridlíc s tenkými vložkami jemnozrných pieskovcov, ako aj decimetrovými vložkami sivých až tmavosivých piesčito-krinoidových vápencov s drobnými litoklastami svorov. Mikrofaciálne sú to krinoidové biomikrity. Tento faciálny typ sa našiel len na dvoch lokalitách – na s. svahoch Hradiska, kde tvoríolistolit v rázovských vrstvách s veľkosťou $200 \times 50 \text{ m}$, a v rokline vjv. od belickej horárne, kde sa našiel blok ($120 \times 60 \text{ cm}$) čiernych krinoidových vápencov, taktiež vo vápnitých ílovcoch rázovských vrstiev.

sivočervenkové piesčito-krinoidové vápence (lotaring – pliensbach)

Vyskytujú sa skôr ako malé bloky nepresahujúce 1 m^3 . Na Humenci sa však vyskytujú aj väčšie telesá tvoriace podstatnú časťolistolitov v hrantskom súvrství vrchnej kriedy, no v mierke tejto mapy sa nedajú kartograficky vymedziť. Pripomínajú hierlatzkú faciú.

128 lazianske súvrstvie: tmavosivé a sivozelené kremité bridlice, rádiolá-riové vápence (oxford)

Plašienka et al. (1994) považovali tieto sedimenty (lazianske súvrstvie) za najstarší člen oceánskej – váhikkej – domény, ktorým sa začínal jej sedimentárny cyklus. V prospech takéhoto zaradenia poukazoval litologický charakter sedimentov (sedimentácia pod CCD), ako aj stratigrafické ohodnotenie rádiolárievej fauny (op. cit.: 321), ktorá podľa autorov nie je staršia ako vrchný oxford, a to s tým, že kľúčový druh *Podocapsa amphitrepta* FOREMANN stratigraficky zasahuje až do spodného beriasu. Takto chápané stratigrafické rozpätie lazian-

skeho súvrstvia umožňovalo časovú koreláciu s južným penninikom. Z toho vyplýva, že stratigrafická, ako aj geologická pozícia lazianskeho súvrstvia je rozhodujúca pre posúdenie povahy hornobelickej skupiny z paleogeografického hľadiska. Preto sme mu venovali zvláštnu pozornosť. Podrobné geologické mapovanie ukázalo, že lazianske súvrstvie v typovej oblasti (medzi dolinou Stankovského potoka a lokalitou Lazy) vystupuje vo forme lineárne pretiahnutého telesa (?šupiny) v maximálnej dĺžke 660 m, pričom je dislokované na viacero segmentov. Jeho prítomnosť jz. od kóty Blatiny (614 m) sme nemohli potvrdiť. Podobne na s. svahoch Hradiska a Rázovej vystupujú pretiahnuté šošovky v dĺžke 200 m. V oboch prípadoch ide o formy, ktoré môžeme považovať buď za tektonické šupiny, alebo za olistolity, resp. olistoplaky. Vzhľadom na to, že tieto telesá sú bezprostredne obklopené (v podloží aj nadloží) ílovcami rázovského súvrstvia, prikláňame sa k názoru, že v danom prípade ide o olistoplaky. V prospech takéhoto chápania svedčí aj skutočnosť, že medzi lazianskym súvrstvom jurského veku a rázovským súvrstvom (koňak) sme nepozorovali pozvoľný litostratigrafický prechod. Stratigrafický hiát medzi nimi je asi 70 mil. r., čo zneumožňuje uvažovať o kontinuálnom slede hornobelickej skupiny. Ak akceptujeme tento fakt, potom musíme opustiť predstavu o tom, že sedimentácia v belickej skupine sa začala vo vrchnej jure a pokračovala bez prerušenia až do vrchnej kriedy.

?ruehpoldinské rádiolarity: sivozelené a červené rádiolarity a kremité bridlice (kimeridž)

Podobne ako v predchádzajúcom prípade ide o dekametrické, kartograficky dobre vyčleniteľné súvrstvie. Toto súvrstvie sa vyvíja prostredníctvom sivozelených a zelených rádiolaritov z lazianskeho súvrstvia. Sú to tenkolavicovité, spočiatku zelenkavé, neskoršie červenkavé až červené rádiolarity, ktoré sa striedajú s medzivrstvičkami červených ílovcov. Tenkodoskovité partie bývajú laminované, pričom psamitickejšie aj siltové vrstvičky sú pozitívne gradované a môžu zodpovedať konturitom.

Spoločenstvo rádiolárií z červených rádiolaritov, ktoré opísala Peterčáková (in Plašienka et al., 1994), autorka ohodnotila ako vrchný oxford až spodný berias. Asociáciu rádiolárií publikovaných v práci Plašienku et al. (1994) prehodnotila Dr. Spela Goričan (Lublana). Podľa nej toto spoločenstvo poukazuje len na najvyšší oxford až kimeridž, pričom jeden taxón, *Triactoma blackei* (PESSAGNO), môže presahovať do spodného titónu. Vychádzajúc zo súčasných poznatkov, prikláňame sa k názoru, že spoločenstvo poukazuje na kimeridž. V prospech takéhoto stratigrafického rozsahu rádiolaritov svedčí aj to, že najvyšší stupeň jury – titón – je vyvinutý vo fácií litologicky blízkej typu biancône (v olistostróme na s. svahu Hradiska); j. od horárne Belice sa vyskytujú bloky „kalpio-nelových vápencov“ titónskeho veku (cf. Plašienka et al., 1994).

Svetlé vápence typu „maiolica“ s litoklastami svorov (titón – spodný berias) – túto zvlášť zaujímavú a zriedkavo sa vyskytujúcu fáciu opísali zo študovaného územia už Plašienka et al. (1994). Malé bloky (do 1 m³) sa ojedinele vyskytujú v rázovskom súvrství na s. svahu Hradiska j. od horárne Belice. Ide o svetlosivé mikritické vápence typu maiolica s kremenným detritom, ako aj litoklastami svorov (cm³) a hojným zastúpením kalpionelíd, globochét, rádiolárií a úlomkov aptychov. Na základe kalpionelíd Plašienka et al. (l. c.) zaradili tieto vápence do spodného beriasu. Podľa osobného oznámenia Dr. Boorovej ide skôr o titónsky vek. Litologicky sú tieto vápence dobre porovnateľné s inými výskytmi titónskych vápencov. Výnimočná je však na nich prítomnosť litoklastov svorov a kremenných zfn. Tento druh vápencov sa vždy považoval za pelagický typ sedimentov bez prínosu klastického materiálu. Prítomnosť svorových litoklastov však v tomto prípade poukazuje na blízkosť zdroja.

Hornobelická skupina († *M. Rakús*)

Problematika sedimentov vrchnej kriedy

V 80. rokoch minulého storičia Kullmanová a Gašpariková (1982) opísali z okolia belickej horárne (v. od Selca) zo sekvencie považovanej za lias spoločenstvo vrchnokriedových foraminifer. Z regionálnogeologického hľadiska Kullmanová a Gašpariková (1982) korelujú tieto sedimenty s klapskou jednotkou, v tom čase chápanou ako súčasť bradlového pásma. Spomenutý údaj, ako aj zistenie vrchnokriedových sedimentov vo vrte SBM-1 Soblahov (Kullmanová, 1978) mali za následok, že doterajšia predstava o tatrickej príslušnosti šupín mezozoika uprostred kryštalinika sa musela prehodnotiť. Prvý pokus o novú interpretáciu urobil Maheľ (1984). V nepublikovanej správe uvažuje o pokračujúcej deformácii flyšových sedimentov vrchnej kriedy v severnom, seleckom bloku Inovca. Jednotku však stále považuje za tatrickú. Sedimenty hornobelickej skupiny nie sú priestorovo obmedzené len na selecký blok, ale sú opísané aj z okolia Hlohovca (Havrila in Pristaš et al., 2000).

S prevratným názorom prišli Leško et al. (1988). Šupiny mezozoika „uprostred kryštalinika“ (= humienecká jednotka sensu Leško et al., 1988), ako aj obklopujúce kryštalinikum (= inovecká jednotka, op. cit.: 208), považujú za jednotky karpatského penninika. O šesť rokov neskôršie k podobnej interpretácii dospeli aj Plašienka et al. (1994). Humieneckú jednotku sensu Leško et al., (1988) rozdelili na dve jednotky:

- rádiolarity spolu so sprievodnými horninami (lazianske súvrstvie) premenovali na belickú sukcesiu a spájajú ju s váhikom, v ich chápaní analógiou južného penninika (op. cit: 315);
- druhú, vrchnokriedovú časť nazvali hornobelické súvrstvie (op. cit. 321) a zahrnuli doň sedimenty vrchnej kriedy. Z kontextu je však zrejmé, že hornobelické súvrstvie sensu Plašienka et al. (1994) je „pokračovaním“ váhika.

Plašienka et al. (l. c.) spodno- až strednojurské vápence na kóte Humienec považujú za fragmenty pôvodného sedimentárneho pokryvu tatrického fundamentu a označujú ich ako humienecká sukcesia (Plašienka et al., 1994). Zaradenie belickej sekvencie do paleogeografickej zóny penninika bolo prevratným názorom. Akceptovanie, resp. odmietnutie tejto predstavy má totiž ďalekosiahle dôsledky pri interpretácii paleotektonického vývoja. Je nepochybné, že tento nový pohľad vyvolával a ešte stále vyvoláva diskusiu. Preto sme uvítali možnosť zaoberať sa touto problematikou v rámci pripravovanej geologickej mapy Považského Inovca.

Výsledky nášho terénneho štúdia, bohužiaľ, nie sú v zhode s hypotézou váhika/penninika. Navyše, nepodarilo sa nám získať presvedčivé dôkazy o tom, že belická sukcesia predstavuje relikť oceánskej domény. Lazianske súvrstvie má síce hlbokovodný pôvod, ale ním sa nezačína sedimentácia v hypotetickej „váhickej oceánskej doméne“. Táto skutočnosť sa nám javí ako rozhodujúca pri korelácii tejto horninovej sukcesie s doménou penninika.

Vychádzajúc z nových poznatkov, navrhujeme redefiníciu vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Z nášho pohľadu existuje len vrchnokriedový sedimentárny cyklus s olistostrómami, ktorých litostratigrafické zloženie je veľmi pestré. Z hľadiska hierarchie litostratigrafických jednotiek sedimenty vrchnej kriedy s olistolitmi chápeme ako **hornobelickú skupinu** (podľa typovej vrchnokriedovej hornobelickej sekvencie), ktorú členíme na dve súvrstvia: rázovské súvrstvie (koňak – spodný kampán) a hrantské súvrstvie (kampán – ?mástricht).

Stratigrafia a sedimentológia hornobelickej skupiny

Plašienka et al. (1994) vyčlenili samostatnú neformálnu štruktúrno-tektonickú jednotku, ktorú nazvali belická sukcesia. Hierarchicky bola postavená na úroveň sukcesie – súvrstvia. Hoci autori vyjadrujú neistotu v prípade kontinuálneho vrstvomého sledu vyčlenených oblastných litostratigrafických jednotiek, vrstvomý sled belickej sukcesie z časového hľadiska sa začína už vo vrchnej jure/spodnej kriede s tým, že jej stratigrafický rozsah siaha až do vrchnej kriedy (kampán – ?mástricht). Vrchnokriedové sedimenty v okolí Humienca už Leško et al. (1988) nazvali humienecká jednotka. Toto pomenovanie by z časového hľadiska malo mať prioritu pred termínom hornobelické súvrstvie. Autori ho však nedoplnili náležitosťami, ktoré nový názov litostratigrafickej jednotky musí spĺňať, aby mal validitu. Akceptujeme pomenovanie, ktoré zaviedli Plašienka et al. (1994). Názov inovecká jednotka, ktorý taktiež zaviedli Leško et al. (1988), Plašienka et al. (l. c.) ponechali pre horniny kryštalínika, sedimenty mladšieho paleozoika až strednej jury, ale na rozdiel od pôvodného autora ich považujú za tatrické.

Autori časti o belickej sukcesii uvažujú o nej ako o relikte oceánskej – penninskej – domény, v ktorej sa sedimentácia začala v jure, najskôr vo vrchnej

(lazianske súvrstvie). Tento predpoklad mohol viesť k myšlienke o vrchnojurskom začatí sedimentácie belickej sukcesie. Prehodnotenie určení rádiolárovej fauny (Dr. Spela Goričan z Ľubľany), ako aj nový podrobný terénny výskum ukázali, že predstavu o kontinuálnom vrstvovom slede musíme opustiť. Ako hlavný dôvod možno uviesť, že lazianske súvrstvie tvorí izolované ploché geologické telesá –olistoplaky (veľké rádovo stovky metrov), ale aj menšie bloky. Spoločujú v sedimentoch vrchnej kriedy (rázovské vrstvy), rovnako ako všetky ostatné staršie bloky hornín, a sú súčasťou veľkej olistostrómy. Ak akceptujeme túto situáciu, potom belickú sukcesiu musíme zúžiť len na stratigrafický stupeň vrchná krieda (svinické slieňovce, rázovské súvrstvie vrátane zlepcov Čierneho vrchu a hrantské súvrstvie).

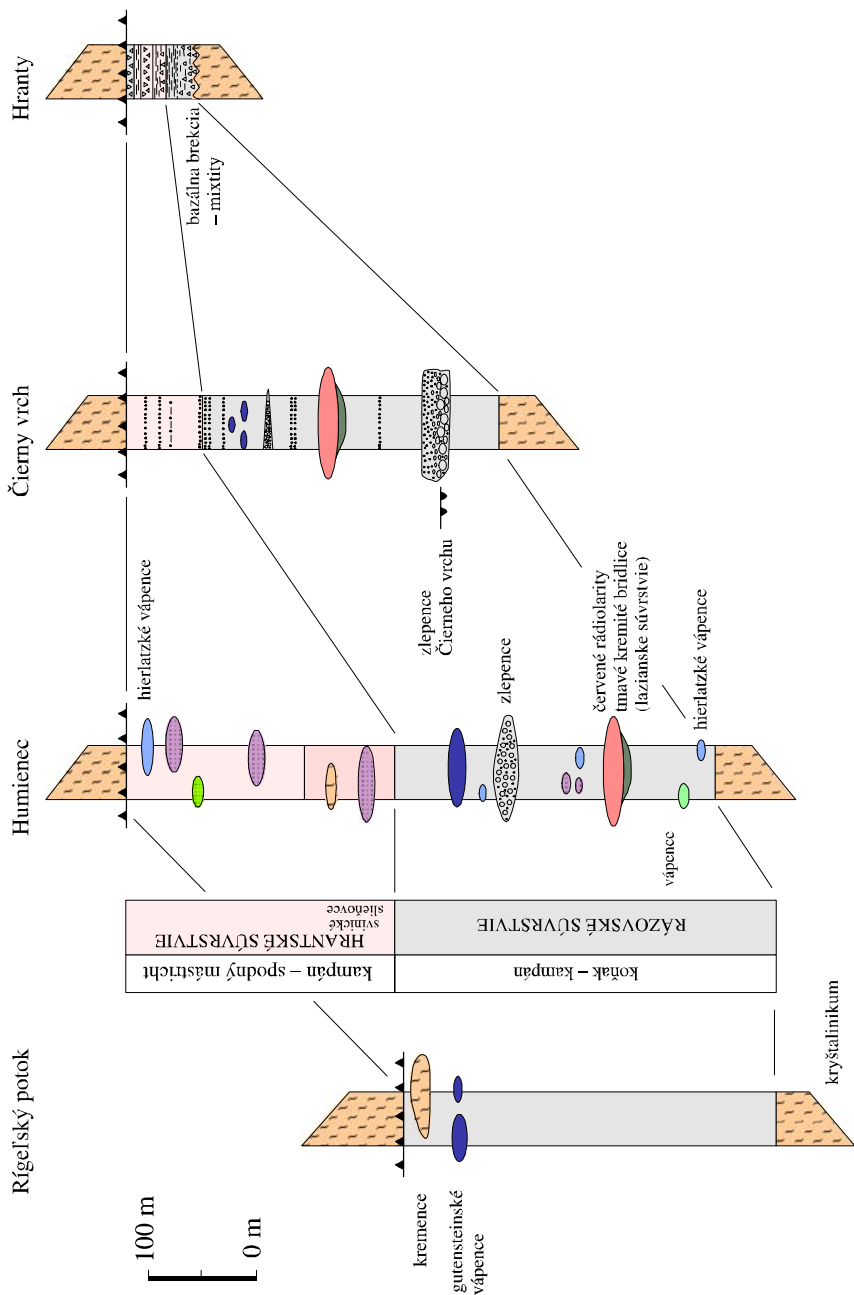
Poznámka: Dnešný stav odkrytia vrchnokriedových sedimentov hornobelickej skupiny a lazianskeho súvrstvia neumožňuje detailné štúdium vrstvových sledov (vrstva po vrstve). Preto pri celkovom opise litofácii sme čiastočne prebrali aj údaje uvedené v prácach Kullmanová a Gašpariková (1982), Soták et al. (1993) a Plašienka et al. (1994). Navyše, zlá odkrytosť v niektorých úsekoch (napr. oblasť Horných Belíc) nedovoľuje spoľahlivé kartografické odlíšenie jednotlivých litofácií vrchnej kriedy. Preto sme ich v niektorých úsekoch oddelili čiarkovane.

Ako to vyplynulo z geologického mapovania hornobelickej skupiny v mierke 1 : 10 000, je možné túto skupinu členiť na viaceré litologické celky na úrovni súvrství a vrstiev. V rámci hornobelickej skupiny sme kartograficky vyčlenili členy (obr. 24).

127 rázovské súvrstvie: tmavosivé bridlice a vápnité pieskovce; a) zlepenice Čierneho vrchu (koňak – kampán)

Toto súvrstvie bolo predtým opísané ako: sivé, slabo vápnité bridlice (Kullmanová a Gašpariková, 1982), pestré vápnité bridlice (Leško et al., 1988), drobnorytmická tmavosivá distálna sekvencia a proximálna, na pieskovce bohatá sekvencia s telesami konglomerátov (Soták et al., 1993), rázovské vrstvy (Plašienka et al., 1994) a sivý flyš (Marschalko in Plašienka et al., 1994).

Tento litologický člen hornobelickej sekvencie má najväčšie plošné rozšírenie a zároveň tvorí hlavnú horninovú masu. Hrúbka môže dosahovať niekoľko sto metrov (asi 500 m). Kontakt s podložím, ale vo väčšine prípadov aj s nadložím, je temer na všetkých lokalitách tektonický (napr. severné svahy Humienca). Ak však vychádzame zo situácie na Hrantoch (hrebeň, ktorý ide od Čierneho vrchu na Inovec), sekvencia sa začína tmavosivými a zelenosivými chloritickými bridlicami s litoklastami svorov (centimetrové až decimetrové), ktoré spočívajú priamo na diaforetických svoroch. Vychádzajúc z geologickej situácie, tento styk môžeme považovať za sedimentárny – transgresívny. Rovnakú situáciu predpokladáme v oblasti Rígeľského potoka južne od Starých salašov. Podobné typy hornín sa vyskytujú aj na iných miestach (napr. j. ale aj s. od kóty Čierny vrch, 591,0, na hrebeni sz. od chaty na Inovci, v Sedličianskom potoku) a teoreticky môžu predstavovať bázu vrchnokriedového sedimentárneho cyklu.



Obr. 24. Korelačná tabuľka hornobelickej skupiny (M. Rakús, 2005).

Poznámka: Z rázovského súvrstvia uvádza Vaněková (2005) spoločenstvo palynomorf a rádiolárií, ktoré sú zaradené do vrchného triasu. Na základe výskytu planktonických foraminifer vrchnej kriedy v týchto vrstvách je evidentné, že ide o redepozity.

a) zlepenec Čierneho vrchu

Vyskytujú sa spolu s pieskovecami, v ktorých tvoria niekoľko metrov hrubé polohy (intraformačné zlepenec). Sú vyvinuté najmä j. od Čierneho vrchu (pozri Kullmanová a Gašpariková, 1982, a Marschalko in Plašienka et al., 1994). Menšie výskyty týchto zlepenecov sa nachádzajú aj na s. svahoch Humienca (na lesnom prieseku v nadmorskej výške 480 m), na lokalite Svinica nad Turnickým potokom (475 m) a 150 m z. od kóty 625 v. od Belickej horárne. Zlepenec netvorí súvislé polohy, ale majú šošovkovitý tvar. To poukazuje na kanálové výplne (podrobný opis pozri Marschalko in Plašienka, 1994). Skladba polymiktných zlepenecov je detailne opísaná v publikáciách Kullmanová a Gašpariková (1982) a Plašienka et al. (1994). Zlepenec sú zložené v prevažnej miere z karbonatických hornín, ale ojedinele sa vyskytujú aj magmatické horniny. Je zaujímavé, že svorový materiál je zastúpený v malej miere. Obliaky sú uložené v pieskovcovom matrixe, ktorý má pozitívnu gradáciu (obr. 25).



Obr. 25. Pozitívna gradácia a imbrikácie obliakov v zlepencoch Čierneho vrchu. Foto: J. Hók.

Obliaky organodetrítických vápencov liasu nesú stopy po vŕtacej činnosti molúsk – bioerózia (typ *Lytophaga*). Poukazuje to na redepozíciu obliakov z plytkej príbrežnej zóny do hlbších častí bazénu. Ako to vyplýva zo štúdií Marschalka in Plašienka et al. (1994), smer transportu obliakov v zlepencoch Čierneho vrchu (rázovské súvrstvie) je generálne od juhu na sever. Smery transportu v pela-

gitech hrantského súvrstvia (cf. op. cit.) sú nielen opačné, ale majú aj oveľa väčší rozptyl. Výrazná divergencia transportných smerov je ťažko interpretovateľná. V danom prípade pravdepodobne ide o „molasový typ sedimentácie“ situovanej vo vysoko orogénnej zóne.

126 hrantské súvrstvie: mixtitové brekcie, „červený flyš“, slieňovce (kampán – spodný mástricht)

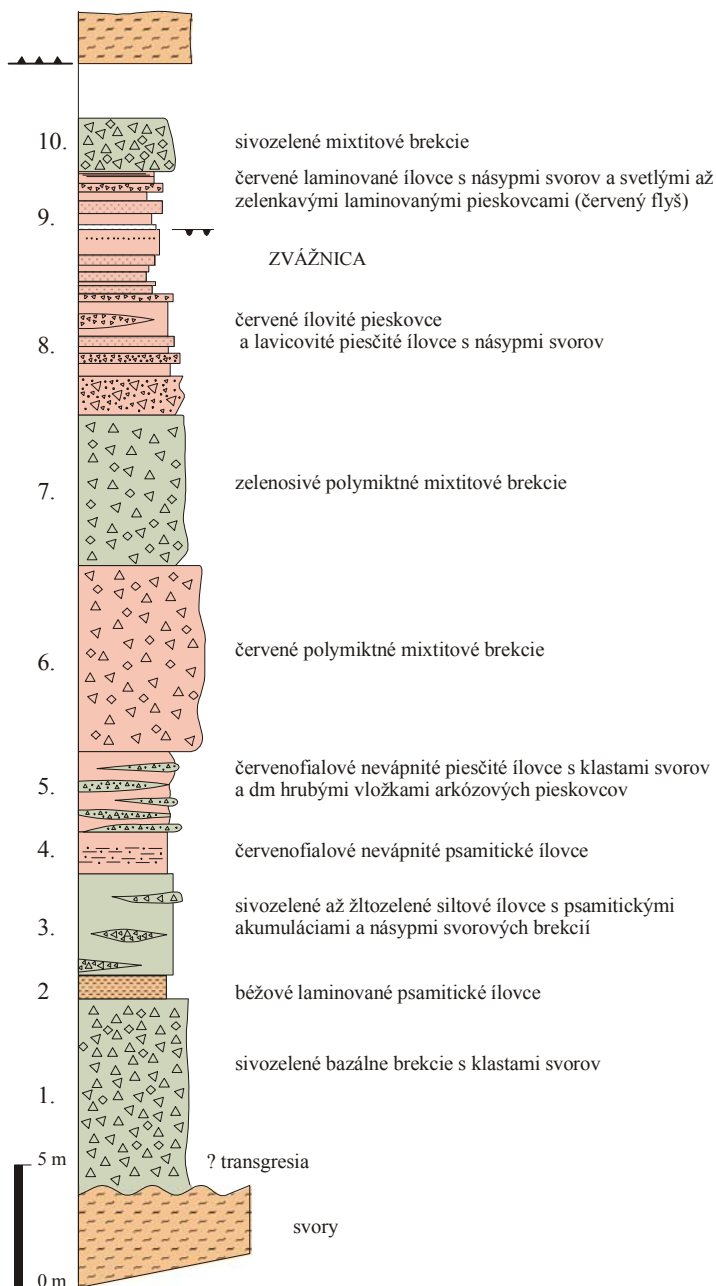
V minulosti sa toto súvrstvie označovalo ako pestré vápnité bridlice (Leško et al., 1988), svinické slieňovce (Plašienka et al., 1994), hrantské vrstvy (Plašienka et al., 1994), pestré slieňovce typu „*couches rouges*“ (Soták et al., 1993) alebo červený flyš (Marschalko in Plašienka et al., 1994).

Súvrstvie tvorí druhú, plošne najvýznamnejšiu časť hornobelickej skupiny. Hrúbka kolíše od 130 do 300 m. Litologicky ju tvoria dva základné typy hornín: sedimentárne brekcie – mixtitové brekcie (cf. Plašienka et al., 1994) a tzv. červený flyš, pričom brekcie sú v prevahe. Vzhľadom na litologickú povahu, ako aj geologickú pozíciu zaraďujeme sem aj tzv. svinické slieňovce (Soták et al., 1993).

Z terénnych pozorovaní vyplýva, že hrantské súvrstvie má dvojakú pozíciu: v Sedlovej Svinici a v Krásnej doline (ľavobrežná strana na J od Humienca). Z toho dedukujeme, že súvrstvie môže ležať transgresívne na svorovom komplexe. V oboch prípadoch ako najspodnejší člen vystupujú brekcie – mixtitové brekcie s vyšším alebo nižším podielom ílovitej červenej základnej hmoty. Na lokalite Hranty (obr. 26) brekcie hrantského súvrstvia spočívajú na silne redukovanom rázovskom súvrství. Zreteľná prevaha brekcií nad ílovcami (tzv. červeným flyšom) poukazuje na proximitu zdrojovej oblasti.

Mixtity – brekcie. V južnejších častiach hornobelickej skupiny tvoria brekcie najvýznamnejšiu časť hrantského súvrstvia. Vyskytujú sa v nadloží bazálnych brekcií, od ktorých sú oddelené rázovským súvrstvím. Ide o polymiktné brekcie s variabilným podielom ílovito-piesčitého matrixu. Ten je väčšinou červený, ale vyskytujú sa aj zelenkavé variety. Veľkosť ostrohranných úlomkov býva premenlivá, v priemere je okolo 10 cm. Tam, kde je matrixu málo, resp. chýba, brekcie majú „podopretú“ kostru klastov. Litologická skladba je dosť variabilná, podobná skladbe olistostrómy. Ako materiál sa vyskytujú litoklasty svorov, triasových kremencov, červeno-fialové psamitické ílovce/bridlice (?perm), žilný kremeň, piesčito-krinoidové alebo detritické vápence liasu, svetlé krinoidové biosparitické (hierlatzké vápence), sivobéžové kremité vápence a zelené rádiolarity. Ako uvádza Marschalko (in Plašienka et al., 1994), báza telies brekcií je ostrá a erozívna. Podobne aj vrchný kontakt je ostrý a náhle prechádza do planárnej laminácie. Triedenie brekcií je zlé a usporiadanie je chaotické, čo podľa Marschalka poukazuje na „nezrelú sutinu“.

Obe opísané súvrstvia hornobelickej skupiny (belickej sukcesie podľa Havrila, in Havrila a Vaškovský, 1983) vystupujú aj v južnom, hlohoveckom bloku s. od Hlohovca. Možno tam pozorovať, že ležia na podložných granodioritoch.



Obr. 26. Litologický profil na lokalite Hranty (M. Rakús, 2004).

VEPORIKUM (FATRIKUM)

Úvod (*M. Havrila*)

Mezozoikum veporika (fatrika) vystupujúce v Považskom Inovci ako samostatnú sukcesiu (neskôr tektonickú jednotku) najmä na základe prác Stura (1860) a Stacheho (1864) pod názvom *subtatranský vývoj* odlišil Uhlig (1903). Okrem hornín triasu a jury patriacich k subtatranskému vývoju zahrnul k nemu aj litostratigrafické jednotky, ktoré dnes patria k tatriku (kremence spodného triasu, ktoré pokladal za permské) a k hroniku (dolomity stredného a vrchného triasu, ktoré síce správne pokladal za „chočské dolomity“, ale pri neznalosti ich veku ich pokladal za „strednokriedové dolomity“ titónu až strednej kriedy). Navyše, k „chočským dolomitom“ zaradil aj rozsiahle masy dolomitov (medzi Piešťanmi a Hlohovcom) subtatranského vývoja. Rozdiel medzi dolomitmi hronika a dolomitmi spodnejších jednotiek³ (v rámci nich neodlišil subtatranský a vysokotatranský vývoj) spoznal až Ferenczi (1915). „Chočské dolomity“ vyčlenil ako „*prikrov veterlingského vápenca a chočského dolomitu*“ (t. j. hronikum). Hynie (1927) vyčlenil „*sériu spodného prikrovu subtatranského*“ (t. j. križňanský prikrov), od ktorej už osamostatnil tak „*sériu vrchného subtatranského prikrovu, či chočského prikrovu*“ (t. j. hronikum), ako aj „*najspodnejšiu sériu*“ (t. j. obalovú sériu). Maheľ (1951) pre spodný subtatranský prikrov Považského Inovca použil názov *križňanský prikrov*, zavedený v Západných Karpatoch Andrusovom (1935). Zahrnul k nemu litostratigrafické jednotky veku stredný trias až alb. Neskôr pre hlbokovodný vývoj vrstvového sledu križňanského prikrovu – križňanskú sériu (Maheľ, 1959) – použil Maheľ (1961, 1962; in Maheľ et al., 1967) názov *zliechovská séria*. Zliechovská séria tak spočiatku mala rovnaký stratigrafický rozsah ako križňanská séria. Až v práci venovanej Strážovským vrchom Maheľ (1985) konštatoval, že triasové členy vrstvového sledu križňanského prikrovu sa v celom jeho priestore nelíšia a sú spoločné pre beliansku aj zliechovskú sériu. Stratigrafický rozsah zliechovskej série zúžil na časový interval spodný lias – alb – cenoman. Tým odstránil rozpor, resp. nedôslednosť zahrnutú v termíne od jeho vzniku.

V rozsahu regiónu Považský Inovec sa vyskytuje veporikum (fatrikum) v dvoch odlišných faciálnych vývojoch. Horninová sukcesia, pre ktorú je charakteristický vysoký faciálny vývoj, je prítomná v oblasti Beckova (beckovská sukcesia). Horninové sukcesie patriace k zliechovskému faciálnemu vývoju budujú najmä stredné a južné časti Považského Inovca a v minimálnom rozsahu aj južný okraj Strážovských vrchov priliehajúci k Považskému Inovcu.

Beckovská sukcesia (*J. Hók*)

Maheľ (1950, 1959), Maheľ in Buday et al. (1963), 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

³ t. j. „*zvrásnenej sedimentárnej zóny priliehajúcej ku kryštalinickému jadrú pohoria*“ (zahrnovala vysokotatranský a subtatranský vývoj)

a Buday, 1968). Považovali ich za súčasť tatrika, resp. prechodnej jednotky medzi tatrikom a fatrikom (Maheľ in Buday et al., 1963). Neskôr Maheľ (1986) zaradil „beckovskú jednotku“ do krížňanského príkrovu, pričom za charakteristický znak považuje „*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. Posledné z nich považujeme za súčasť obalovej, seleckej sukcesie.

Do beckovskej sukcesie ako ekvivalentu vysokého faciálneho vývoja fatrika zaraďujeme vrstvový sled pozostávajúci z litostratigrafických členov v rozsahu stredný trias (anis) až najspodnejšia vrchná krieda (spodný cenoman). Za súčasť tektonickej jednotky fatrika považujeme v zhode s Maheľom (1986) aj plošne značne rozšírené sivé, svetlosivé, miestami tmavosivé masívne, zriedkavo vrstvomité metamorfované vápence. Vyskytujú sa jv. od Beckova (oblasť Rožňavka) a jz. od Krivosúdu-Bodovky (oblasť Bukovinky). Vápence tektonicky prekrývajú rôzne vyššej šúpiny obalovej sekvencie, t. j. horniny kryštalinika, sedimenty permu, spodného triasu, ako aj sedimenty karpatského keuperu. Svojou pozíciou tvoria zdanlivo samostatný tektonický element, ktorý však môžeme považovať za bazálny člen vrstvomého sledu fatrika. Táto úvaha je podopretá údajom z vrtu BM-1 situovaného asi 700 m v. od beckovského hradu, v ktorom boli zastihnuté strednotriasové dolomity. Výskyt dolomitov oprávňuje považovať ich za pokračovanie vrstvomého sledu stredného triasu. Vyšším členom tohto vrstvomého sledu môžu byť sedimenty karpatského keuperu vyskytujúce sa východne od hradu Beckov. Spolu s vyššími litostratigrafickými členmi ich zaraďujeme do beckovskej jednotky. S výnimkou strednotriasových karbonátov, nikde na skúmanom území nie je možné pozorovať tektonickú superpozíciu horninového komplexu, ktorý zaraďujeme do fatrika nad horninami obalovej sekvencie. Tektonicky zaradené sú sčasti na základe štruktúrnej pozície medzi horninovými sekvenciami obalu kryštalinika a horninami nepochybne patriacimi k hroniku, sčasti na základe ich litofaciálnej podobnosti s vysokým typom fatrika.

Ako sme už spomenuli, tektonická jednotka fatrika je odkrytá len v dvoch profiloch – východne od hradu Beckov (d. b. č. H-40 na geologickej mape 1 : 25 000, list Beckov) a v malom bradielku medzi Rakofubmi a Beckovom (d. b. č. H-41). Z týchto profilov je možné zostaviť kompozitný vrstvový sled fatrika (obr. 27). Vzhľadom na to, že niektoré litostratigrafické členy pre ich malú hrúbku nie je možné kartograficky vyjadriť, účelovo sme ich združili pod jednu z vysvetliviek. Snažili sme sa prihliadať na to, aby obsahovali typickú litologickú náplň a aby boli biostratigraficky datované. Prevažnú väčšinu litostratigrafických členov podrobne opísala a biostratigraficky definovala Kullmanová (1959, 1980), preto sa v ich opise sústreďujeme na najvýraznejšie, charakteristické znaky.

ÉRA	PERIÓDA	STUPEŇ	PODSTUPEŇ	Ml. r.	(m)	LITOLOGICKÉ ZLOŽENIE
MEZOZOIKUM	KRIEDA	MASTRICHT		65,0 71,3		
		KAMPÁN		83,5		
		SANTÓN		85,8		
		KONAK		89,9		
		TURÓN		93,5		
		CENOMAN		98,9		
		ALB		112,2	cca 15	 sivohnedé slieňovce a tmavohn. váp. piesč. bridlice
		APT		121,0	4	 sivohnedé vápence s rohovcami
		BARÉM		127,0	20	 sivé a tmavosivé doskov. hľuznaté váp. s rohovcami
		HOTERIV		132,0		
	JURA	VALANGIN		137,0		
		BERIAS		144,2		
		TITÓN		150,7	3	 sivé masívne vápence
		KIMERIDŽ		154,1	10	 sivé a sivohnedé doskovité bridličnaté vápence
		OXFORD		159,4	max,20	 svetlohnedé a svetloružové masívne vápence
		KELOVEJ		164,4		
		BAT		169,2		
		BAJOK		176,5	10	 svetlohnedé, nevýrazne hľuznaté vápence
		ÁLEN		180,1		
		TOARK		189,6		
	lias	PLIENSCHACH	DOMER KARIK	195,3	15	 sivohnedé krinoidové vápence s ojedinelými hľuzami rohovcov
		SINEMÚR	LOTARING SINEMUR S. S.	201,9		sivé, sivohnedé a ružové krinoidové piesčité vápence
		HETANŽ		205,7	10	 tmavosivé váp. bridlice, piesč. bridlice a váp. pieskovce
		RÉT		209,6		
	TRIAS	NORIK	SEVAT			
			ALAUN			
			LÁC	220,7	5	 karpatský keuper pestré bridlice, dolomity
		KARN	TUVAL			
			JUL	227,4		
		LADIN	LONGOBARD			
			FASAN	234,3	?	 ramsauské dolomity (vrt BM-1)
		ANIS	ILÝR			
			PELSÓN			
			BITYN			
			EGEJ	241,7	100	 sivé masívne lavicovité vápence
		SKÝT		248,2		vysocké vápence?

Obr. 27. Litostratigrafická tabuľka beckovskej sukcesie fatrika (J. Hók, 2005).

125 gutensteinské vápence (vysocké vápence) (anis)

Vyskytujú sa v nadloží rôznych litologických členov (kryštalínium, mladšie paleozoikum, spodný a vrchný trias) horninového súboru, ktorý tektonicky pri-
radujeme do obalovej, seleckej sukcesie. 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. Najmä na báze, ale aj napr. v okolí kóty 392 (Bukovinky) sú zmenené na kavernózne rauvaky. Tieto vápence považujeme za najspodnejší člen vysokej faciálnej sekvencie fatrika a len na základe litologickej podobnosti ich podmiennečne korelujeme s vysokými vápencami (sensu Maheľ et al., 1967). Celková hrúbka nepresahuje 100 m.

124 ramsauské dolomity (ladin) (len v reze)

Sú známe iba z vrtu BM-1, kde boli opísané ako sivé dolomity strednotriasového veku (Maheľ a Harčár, 1964).

123 karpatský keuper: sivé piesčité dolomity a fialové bridlice (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. Odkryté horniny dosahujú celkovú hrúbku asi 5 m. Ich zaradenie do vrchného triasu je konvenčné, na základe litologickej podobnosti a pozície vo vrstvovom slede.

122 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) sme v niekoľkých úlomkoch našli tmavofialové strednozrné krinoidové vápence. Na základe litologického zloženia ich môžeme zaradiť do kopieneckého súvrstvia. Bez biostratigrafických dôkazov zaraďujeme opísané horniny do spodnej jury – hetanžu.

121 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 Rakoluby – Beckov. Sú to prevažne sivé masívne jemnozrné vápence s premenlivým obsahom klastického kremeňa až do veľkosti 5 mm. Vo vyšších častiach sa vyskytujú nepravidelne roztrúsené tmavosivé rohovce. Podľa Kullmanovej (1958, 1980) patria tieto vápence bez bližšieho stratigrafického začlenenia do liasu. Maximálna hrúbka opísaného súboru hornín nepresahuje 15 m.

120 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 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 *Trilocolina faraminifera*. Súvrstvie stratigraficky zaraďuje do dogeru až malmu (c. f. tiež Kullmanová, 1980).

119 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. Nám sa posledný spomínaný výskyt nepodarilo overiť. Sú to doskovité až tenkodoskovité, miestami (v spodných častiach) až bridličnaté slienité vápence. Vo vyšších častiach vrstvomého 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. Na základe uvedených fosílií tieto horniny stratigraficky zaraďuje do titónu až beriasu.

118 sivé a tmavosivé doskovité hľuznaté vápence s rohovcami, sivé masívne vápence (hoteriv – spodný 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 vrstvomitých vápencov. Kullmanová (1980) uvádza fosílny organizmy – krinoidy, machovky, *Hedbergella* sp., *Cadosina heliosphaera*, *Anomalina* sp., *Spiroplectamina* sp., *Textularia* sp., *Tintinopsella carpathica*, *Tintinopsella longa*, *Calpionellites darderi*, *calpionellopsis simplex* a *Lorenziella hungarica*. Na základe toho je súvrstvie vápencov stratigraficky datované na hoteriv až spodný alb. Stratigraficky aj litologicky môžeme najmä sivé hľuznaté vápence s rohovcami korelovať s hľbočským súvrstviem sensu Michalík et al. (1990). Celková hrúbka súvrstvia je asi 25 m.

117 sivohnedé slieňovce, tmavohnedé vápnité a piesčité bridlice (alb – spodný 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 *Praeglobotruncus* ex gr. *delrioensis*. Kullmanová a Vozár (1980) zo súvrstvia opísali hyaloklastitové lávy alkalického olivínického bazaltu. Pri terénnych prácach sa na opísanom mieste výskytu podarilo identifikovať iba niekoľko drobných (cm³) úlomkov bazaltových hornín. Hrúbku súvrstvia odhadujeme na 15 m.

Zliechovská sukcesia (M. Havrila a I. Filo)

Názov *zliechovská sukcesia* (obr. 28) používame v mierne pozmenenom význame, a to na označenie sedimentárneho sledu veporika, vystupujúceho v záseade južne od hrádockej línie. Skladá sa zo súboru formálnych a neformálnych litostratigrafických jednotiek s časovým rozsahom od vyššieho liasu po alb – cenoman bez prerušenia sedimentácie (t. j. sled bez litostratigrafických jednotiek spodného liasu, keďže diferenciácia priestoru veporika na hlbokovodnejšie a plytkovodnejšie priestory nastala až po spodnom liase). Jej charakteristickou črtou je neprerušenosť sedimentácie a hlbokovodnejší vývoj jury reprezentovaný allgäuskými vrstvami a ždiarskym súvrstvím. Vystupuje v nadloží inoveckej sukcesie tatrika (prípadne v Podhradí priamo v nadloží kryštalinika tatrika) a v podloží tematínskej kryhy považského príkrovu hronika.

Smerom na sever sa vrstvomý sled sukcesie mierne mení. V širšej oblasti Bezovca zreteľne väčší význam nadobúda fácia kremitého fleckenmerglu a sporadicky sa začínajú objavovať aj adnetské vápence, ba podľa Fila (in Madarás et al., 2006) aj hierlatzké vápence. Týmito prvkami sa sukcesia približuje od typickej zliechovskej sukcesie k sukcesii vystupujúcej v okolí Krížnej.

V južnejšej časti veporika vystupuje najmä stredno- až vrchnotriasová časť sukcesie veporika (jej charakteristickými členmi sú podhradské vápence, pestré bridlice spodného karnu, lunzské vrstvy a loferitické dolomity karnu, t. j. litostratigrafické jednotky vystupujúce v telese ramsauských a hlavných dolomitov). Vyššie členy vystupujú len na obmedzenej ploche na západnom okraji pohoria (medzi Bankou a Sokolovcami) a v okolí Radošiny (kryha Marhátu). V severnejšej časti výskytu veporika je situácia obrátená. Stredno- až vrchnotriasová časť sukcesie vystupuje len sporadicky (medzi dolinou Striebornice a Gonovými lazmi, medzi Dominovou kopanicou a Novou Lehotou, a najmä na severných svahoch Bezovca). Smerom na sever až po Hrádockú dolinu nado-

Útvar	Oddelenie	Stupeň	Podstupeň	Vek Mil. r.	LITOLOGICKÉ ZLOŽENIE	LITOSTRATIGRAFIA
K R I E D A	spodná	cenoman				porubské súvrstvie cca 50 m
		alb				
		apt		121,0		vlakolínska brekcia cca 10 m
		barém		127,0		
		hoteriv		132,0		ílovité vápence mraznícké súvrstvie cca 200 m
		valangin		137,0		
J U R A	malin	berias		144,2		
		titón		150,7		jaseninské súvrstvie
		kimeridž		154,1		
	doger	oxford		159,4		ždiarske súvrstvie cca 40 m
		kelovej		164,4		
		bat		169,2		adnetské vrstvy cca 5 m
		bajok		176,5		
	lias	álen		180,1		kremitý fleckenmergel cca 35 m
		toark		189,6		
		plienzbach	domér karix lotaring	195,3		allgäuske vrstvy cca 50 m
		sinemúr		201,9		súvrstvie Nového sveta cca 100 m
		hetanž		205,7		kopienecké vrstvy cca 30 m
T R I A S	vrchný	rét	sevat	203,6		fatranské súvrstvie cca 30 m
		norik	alaun			
			lác	220,7		rauvaky karpatský keuper cca 100 m
		karn	tuval			hlavné dolomity cca 80 m
			jul			lunzské vrstvy cca 15 m
			kordevol	227,4		pestré ílovce, kremenné pieskovce cca 5 m
	stredný	ladin	longobard			ramsauske dolomity cca 350 m
			fasan	234,3		krinoidové dolomity cca 15 m
		anis	ilýr			podhradské vápence cca 70 m
			pelsón			
			bityn			
	spodný	skýt	egej	241,7		gutensteinské vápence cca 20
			spat			
			namal			verfenské vrstvy cca 25 m
			griesbach	248,2		

Obr. 28. Litostratigrafická tabuľka zliechovskej sukcesie veporika (M. Havrila, 2006).

búdajú čoraz väčší rozsah mladšie členy vrstvomého sledu (karpatský keuper, fatranské súvrstvie, kopienecké vrstvy, allgäuske vrstvy, kremítý fleckenmergel, ždiarske súvrstvie, ílovité tenkovrstvomité vápence vrchnej jury až spodnej kriedy a porubské súvrstvie).

116 verfénske vrstvy: pestré piesčité sľudnaté ílovce a kremenné pieskovce (?namal – spat)

Zistili sa len na severných úpätiach Končitého, t. j. asi 1 km sz. od Bezovca. Tvoria pomerne rozsiahle, 700 m dlhé šošovkovité teleso na báze príkrovu. V študovanom území sú teda najspodnejším členom sukcesie veporika.

Verfénske vrstvy tvoria červenofialové sľudnaté kremenné pieskovce a červenofialové sľudnaté piesčité ílovce. Na rozhraní telies porubského súvrstvia inoveckej sukcesie a verfénских vrstiev veporika sa našli aj tektonicky postihnuté sivé piesčité slieňovce až vápence, ktoré podmienene považujeme za súčasť verfénских vrstiev.

115 gutensteinské vápence: čierne celistvé vápence (anis)

Bázu stredného triasu zliechovskej sekvencie zastupujú gutensteinské vápence, ktoré sa vyskytujú na veľmi malej ploche v nadloží strednej kriedy tatrika (Turnišťe). Nie celkom v jasnej pozícii vystupujú aj v okolí k. 467. Na zmapovanom území dosahujú hrúbku maximálne 20 m.

Vápence sú hrubolavicovité a lavicovité, zriedkavo doskovité (0,1 – 2 m), tmavosivé, sivočierne až čierne, zriedkavejšie sivé a svetlosivé, celistvé (až jemnokryštalické), s charakteristickými bielymi kalcitovými žilkami a výraznou bielou patinou, s obľým balvanovitým rozpadom. Lokálne sú dolomitizované, zriedkavo laminované, ojedinele červíkovité a stylolitické.

Vápence z mikrofáciálneho hľadiska zodpovedajú prevažne mikritom, zriedkavo biomikritom so sporadickými úlomkami ľalioviek, lastúrníkov, ulitníkov a lastúrníček. Ojedinele sú prítomné dierkavce, filamenty, pelety, oolity a pseudomorfozy po sadrovci, resp. anhydrite.

114a ramsauské a hlavné dolomity: sivé vrstvomité dolomity a ílovité dolomity (?vrchný pelsón – vrchný karn)

Vzhľadom na temer úplné chýbanie lunzských vrstiev v severnejšej časti výskytu dolomitov (severne od doliny Striebornice) nie je takmer vôbec možné v tomto priestore odlíšiť hlavné dolomity od ramsauských dolomitov. Preto neboli kartograficky oddelené v celom pohorí.

Dolomity sú v južnej časti pohoria plošne najrozsiahlejším súvrstvom veporika. Tvoria podstatnú časť plochy pohoria medzi Bankou na severe a Hlohovcom na juhu. Veľkú plochu zaberajú aj v kryhe Marháta (v nej ich od mezozoika

tatrika z východnej strany a v podloží oddeľuje presunová plocha a od kryštalinika tatrika vystupujúceho západne ich oddeľuje sústava zlomov). Severnejšie dolomity vystupujú len západne od kryštallického masívu Striebornice, t. j. v hlavnom priestore výskytu mezozoika v Považskom Inovci, kde tvoria tri izolované telesá. Najjužnejšie z nich vystupuje medzi dolinou Striebornice a Gonovými lazmi, severnejšie medzi Dominovou kopanicou a Novou Lehotou (obe vystupujú na báze telesa veporika a dosahujú pomerne malé rozmery). Podstatne rozsiahlejšie je tretie teleso vystupujúce severne od hlavného hrebeňa Považského Inovca, prechádzajúceho v tomto úseku z.-v. smerom cez Bezovec. Tvorí severné svahy masívu Bezovca medzi Končitým na východe a lokalitou Pod Sokolmi na západe. Toto teleso dolomitov je pomerne silno prevrásnené, miestami sú v ňom vrstvy vztýčené. Všetky telesá dolomitov ležia v podloží sedimentov fácie karpatského keuperu.

Súvrstvie dolomitov je v regióne najspodnejším členom sukcesie veporika (jedna výnimka je sv. od Bezovca, kde sú pod nimi zachované aj verfenské vrstvy). Masa ramsauských dolomitov obsahuje stratiformné telesá podhradských vápencov a rauvakov, čiernosivých bituminóznych dolomitov (len jedno teleso v kryhe Marháta) s detritom krinoidových článkov a polohy pestrých ílovcov. Od nadložných hlavných dolomitov sú ramsauské dolomity oddelené lunzskými vrstvami.

Dolomity (sparity) sivej, tmavosivej, zriedka až čiernosivej, prípadne hnedosivej farby (tmavé variety sú silno bituminózne) sú vrstvovité, s premenlivou hrúbkou vrstiev (2 – 100 cm, priemerne 10 až 30 cm), väčšinou s rovnými vrstvodými plochami. Sú prevažne drobnozrnné až hrubozrnné (cukrovité). Zriedkavejšie sa vyskytujú ílovité kryptokryštallické dolomity s typickou svetlou, bielosivou, mierne žltkastou patinou. Na túto litofáciu sa viažu vrstvodité telesá žltých, okrových až sivohnedých ílovitých bridlíc s premenlivou hrúbkou (0,5 až 2 m). Pre dolomity je charakteristický typický dolomitový (klencový) rozpad, prípadne ihličkovitý rozpad (pri ílovitej fácií), orientovaný kolmo na vrstvodé plochy. Bežné sú laminované textúry (paralelná laminácia). Vyskytujú sa v nich pseudomorfózy po síranoch a intraformačné brekcie. Spolu s dolomitmi často vystupujú rauvaky.

Hlavné dolomity možno ako-tak spoľahlivo vyčleniť v južnej časti pohoria východne od Jalšového a Koplotoviec. Pozícia hlavného dolomitu vo vrstvodom slede v nadloží lunzských vrstiev a v podloží súvrstvia karpatského keuperu je zreteľná najmä na západnej strane pohoria medzi Bankou a Koplotovcami (v okolí kóty Bukovina tvorí čiapky na hrebeňoch v nadloží lunzských vrstiev).

Hlavné dolomity sú biele, svetlosivé aj tmavosivé, zrnité (miestami až „cukrovité“), dobre vrstvodité (s hrúbkou vrstiev 1 – 85 cm, priemerne 20 cm). Ich vrstvodé plochy sú rovné. Sporadicky je v nich zachovaná laminovaná textúra. Ojedinele sa v nich vyskytujú *bird-seyes*. Charakteristická pre ne je najmä litofácia kryptokryštallických ílovitých dolomitov pripomínajúcich keuperdolomit, ktorá sa vyznačuje ihličkovitým rozpadom kolmým na vrstvodé plochy. Dolomity tejto

litofácie sú svetlosivé, s bielou až žltkastou patinou, vrstvomité, s hrúbkou vrstiev 5 až 25 cm, s tenkými polohami okrovožltých až červenofialových ílovcov. Charakteristické je v nich vystupovanie loferitických vrstvomitých (s hrúbkou vrstiev 1 – 50 cm) dolomitov (s intraklastami dolomitov až s polohami klastických dolomitov) na báze súvrstvia, v bezprostrednom nadloží lunzských vrstiev.

Fosílie sa v nich nezistili. Vek je stanovený na základe pozície vo vrstvomom slede.

114b krinoidové vrstvomité dolomity (fasan)

Jediné šošovkovité teleso krinoidových dolomitov uprostred ramsauských dolomitov sa zistilo v masíve Krahulčích vrchov v kryhe Marhátu.

Dolomity sú čiernosivé, bituminózne, s detritom krinoidových článkov okruhleho prierezu a s intraklastami dolomitov svetlejších farieb. Striedajú sa v nich vrstvy s výrazne odlišným percentuálnym zastúpením krinoidových článkov. Na tejto lokalite vystupujú aj konvolutné zvrstvené dolomity a dolomity s riasovými hľuzkami. V nerozpustnom zvyšku krinoidových dolomitov sa našli rybíe zúbky, hladké schránky ostrakódov a autigénny kremeň. Fosílie umožňujúce zistiť vek sa nezistili. Vek je stanovený na základe pozície vo vrstvomom slede, najmä na základe pozície vo vzťahu k podhradským vápencom.

113b podhradské vápence: tmavosivé vrstvomité vápence s organodetritom (vrchný ilýr – fasán)

Vystupujú uprostred dolomitových mäs v izolovanej kryhe veporika severne od Radošiny (v kryhe Marhátu) v masíve kóty Gajda, resp. medzi Krahulčími vrchmi a Gajdou. Ich menšie izolované výskyty v tejto kryhe sú pri jaskyni Čertova pec a západne od nej, ako aj v údolí potoka Radošina 1,5 km ssv. od jaskyne Čertova pec. Druhá oblasť ich výskytu je rozsiahly priestor dolomitov východne od Ratnoviec, Sokoloviec a Koplotoviec, v ktorom vytvárajú viac-menej súvislý pruh tiahnuci sa od kóty Havran cez Plešiny, Chrústové, Kozie vrchy a Humníská po hlbokú kaňonovitú dolinu vyúsťujúcu v Jalšovom. Na juh pokračujú cez Ostrú horu a Bukovinu k Ovčej skale. Na povrchu sú často skrasovatené, tvoriac škrapové polia. Vyskytujú sa v nich krasové dutiny až jaskyne (napr. južne od priesmyku Havran, známa je najmä jaskyňa Čertova pec).

Podhradské vápence uložené v mase ramsauských dolomitov tvoria dva základné typy – mikrokryštalické vápence, z ktorých najmä tmavšie variety pripomínajú vápence gutensteinského typu, a organodetritické vápence (vápence s krinoidmi až krinoidové vápence).

Mikrokryštalické vápence rôznych odtieňov sivej farby (prevažne svetlo- až tmavosivé, lokálne hnedosivé až ružovkasté) sú zreteľne vrstvomité. Hrúbka vrstiev sa pohybuje v rozmedzí 2 – 65 cm, priemerne 15 – 20 cm. Vrstvové plochy sú prevažne rovné až mierne zvlnené, ojedinele sú „potiahnuté“ ílovitými

bridlicami. Sú mikrokryštalické až zrnité (mikrity, zriedka sparity). Lokálne sú dolomitické. Sporadicky sa v nich vyskytuje nezreteľná paralelná laminácia. Nezriedka sú prestúpené kalcitovými žilkami. Miestami obsahujú polohy s drobnými úlomkami článkov ľalioviek. Niekde sa v nich vyskytujú hľuzy silicitov temer guľovitého tvaru. Hlavne tmavšie variety tejto fácie silne pripomínajú gutensteinské vápence.

Organodetrítické vápence (vápence s krinoidmi až krinoidové vápence) sú sivej až tmavosivej farby. Ich základná hmota je mikrokryštalická (mikrity). Okrem intraklastov sivých, menej aj ružových až červenofialových mikrokryštalických vápencov a zriedkavých riasových hľuziek ich najcharakteristickejšou zložkou je organodetrít. Tvoria ho najmä úlomky článkov ľalioviek sivej až čiernej farby, v menšej miere aj úlomky hrubostenných lamelibranchiát. V „nerozpustnom“ zvyšku sa zistili konodonty, sklerity holotúrií, ostne a interambulakrálné doštičky ježoviek, ihlice hubiek, rybie zúbky, úlomky článkov ľalioviek a autigénny kremeň.

Mikrofaciálne podhradské vápence skúmala Boorová (in Havrila et al., 1998). Zaradila ich k mikrosparitom/biomikrosparitom (*mudstone/wackestone*) a k intra-biopelmikrosparitom/intra-biopelmikrosparititom (*wackestone/packstone*). Z organických zvyškov v nich zistila *Globochaete alpina* (LOMBARD), filamenty, ojedinelé ostrakódy, prierezy gastropódov, fragmenty echinodermát, úlomky hrubostenných bivalvií, zriedkavejšie aj zvyšky punktátnych brachiopódov a ostne ježoviek. Z ďalších alochémov zistila autigénny kremeň, mikrosparitové intraklasty a peloidy, zriedkavo aj biele očka („birds-eyes“). Základná hmota je podľa nej čiastočne rekryštalizovaná a mení sa od mikritovej cez mikrosparitovú (ktorá dominuje), lokálne až po intrapelsparitovú (*grainstone*). Silno rekryštalizovaný organodetrít z hľadiska veľkosti spadá väčšinou do ruditovej frakcie.

Chemické analýzy z nich uvádzajú Michel (1956) a Masár (1980).

O polohách vápencov uprostred dolomitov sa prvýkrát zmienil Hynie (1927). Mahel' (1951, 1967) ich považoval za gutensteinské vápence (anis), Beňo (1960) sčasti za gutensteinské vápence (anis), sčasti však za mladšie, tvoriace šošovku v dolomitoch stredného až vrchného triasu. Určiteľné makrofosílie sa nezistili. Na základe mikrofosílií, ktoré získal M. Havrila (z d. b. č. 510/81, 462/80 a 88/79) a určil Pevný (in Havrila a Vaškovský, 1983), a na základe nových údajov (Havrila a Pevný in Havrila et al., 1998), získaných opakovaným rozpúšťaním vápencov najmä z okolia d. b. č. 462/80, vek strednej časti uvedených vápencov je spodný až stredný fasan. Preto treba rátať so širším stratigrafickým rozpätím podhradských vápencov (predpokladáme rozpätie vrchný ilýr až fasan).

Zoznam mikrofosílií: fácia mikrokryštalických vápencov s hľuzami rohovcov – d. b. č. 510/81: *Gondolella* sp., ramiformné konodonty, *Theelia immisorbicula* MOSTLER, *T. planorbicula* MOSTLER, *Achistrum* sp., úlomky ľalioviek, zúbky rýb a ihlice hubiek; fácia organodetrítických vápencov – d. b. č. 462/80: *Gondolella cornuta* (BUDUROV et STEFANOV), *G. constricta* (MOSHER et CLARK), *G. excelsa* (MOSHER), ramiformné konodonty, *Achistrum* sp., *Theelia planorbicula* MOSTLER, *T. pseudoplanata* KOZUR et MOCK, *T. immisorbicula* MOSTLER, *T. patiformis* MOSTELR, *Priscopodatus triassicus*

113a rauvaky

V príkrovovom telese veporika sa rauvaky zreteľne viažu na polohu podhradských vápencov v ramsauských dolomitoch. Vystupujú na rozhraní oboch facií. Sú okrovožltej farby, nevrvstvivité, brekciovité, s úlomkami dolomitov rôznych štruktúr a rôznych odtieňov sivej farby.

Nie je známe, či sú sedimentárneho pôvodu, a teda strednotriasového veku, alebo či sú krasového pôvodu, a teda podstatne mladšieho veku, prípadne či majú inú genézu.

112 pestré ílovce a kremenné pieskovce (spodný karn)

Zistili sa v severnej časti kryhy Marhátu (1,5 km s. od Gajdy) v závere doliny Striebornice, vo východnom okolí Sokoloviec, Ratnoviec a Banky a na východnom okraji obce Jalšové. Vystupujú vo vrchnej časti ramsauských dolomitov v tesnom podloží lunzských vrstiev, od ktorých sú oddelené len niekoľkými metrami dolomitov. Tvoria malé ploché šošovkovité telesá s hrúbkou len niekoľko metrov. Súvrstvie je najlepšie odkryté v záreze lesnej cesty južne od kóty 413,3, t. j. asi 1,5 km s. od Gajdy.

Pestré ílovce (bridlice) sú najmä červenofialovej, menej okrovej farby. Makroskopicky sa nedajú odlíšiť od bridlic karpatského keuperu. V Jalšovom sa tieto ílovce striedajú s početnými vložkami kremenných pieskovcov (až kremencov) s hrúbkou vrstiev 2 – 30 cm, pričom ílovce sú v prevahe. Maheľ (1950) toto súvrstvie považoval za vložky keuperských bridlíc uprostred dolomitov.

Fauna sa v nich nezistila. Vek je stanovený len na základe pozície vo vrstvovom slede v tesnom podloží lunzských vrstiev.

111 lunzské vrstvy: ílovce, piesčité ílovce a kremenné pieskovce (jul – ?spodný tuval)

Početné drobné šošovkovité výskyty sa nachádzajú v južnej časti pohoria (medzi Bankou a Koplotovcami). Ich šošovky až súvislejšie pruhy miestami (najmä v okolí kót Bukovina a Holý vrch) tesne sledujú pruh podhradských vápencov. Najlepšie sú v tomto priestore odkryté v kaňonovitom údolí občasného potoka pretekajúceho Jalšovým. Severne od doliny Striebornice sa zistili len veľmi sporadicky, a to v doline Striebornice asi 1,5 km z. od hájovne Fabrika a na západných svahoch bezmenného prítoku Hrádockého potoka. Početné šošovky sa zistili aj v kryhe Marhátu.

Sedimenty lunzských vrstiev oddeľujú ramsauské dolomity od hlavných dolomitov.

Súvrstvie flyšového charakteru tvoria *pieskovce* striedajúce sa s *ílovcami*. Ílovce čieranosivej a zelenosivej farby sú viac či menej piesčité. Väčšinou sú sľudnaté. Z textúrnych znakov sa v nich vyskytuje paralelná laminácia. Sľudnaté pieskovce (arkózy, droby a drobové pieskovce) sivohnedej až sivozelenej farby vetraním menia farbu do hrdzava. Sľuda je v nich sústredená najmä na vrstvových plochách. Sú drobno- až strednozrnné, paralelne laminované, vrstvovité (s hrúbkou vrstiev 1 – 5 cm). Obsahujú závalky ílovcov.

Fosílie sa v nich nezistili. Pozorovali sme len ichnofosílie.

Ferenci (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 v priestore hronika až do podstupňa tuval.

Karpatský keuper

110b pestré ílovce a pestré piesčité ílovce, kremenné pieskovce až kremence, ílovité dolomity (norik)

Súvrstvie vystupuje vo veporiku Považského Inovca v troch izolovaných priestoroch: v kryhe Úhradu, v kryhe Marhátu a v hlavnom telese veporika ležiacom na západnej strane pohoria medzi Hlohovcom a Hrádockou dolinou.

V južnej časti pohoria v nadloží rozsiahlych más dolomitov vystupujú len izolované telesá hornín karpatského keuperu na západnej strane pohoria (pri Koplotovcach, medzi Sokolovcami a Ratnovcami a v okolí Banky). Severne od doliny Striebornice vystupuje mohutne vyvinuté súvrstvie buď na báze telesa veporika, alebo v nadloží už spomenutých troch menších telies dolomitov. V súvislom širokom pruhu sa tiahne od juhu od doliny Striebornice cez Hubinu, pomedzi Grnicu a Gonove lazy k Novému dvoru a k Dominovej kopanici. Odtiaľ prechádza na sever do priestoru východne od Novej Lehoty, kde je zakončené zlomom sz.-jv. smeru. Smerom na sever možno sledovať izolované teleso tohto súvrstvia severne od Novej Lehoty. Tiahne sa od Šuranovej kopanice sedlom medzi Bezovcom a Končítym na severný svah Bezovca. Po prerušení naň nadväzuje mohutné teleso, ktoré možno sledovať zo severných svahov Bezovca smerom na západ cez údolia bezmenných prítokov Hrádockého potoka až k lokalite Pod Sokolmi, t. j. východne od Tematínskeho hradu. Súvrstvie vystupuje aj v južnej časti kryhy Marhátu (v údolí Radošinky a s. od obce Radošina). Jeho úzky, súvislý pruh sa vyskytuje aj v kryhe Úhradu (tiahne sa od pramennej oblasti potoka Slivníčka, t. j. od salaša nachádzajúceho sa v lokalite Beňovská smerom na SZ, t. j. k východnému, spodnému koncu obce Podhradie, odtiaľ po severnom okraji obce pokračuje k jazierku na západnom okraji obce a tam sa potom smerom na západ k chatovej osade vytráca). Teleso tejto fácie prakticky podstiela teleso veporika v celom rozsahu jeho výskytu.

Karpatský keuper normálne vystupuje v nadloží hlavného dolomitu a v podloží fatranského súvrstvia. Jeho prípadný styk s inými členmi vrstvomého sledu je tektonický. Extrémnym prípadom je, ak vystupuje na báze telesa veporika a leží na lúžňanských kremencoch tatrika.

Súvrstvie má pestrý faciálny vývoj. Tvorí 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. Kremenné pieskovce až kremence sú svetlosivé aj ružové, vrstvomité (s hrúbkou vrstiev 1 – 40 cm). Vystupujú najmä v bazálnej časti súvrstvia, kde sa striedajú s tenkými vložkami bridlíc, vytvárajúc v nich stratiformné telesá hrubé až 3 m. V kryhe Úhradu spodná časť súvrstvia nie je zachovaná (chýbajú kremenné pieskovce). V strednej časti súvrstvia, tvoriac vložky v bridliciach, sa smerom do nadložia vytrácajú. Väčšinou sú drobno- až strednozrnné, miestami nadobúdajú charakter zlepcov tvorených subangulárnymi obliakmi dolomitov, ílovcov a žilného kremeňa s veľkosťou do 2 cm. Ílovce sú najmä červenofialové, tehlovočervené, svetloružové, ale aj okrové, žlté a sivozelené. Celkovo prevládajú červené odtiene. Ostatné odtiene sú sprievodným znakom najmä dolomitov, ale aj kremencov. Typický je ich ihličkovitý rozpad zapríčinený klivážou. Dominantné postavenie majú v rámci celého súvrstvia, ale najmä v jeho strednej časti. Nezriedkavé sú v nich konkrécie keuperdolomitu. Z ílových minerálov je podľa Ivanova (1976) zastúpený najmä illit, menej kaolinit, čiastočne aj montmorillonit. Ílovitý dolomit modrosivej až zelenosivej farby (ojedinele aj ružovej a ružovofialovej) s typickou bieložltou patinou je vrstvomitý (s hrúbkou vrstiev 5 – 35 cm). Polohy dolomitov sa objavujú v strednej časti súvrstvia. Typické sú pre vrchnú časť (vytvárajú polohy hrubé až 4 m) a v najvyššej časti prevládajú nad bridlicami. Vložky dolomitov v červených bridliciach poznal už Stache (1864). Rauvaky vystupujú v najvyššej časti súvrstvia.

Fosílie sa v súvrství nevyskytujú. Vek fácie je stanovený na základe jej pozície vo vrstvomom slede. Gaździcki et al. (1979) z iných priestorov centrálnych Západných Karpát uviedli stratigrafické rozpätie fácie od vrchného karnu po spodný rét.

Stur (1860) túto fáciu považoval za červenú jalovinu (perm). Do vrchného triasu súvrstvie zaradili: Stache (1864) pod názvom „bridlice a sliene od Banky“, Stache (1868) pod názvom „karpatský keuperský slieň“, Hauer (1864, 1878) pod názvom „banské vrstvy“, Stur (1868) pod názvom „pestrý karpatský slieň“ a Uhlig (1902) pod názvom „karpatský keuper“. Súčasne používaný názov litostratigrafickej jednotky teda zaviedol Uhlig (1902). Treba však povedať, že prioritu má názov „bridlice a sliene od Banky“, ktorý zaviedol Stache (1864).

110a rauvaky (norik)

Rauvaky okrovej farby vytvárajú stratiformné telesá vystupujúce na kontakte súvrstvia s podložnými dolomitmi a s nadložnými vápencami fatranského súvrstvia.

tvia. Vyskytujú sa v priestore medzi Ratnovcami a Sokolovcami. Z južnejšieho priestoru (medzi Sokolovcami a Jalšovým) ich poznal Mahel' (1951). Opísal ich ako „... porózne žltkasté vápence... pripomínajúce porózne travertíny... vápence prechádzajú občas do vápenitých brekcií s úlomkami strednotriasových vápencov a dolomitov, i pestrých, prevažne červených ílovitých bridlíc asi keuperských, alebo azda verfenských. Nájdú sa v nich i úlomky hornín kryštallického jadra.“

Fatranské súvrstvie

109b vrstvomité vápence s organodetritom a s brachiopódmi, dolomity, tmavosivé až čierne celistvé ílovité a organodetritické vápence (rét)

Vápence rétu tvoria severne od Novej Lehoty len horizont izolovaných šošovkovitých telies vystupujúcich v normálnom postavení, t. j. v nadloží hornín fácie karpatského keuperu a v podloží kopienecých vrstiev. Takú pozíciu majú aj na západnom okraji pohoria (s. od Sokoloviec, vo vinohradoch medzi Ratnovcami a Bankou, v Banke a v. od Banky), aj v kryhe Marhátu (nad lomom pri liehovare v obci Radošina), aj v kryhe Úhradu (v Podhradí). V úseku od doliny Striebornice po Dominovu kopanicu však tvoria množstvo erozívne alebo tektonicky izolovaných telies, zdanlivo uložených v horninách karpatského keuperu. Sčasti sú v nich skutočne zavrásnené. Tento jav je pravdepodobne spôsobený čiastočným odlepením časti vrstvomitého sledu vystupujúceho v nadloží hornín karpatského keuperu a jeho klzaním, sčasti nezávislým, na podloží pri presúvaní príkrovov. Tým zrejme možno vysvetliť aj vystupovanie rôznych litostratigrafických jednotiek v nadloží hornín fácie karpatského keuperu.

Fatranské súvrstvie normálne leží v nadloží súvrstvia karpatského keuperu, v najvyššej časti často reprezentovaného rauvakmi, a v podloží kopienecých vrstiev.

Súvrstvie tvoria sliene, slienité vápence, dolomity, a najmä vápence. Dolomity (dolomikrity) hnedosivej farby s ostrohranným rozpadom tvoria vložky (hrubé maximálne 70 cm) vo vápencoch, rovnako aj sliene zelenosivej až žltosivej farby. Vápence sú v prevahe nad inými typmi hornín. Vyskytujú sa sivé, čiernosivé, hnedosivé, modrosivé, fialovosivé a slienité variety, aj žltosivé a zelenosivé. Sú to vrstvomité (hrúbka vrstiev 2 – 100 cm) mikrokryštalické vápence, koralové vápence a krinoidovo-oolitické vápence (biomikrity, biosparity, biosparrudity a oosparity). Obsahujú trsy koralov, ale aj iné početné fosílie alebo ich detrit (zastúpené sú ľaliovky, brachiopódy, gastropódy, ostrakódy, foraminifery, koralý, lamelibranchiáty a vápnité hubky).

Súvrstvie je bohaté na fosílie. Z lokality od Banky uvádza Stur (1860) *Terebratula gregaria* SUESS a *Plicatula intusstriata* EMMR. Stache (1864) od Banky uvádza *Terebratula gregaria* SUESS, *Avicula contorta* PORTL., *Plicatula intusstriata* EMMR., *Lima gigantea*, *Neoschizodus posterus* QUENST. a *Turbo* sp. Z opusteného lomu, t. j.

pravdepodobne z rovnakej lokality ako Stur (1860) a Stache (1864), uvádza Kochanová (l. c.) *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK), *Chlamys* sp., *Propeamussium* (*Parvamussium*) *schaftäutli* (WINKLER), *Plicatula* cf. *archiaci* (STOP.) a *Rhaetina gregaria* (SUESS). Michalík (1975) z rovnakej lokality ešte uvádza *Atreta intustiata* WINKLER. Z lokality v Radošine nad liehovarom uvádza Kochanová (1965) *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK), *Propeamussium* (*Parvamussium*) *schaftäutli* (WINKLER), *Chlamys trigeri* (OPPEL), *Ch. valoniensis* (DEFR.), *Ch. cf. bavarica* (WINKLER) a *Ch. cf. falgeri* (MER.). Michalík (1975) z lokality 100 m od turistickej chaty na Bezovci určil *Thecosmilia clathrata* EMMRICH, *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK), *Chlamys* sp., *Lopha haidingeriana* (EMMRICH), *Placunopsis alpina* (WINKLER) a *Pleuromya* sp. Michalík (l. c.) uvádza aj *Rhaetina gregaria* (SUESS), *Chlamys* cf. *mayeri* (WINKLER), *Chlamys* cf. *favrii* (STOP.), *Atreta intustiata* (EMMRICH), *Zeileria austriaca* (ZUGM), *Spiriferina* cf. *uncinata* a *Rhynchonella* sp., ktoré Kochanová (1965) uvádza z chočskej jednotky. Michalík (l. c.) z lokality Hubina uvádza ešte *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK), *Chlamys winkleri*, *Rhaetina gregaria* (SUESS) a z lokality Gonove lazy *Chlamys* cf. *valoniensis*, *Chlamys* cf. *dispar*, *Chlamys* sp. a *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK).

Vek na základe uvedenej fauny je rét. Na základe práce Gaždzického et al. (1979) vek bázy súvrstvia rétu (v priestore hronika) je vyšší spodný rét. Vek stanovil už Stur (1860), ktorý o horninách fatranského súvrstvia (pod názvom kössenské vrstvy) vystupujúcich pri Podhradí pri Slivnici uviedol, že sú uložené s južným sklonom a sú „... ľahko poznateľné podľa početných, zvetralých priere-zov skamenelín...“

109a dolomity (rét)

V eróznych ryhách a v opustenom lome v údolí ústiacom do Moravian asi 1 km v. od Moravian vystupujú tmavosivé až čierosivé mikrokryštalické stromatolitové dolomity. Vzhľadom na ich pozíciu v nadloží sedimentov fácie karpatského keuperu a podloží kopieneckých vrstiev, ako aj vzhľadom na ich litologický charakter (odlišný od keuperských dolomitov, podobný skôr s ram-sauskými, resp. s hlavnými dolomitmi) je možné považovať ich za súčasť fatranského súvrstvia.

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

Rozloženie sedimentov kopieneckého súvrstvia je obdobné ako rozloženie sedimentov fácie karpatského keuperu. Severne od Novej Lehoty tvoria horizont izolovaných šošovkovitých telies vystupujúcich v normálnom postavení, t. j. v nadloží hornín fatranského súvrstia a v podloží allgäuských vrstiev. Podobnú pozíciu má kopienecké súvrstvie aj na západnom okraji pohoria (v. od Banky a Moravian a s. od Sokoloviec, kde tvorí pomerne rozsiahle plochy; menšie plochy zaberá medzi Bankou a Ratnovcami a v eróznej ryhe j. od Ratnoviec), v kryhe Marhátu (v Radošine napr. pri liehovare) a v kryhe Úhradu (v Podhradí). V úseku od doliny Striebornice po Dominovu kopanicu však sprevádza množ-

stvo erozívne alebo tektonicky izolovaných telies fatranského súvrstvia, zdanlivo alebo skutočne zavrásnených v horninách karpatského keuperu.

Kopienecké súvrstvie leží v nadloží fatranského súvrstvia. Hranica medzi nimi je stanovená nástupom kremenných vápnitých pieskovcov. Nadložným súvrstviem sú škvrnité vápence allgäuských vrstiev (fleckenmerglu), okrem malej výnimky pod Bezovcom (kde nadložím sú horniny trlenského súvrstvia).

Súvrstvie pozostáva z kremenných vápnitých, dobre vytriedených pieskovcov, ílovitých a ílovito-piesčitých bridlíc a vápencov s organickým detritom. Vápence s organickým detritom (krinoidy, bivalviá a brachiopódy) až organo-detritické vápence (najmä krinoidové a krinoidovo-oolitické), miestami lumachellové, sú sivej, modrosivej až čierosivej farby. Zvetrávaním nadobúdajú hnedosivú až okrovú farbu. Sú vrstvovité, s nerovnými vrstvovými plochami, s hrúbkou vrstiev 2 – 30 cm. Častá je laminovaná textúra. Obsahujú prímies kremeňa piesčitej frakcie. Vápnité ílovce a piesčité ílovce sú sivozelenej, modrosivej, čierosivej, hrdzavej až okrovej farby. Charakteristická je sľudnatosť. Vápnité vrstvovité, dobre vytriedené pieskovce (s hrúbkou vrstiev 1 – 15 cm) s laminovanou textúrou, za čerstva modrosivej farby, zvetrávajú do hnedohrdzava.

Podľa horninového obsahu a prítomnosti litorálnej fauny (*Chlamys* sp.) je kopienecké súvrstvie zhodné s grestenskými vrstvami. Odlišuje sa od neho menšou hrúbkou, chýbaním uhoľných slojov so zástupcami *Cycadopsida* a menším stratigrafickým rozsahom.

Fauna: Kochanová (1965) z lomu pri liehovare v Radošine uvádza: *Plagiostoma valoniensis* (DEFR.), *Plicatula (Plicatula) hettangiensis* (TERG.), *Liostrea irregularis* (MÜNST.) a *Modiolus* sp. Michalík (1965) z lokality Gonove lazy uvádza *Cardinia momomya*, *C. copides*, *Modiolus* sp. a *Anomia* sp. Vek preukázaný faunou je hetanž. Spodnoliasový vek súvrstvia stanovil už Stache (1864), ktorý súvrstvie opísal južne od Ratnoviec. Vápence jury pri Podhradí pri Slivnici poznal už Stur (1860).

107 súvrstvie Nového sveta: tmavosivé, sivé, svetlohnedé a zelenkavé jemno- až hrubozrnné krinoidovo-piesčité vápence s rohovcami, prachovité vápence (hetanž – sinemúr)

Nižšiu časť liasu zliechovskej sekvencie tvorí litologicky pomerne pestrá formácia blízka súvrstviu Nového sveta, prípadne trlenskému súvrstviu. Vyskytuje sa na relatívne veľkej ploche v okolí Hradišťa a z. od Balšanovej kopanice. Dosahuje hrúbku do 100 m. K tomuto súvrstviu boli podmienenečne zaradené aj piesčito-krinoidové vápence s hľuzami rohovcov, ktoré sa zistili len v okolí turistickej chaty Bezovec. Vystupujú v nadloží kopieneckého súvrstvia a v podloží allgäuských vrstiev.

Formáciu tvoria lavicovité (prevažne do 0,8 m), resp. skrytovrstvovité čierne, tmavosivé, sivé a hnedé, jemno- až hrubozrnné krinoidové až krinoidovo-piesčité vápence s hľuzami tmavých (hnedých) rohovcov. Vápence sú prestú-

pené kalcitovými žilkami, často bývajú brekciovité. Rohovce dosahujú hrúbku 0,1 m a dĺžku 1 m, majú typický ostrohranný rozpad. Smerom do nadložia sa zmenšuje zastúpenie rohovcov, ktoré tvoria zväčša len drobné nepravidelné hľúžky. Okrem tmavých krinoidových vápencov sa zriedkavejšie vyskytujú aj ílovité až veľmi jemnozrnné (prachovité) tmavohnedosivé vápence (s afinitou k typom charakteristickým pre kopiencke súvrstvie) a svetlé (svetlosivohnedé, zelenkavosivé a béžové) celistvé aj jemnodetritické vápence ($\pm$ rohovce), miestami s náznakmi hľuznatosti (sv. svah Hradišťa). Ojedinele sa na malom priestore a v ťažko identifikovateľnej pozícii nachádzajú aj tmavofialové, tmavočervené a červenohnedé ílovité a prachovité hľuznaté vápence, jemnodetritické až detritické, a krinoidové vápence „adnetského“ a „hierlatzského“ typu, vzácné aj klastické vápence (mikroparabrekcie) vykazujúce istú príbuznosť k typom vyskytujúcim sa v prístodolskom súvrství.

Tmavosivé krinoidové vápence z mikrofaciálneho hľadiska zodpovedajú krinoidovým biosparitom (krinoidovým grainstonom). Z organických zvyškov sa okrem článkov ľalioviek vyskytujú ostne ježoviek a úlomky hrubostenných lastúrníkov. Axiálne kanáliky krinoidov sú niekedy vyplnené autigénnym kremeňom.

Tmavočervený prachovitý krinoidový vápenec (makroskopicky pripomínajúci „adnetský“ typ) štruktúrne predstavuje krinoidový biomikrit (krinoidový *packestone/wackestone*) s pasážami filamentovej mikrofácie. Zistila sa prítomnosť lagenidových dierkavcov (*Lenticulina* sp., nodosáriové formy), našli sa úlomky hrubostenných lastúrníkov, ostne ježovky a stopy po vŕtavých organizmoch. Klastické prímes tvorí undulózny kremeň piesčitej frakcie a vzácné sľudy.

Mikrofaciálne zaujímavý typ predstavujú vzorky z červenohnedého jemnozrnného vápenca a z karbonátovej mikroparabrekcie, ktoré zodpovedajú intra-biopelmikrosparitu (intraklastovo-biogénno-peloidnému *wackestonu*). Klastickú zložku tvoria úlomky piesčitých, piesčito-krinoidových, krinoidových, biopelmikritových a biosparitových vápencov a kremeň piesčitej frakcie. Organickú zložku reprezentujú fragmenty ostnatokožcov, dierkavce [*Dorothia oxycona* (REUSS), *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp.], lastúničky, ostne ježoviek, úlomky aptychov a *Globochaete alpina* LOMBARD. Prítomné sú mikrostylolity, zvýraznené oxidmi Fe. Vo vzorke NM-32/2 (pozri geologickú mapu 1 : 25 000, list Nové Mesto n. Váhom) sa zistila prítomnosť úlomku bivalviovo-foraminiferového biosparitového vápenca s foraminiferami zóny *Angulodiscus pokornyi* – *Angulodiscus friedli* (vrchný norik – rét). Tento typ vápencov vykazuje istú afinitu k prístodolskému súvrstvíu.

Čierne ílovité vápence („kopienckeého“ typu) z mikrofaciálneho hľadiska zodpovedajú pelbiomikritom, pelbiomikrosparitom až pelbiosparitom (peloidno-biogénnym *wackestonom* až peloidno-biogénnym *grainstonom*) s peloidmi, karbonátovým detritom a zriedkavým biodetritom (fragmenty ostnatokožcov, dierkavcov, hrubostenných lastúrníkov, misky lastúničiek, filamenty a ostne ježoviek). Sporadicky je prítomný klastický kremeň prachovej a piesčitej frakcie, zriedkavo autigénny kremeň, klence karbonátov, hydrosľudy a pyrit.

Na západnom okraji pohoria allgäuské vrstvy vystupujú len 1,5 km východne od Moravian na južných svahoch doliny Striebornice. Stache (1864) zo Sokoloviec uvádza nález *Ammonites nodotianus* d'ORB., t. j. *Paltechioceras nodotianum* (d'ORB.), ktorý by na základe stratigrafického rozpätia (lotaring) mal síce pochádzať z allgäuských vrstiev, ale ich výskyt pri Sokolovciach sa novšie nepodarilo potvrdiť. V úseku Hubina – Nová Lehota v dôsledku tektonického rozvlečenia sú vrstvy zachované len nesúvislo v podobe málo hrubých a málo rozsiahlych šošovkovitých telies napríklad pri Hubine, v. od Grnice, v. od Teplého vrchu a sz. od Staréj Lehoty. Podstatne väčšiu hrúbku a súvislosť nadobúda táto fácia v pomerne širokom okolí Bezovca. Horniny allgäuských vrstiev vystupujú aj v kryhe Úhradu (na lúkach rozprestierajúcich sa južne od kóty 367, t. j. južne od východného okraja obce Podhradie a na zalesnených svahoch južne od lokality Beňovská južne od salaša).

Allgäuské vrstvy vystupujú v nadloží kopienekých vrstiev (výnimku tvorí len menšie teleso ?trlenského súvrstvia pri turistickej chate Bezovec). V ich nadloží v tektonizovanom (tektonicky rozklzanom) úseku medzi Hubinou a Novou Lehotou pri (?primárnej) neprítomnosti fácie kremitého fleckenmerglu vystupuje ždiarske súvrstvie, prípadne ílovité vápence vrchnej jury až spodnej kriedy. V okolí Bezovca však nadložným súvrstvím allgäuských vrstiev je súvrstvie kremitého fleckenmerglu.

Súvrstvie tvoria sivé vrstvovité (hrúbka vrstiev 10 – 40 cm) škvŕnité ílovité vápence (biomikrity) striedajúce sa s ílovitými bridlicami. Organické zvyšky zastupujú kalcifikované ihlice hubiek, úlomky článkov ľalioviek, foraminifery, ostrakódy, ostne ježoviek a rostrá belemnítov, v okolí Bezovca aj amonity.

Vek: Škvŕnité slieňovce pri Podhradí neďaleko Slivnice poznal už Stur (1860). Zistil v nich zle zachované, ale ešte určiteľné amonity lotaringu (*Ammonites raricostatus* ZIETH. a *Ammonites Nodotianum* d'ORB). Rakús (in Havrila a Vaškovský, 1983) z materiálu M. Havrila z okolia Bezovca určil *Echioceras raricostatum* ZIETEN. Na základe pozície vo vrstvovom slede predpokladáme celkové stratigrafické rozpätie súvrstvia lotaring – toark.

105 kremitý „fleckenmergel“: kremité ílovité škvŕnité vápence (álen)

Horniny kremitého fleckenmerglu vystupujú v telese veporika Považského Inovca len severne od Novej Lehoty. Tvoria rozsiahle, viac-menej súvislé teleso v širšom okolí Bezovca. V úseku Hubina – Nová Lehota túto fáciu Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983) kartograficky nevyčlenil. Bez detailného terénneho výskumu nebolo možné rozhodnúť, či bola zahrnutá do fácie allgäuských vrstiev, alebo či sa v tomto úseku nevyskytuje. Druhá alternatíva naznačuje výraznejšie prehlbovanie bazénu veporika v oblasti severne od Novej Lehoty, na rozdiel od

južnejšej časti bazénu. Podobný stav v Považskom Inovci sme pozorovali aj v inoveckej sukcesii.

Teleso hornín kremitého fleckenmerglu, okrem malých výnimiek spôsobených tektonicky, leží v podloží ždiarskeho súvrstvia, resp. v podloží drobných šošoviek adnetských vápencov a v nadloží allgäuských vrstiev. Tektonicky leží (pravdepodobne v dôsledku rozklzania vrstvomého sledu) aj v nadloží starších členov vrstvomého sledu, extrémne aj v nadloží porubského súvrstvia inoveckej sukcesie.

Ílovité mikrokryštalické vápence fácie kremitého fleckenmerglu sú veľmi silno prekremenené. V dôsledku toho sa tektonicky postihnutá hornina rozpadá na ostrohrannú, polygonálne obmedzenú drvinu. Veľmi zreteľnú vrstvitosť horniny možno väčšinou pozorovať len na umelých a pomerne čerstvých odkryvoch. Vápence sú na čerstvom lome béžovosivé, sivé až tmavosivé. Vetraním nadobúdajú hnedosivú až hrdzavohnedú farbu. Pri vetraní sa na povrchu klastov v dôsledku vylúhovania vápnitej zložky vytvára korozívny porózny lem. Charakteristickým znakom horniny je striedanie svetlejších a tmavších lamín paralelných s vrstvitosťou, často oddelených filmom ílových minerálov. Laminy sa často vyklinujú alebo majú v reze šošovkovitý tvar. Je to teda, na rozdiel od fácie allgäuských vrstiev, iný typ škvŕnitosti – pravdepodobne tu nejde o bioturbáciu. Mikrofaciálne ide o mikrit, biomikrit a mikrosparit (čiastočná rekryštalizácia) obsahujúci usmernený organodetrit. Z neho možno identifikovať ihlice hubiek a zriedkavé foraminifery (*Lenticulina* sp.), najmä však silne stlačené a rekryštalizované schránky rádiolárií, ktoré nadobudli vretenovitý tvar. Železitý pigment sa koncentruje najmä na foliačné plochy.

Fauna: Rakús (in Havrila a Vaškovský, 1983) z materiálu M. Havrila pochádzajúceho zo širšieho okolia Bezovca určil jeden exemplár amonitu ako *Pleuroceras* sp. (vrchný domér) alebo ako *Tmetoceras* sp. (álen). Z hľadiska geologickej pozície hornín, z ktorých sa amonit získal, ako správne sa javí určenie álenského veku horniny. Potvrdzuje predchádzajúce názory na vek fácie (Andrusov, 1933; Mišík a Rakús, 1964).

104 adnetské vrstvy: červenofialové a hnedoružové mikritické vápence (?álen – ?bajok)

Horniny adnetských vrstiev sa zistili len v severnej časti telesa veporika Považského Inovca medzi Bezovcom a Hrádockou dolinou (napr. 600 m sz. až z. od Bezovca, 300 – 350 m v. od hrebeňa Javorníček a j. od Balšánovej kopanice). Zachované sú vo forme malých šošovkovitých telies vystupujúcich v nadloží kremitého fleckenmerglu a v podloží ždiarskeho súvrstvia. Množstvo blokov týchto vápencov sa vyskytuje v sutinách severne od lokality Pod Sokolmi.

Adnetské vrstvy sú tvorené červenofialovými, menej hnedoružovými až sivozelenými mikrokryštalickými vrstvitými až hľuznatými, vzájomne sa striedajúcimi vápencami. Vápence svetlejších odtieňov sú bez ílovej prímеси, červe-

nofialové polohy sú zreteľne ílovité. Obe fácie obsahujú prímes drobnozrnného organodetritu, najmä detritu článkov ľalioviek. Bežne sa v nich vyskytujú aj rostrá belemnítov. Aj makroskopicky je zreteľná bioturbácia. Vápence adnetských vrstiev sú bioturované biomikrity. Obsahujú úlomky článkov ľalioviek, ostne ježoviek, schránky foraminifer, ihlice hubiek, schránky juvenilných amonitov a úlomky schránok lamelibranchiát. Pozoruhodná je prímes zŕn siliciklas-tického kremeňa.

Vek: Andrusov (in Andrusov a Samuel, 1983) uvádza stratigrafické rozpätie adnetských vrstiev spodného subatranského (krížňanského) príkrovu v rozpätí lotaring – toark. Pozícia adnetských vrstiev vo veporiku Považského Inovca poukazuje na stratigrafické rozpätie na rozhraní álenu a bajoku.

103 ždiarske súvrstvie: rádioláριοvé vápence, rádiolarity a kremité vápence (kelovej – oxford)

Nesúvislý a úzky pruh hornín ždiarskeho súvrstvia sa tiahne terénom v úseku medzi dolinou Kalištia a Novou Lehotou. Podstatne väčšiu hrúbku a súvislosť nadobúda táto fácia v pomerne širokom okolí Bezovca. Súvrstvie vystupuje aj v kryhe Úhradu (jeho nesúvislý pruh možno sledovať od pramennej oblasti potoka Slivnička smerom na severozápad až západ cez celú obec Podhradie až po jej západné zakončenie).

Súvrstvie vystupuje v nadloží allgäuských vrstiev (južne od Novej Lehoty), resp. v nadloží hornín kremitého fleckenmerglu a v nadloží sporadických šošoviek adnetských vápencov (v širšom okolí Bezovca) a v podloží ílovitých vápencov vrchnej jury – spodnej kriedy, resp. v širšom okolí Bezovca aj v podloží sporadicky sa vyskytujúcich šošoviek jaseninského súvrstvia.

Mikrokryštalické rádioláριοvé vápence (mikrity a biomikrity) béžovej, sivej, sivozelenej a ružovej farby sú zreteľne vrstvovité (s hrúbkou vrstiev 2 – 20 cm). Vyznačujú sa rovnými vrstvovými plochami. Obsahujú polohy a hľuzy rádiolaritov rovnakých farieb. Vrstvy vápencov sa často striedajú s tenkými vrstvami sivozelených a červenofialových bridlíc. Vápence obsahujú ihlice hubiek (často kalcifikované), deformované schránky rádiolárií, aptychy a detrit článkov ľalioviek.

Vek: Na základe spoločenstva rádiolárií Polák a Ondrejčíková (1993) stanovili stratigrafické rozpätie súvrstvia v intervale vrchný kelovej – oxford. Z pozície súvrstvia vo vrstvovom slede však vychádza širší časový interval (?bajok – oxford) sedimentácie súvrstvia.

102 jaseninské súvrstvie: ružové vrstvovité vápence a tmavočervené hľuznaté vápence (kimeridž – spodný titón)

Výstup hornín jaseninského súvrstvia sa zistil len v severnej časti telesa veporika 600 – 700 m jz. od Bezovca a v priestore Hrádockej doliny (východne od Polákovej kopanice a južne od Balšánovej kopanice). Súvrstvie je zachované

v sporadicky sa vyskytujúcich drobných šošovkovitých telesách vystupujúcich nad ždiarskym súvrstvom a pod rozsiahlou masou ílovitých vápencov vrchnej jury až spodnej kriedy.

Tvoria ho tenkovrstvovité (s hrúbkou vrstiev 2 – 10 cm) ílovité laminované vápence sivozelenej, ružovej a červenofialovej farby. V minulosti sa označovali ako sakokómovo-apytychové vápence. Sú to biomikrity, charakterizované najmä sakokómovou mikrofáciou. Sú v nich zachované aj schránky rádiolárií, tenkostenné lamelibranchiáty a apytychy.

Vek súvrstvia je stanovený na základe stratigrafického rozpätia výskytu *Saccocoma* sp.

101 ílovité tenkovrstvovité vápence (vrchný titón – vrchný barém), mraznícké súvrstvie: svetlosivé a sivé ílovité vápence, slieňovce (valangin – barém)

Vápence vrchnojursko-spodnokriedového veku tvoria v južnom úseku svojho výskytu (v spodnej časti vinohradov a nižšie pod nimi na západnom úpätí pohoria asi 1 km severne od Ratnoviec a medzi Hubinou a lokalitou Kalištia) horizont nesúvislých drobných až pomerne rozsiahlych telies vystupujúcich v nadloží viacerých členov vrstvomého sledu (extrémne v nadloží hornín fácie karpatského keuperu). V tomto úseku v ich nadloží nevystupuje porubské súvrstvie, ale horniny triasového veku patriace k tektonickej jednotke hronika. Severne od lokality Kalištia vápence vrchnojursko-spodnokriedového veku tvoria súvislé a pomerne hrubé teleso. V jeho podloží vystupuje vrstvomý sled, ktorý je smerom na sever zachovaný čoraz kompletnejšie. V jeho nadloží v úseku od lokality Kalištia až po hrebeň spájajúci Bezovec s Javorníkom sa zachovalo aj rozsiahle teleso porubského súvrstvia, ktoré severne od spomenutého hrebeňa, t. j. na južných svahoch Hrádockej doliny, opäť chýba. Horniny tohto súvrstvia vystupujú aj v kryhe Úhradu (tvoria pomerne široký súvislý pruh, sledovateľný od pramennej oblasti potoka Slivníčka pozdĺž celej obce Podhradie temer až po chatovú osadu západne od obce).

Viac či menej ílovité vápence svetlosivej farby sú kalové až mikrokryštalické (biomikrity), tenkovrstvovité (s hrúbkou vrstiev 2 – 15 cm, miestami 30 – 45 cm) až bridličnaté, s rovnými vrstvomými plochami, s hladkým lastúrnatým lomom a s typickou bielou patinou. Lokálne obsahujú tmavšie škvrny a podobajú sa na horniny allgäuských vrstiev (fleckenmerglu). Prevrstvujú sa s vápnitými ílovcami sivej farby. Pomer oboch zložiek sa mení, spravidla sú v prevahe vápence. Nezriedka obsahujú rostrá belemnitov a detrit článkov ľalioviiek. Z mikroorganizmov sú zastúpené najmä schránky tintiníd, zriedkavejšie rádiolárií a ostrakódov. Na rozdiel od podobných vápencov vystupujúcich v tatriku, neobsahujú hľuzy rohovcov, no vyskytujú sa v nich telesá mixtitov. Základná masa mixtitov je viac-menej zhodná s opísanými ílovitými vápencami (biomikritmi). Sú v nej však „utopené“ voľne rozptýlené sivé (tmavšie ako základná masa) intraklasty-intraplasty arenitovej až ruditovej zrnitosti, pričom základná masa silne prevláda.

V minulosti sa označovali ako kalpionelové vápence, resp. slienité vápence titónu až neokómu. V súčasnosti sa horniny tejto časti sledu zaraďujú k osnickému a mraznickému súvrstviu. Horniny, ktoré sme študovali, sa však s nimi litologicky celkom nestotožňujú.

Fosílie a vek: Kullmanová in Havrila a Vaškovský (1983) z materiálu M. Havrila (d. b. č. 872/80) z mixtitov určila *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISH, *Crassicollaria parvula* REMANE, *C. massutiniana* (COLOM), *C. intermedia* (DURAND et DELGA), *Tintinopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Lorenziella hungarica* KNAUER et NAGY, *Cadosina lapidosa* VOGLER, *Tintinopsella remanei* BORZA, *Calpionellites darderi* (COLOM), *Calpionellopsis oblonga* (CADISH), *C. simplex* (COLOM), *Colomisphaera carpathica* BORZA, *Gemeridella* BORZA et MIŠÍK, *Globochaete* LOMBARD, *G. tatrica* RADVAŇSKI, *Didemnum carpathicum* MIŠÍK et BORZA, *Lenticulina* sp. a detrit článkov ľalioviek. Vek uvedeného spoločenstva je berias. Boorová (in Havrila et al., 1998) zo zárezu cesty nad salašom západne od Dastinského kopanice (d. b. č. 1096/C) určila *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH, *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Tintinopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *T. cf. longa* (COLOM), cf. *T. subacuta* (COLOM), *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH) a *Globochaete alpina* LOMBARD. Je to spoločenstvo spodnej časti vrchného beriasu (v zmysle Popa, 1994). Spodná hranica súvrstvia na základe vystupovania súvrstvia v nadloží jaseninského súvrstvia je vyšší titón. Vrchná hranica nie je faunisticky preukázaná. Pravdepodobný vek je vrchný barém. Ferenczi (1918) zaradil súvrstvie do spodného liasu pod názvom „spodnoliasové grestenské vápence“. Mahel' (1967) súvrstviu priradil titónsko-neokómsky vek.

100 vlkolínska brekcia: organodetritické vápence a karbonatické mixtity (?apt)

Drobné šošovky týchto hornín vystupujú medzi ilovitými vápencami vrchnej jury až spodnej kriedy a porubským súvrstvím 1 km jv. od Starej Lehoty, asi 300 m jv. od kóty 459,0.

Súvrstvie tvoria telesá karbonatických parazlepencov (d. b. č. 316/80), zložených najmä z masívnej nevtrstvomitej horniny pozostávajúcej zo základnej biointramikritickej, prevažne však biointrasparitickej hmoty s krinoidovo-foraminiferovou mikrofáciou a z intraklastov „utopených“ (vzájomne sa nedotýkajúcich) v základnej hmote. Základnú hmotu tvoria sivé až čierosivé vápence obsahujúce rozličné alochémy. Zastúpené sú najmä úlomky krinoidových článkov (tvoria absolútnu väčšinu bioklastov a vápence tak možno hodnotiť ako vápence s drobnými klastami krinoidov až drobnokrinoidové vápence), ježoviek, lastúrníkov, foraminifer a intraklasty. Základná hmota silno prevláda nad intraklastami, ktoré miestami úplne chýbajú. Tým hornina stráca charakter parazlepencov. Intraklasty dosahujú veľkosť od niekoľko mm do 5 cm. Sú viac-menej zaoblené. Majú svetlejšiu farbu ako základná hmota. Sú to prevažne sparity. Podobné horniny pod názvom vlkolínska brekcia zo Západných Karpát opísal Jablonský (1978) a charakterizoval ich ako sklzy. O ojedinelom výskyte hrubolavicovitých tmavosivých jemnozrnných vápencov aptu, prestúpených ojedinelými hľuzami rohovcov, informoval Mahel' (in Mahel' et al., 1967).

Fosílie: Salaj (in Havrila a Vaškovský, 1983) z výbrusového materiálu M. Havrila z d. b. č. 316a/80 určil foraminifery *Dorothia (Marsonella) oxycona* (REUSS), *Anomalina* sp., *Discorbis* sp., *Quinqueloculina* sp., *Gaudriyna* sp., *Spiroplectammina* sp. a *?Pleurostomella* sp. a z d. b. č. 427/80 *Gaudriyna* sp., *Anomalina* sp., *Hedbergella* sp. (cf.) *infracretacea* a drobné rotaloidné prierezy.

Vek: Podľa Salaja (in Havrila a Vaškovský, 1983) na základe mikrofácie a typu prierezov textuláriových foraminifer je vzorka 316a/80 zhodná so vzorkou U-6 z profilu urgónu Butkovského bradla – podľa pozície vo vrstvovom slede je najpravdepodobnejší jej vrchnoaptský vek.

99 porubské súvrstvie: pieskovce, ílovce a piesčité vápence (alb – spodný cenoman)

Pomerne rozsiahle teleso tvorené horninami porubského súvrstvia vystupuje na povrch len medzi hrebeňom Grnica – Gonove lazy a hrebeňom Javorníček – Bezovec. Sústava čiastkových príkrovov (duplexov) hronika preto v úseku Hubina – Grnica a v úseku severne od hrebeňa Javorníček – Bezovec leží na ílovitých vápencoch vrchnej jury – spodnej kriedy, miestami však aj v nadloží hornín fácie karpatského keuperu (južne od Grnice). Menšie teleso porubského súvrstvia sa zachovalo aj v kryhe Úhradu (väčšia časť obce Podhradie a poľnohospodársky obrábaných pozemkov patriacich k intravilánu obce sa rozprestiera na plošine tvorenej sedimentmi porubského súvrstvia, ktorá sa rozprestiera južne od morfológického stupňa tvoreného vápencami kriedy a severne od nízkeho hrebienka Topoľčianskeho hradu tvoreného sedimentmi hronika).

Porubské súvrstvie je najvyšší člen vrstvového sledu veporika. Vystupuje v nadloží ílovitých vápencov vrchnej jury – spodnej kriedy, niekedy aj v nadloží sporadicky sa vyskytujúcich šošoviek organodetrítických vápencov a karbonátických mixtitov ?aptu. Vystupovanie v nadloží iných členov vrstvového sledu má tektonické príčiny.

Porubské súvrstvie zastupuje flyšová fácia senkovských vrstiev. Tvorí ho najmä pelitická litofácia (ílovce a bridlice) a peliticko-psamitická litofácia (vápnité pieskovce). Zriedkavá je peliticko-karbonátová litofácia (bridličnaté škvrnité vápnité ílovce až ílovité vápence). Lupeňovito sa rozpadajúce sivé, sivohnedé a čiernosivé ílovce sú vápnité. Drobové pieskovce majú na čerstvej lomovej ploche sivú až modrosivú farbu. Vetraním nadobúdajú hrdzavohnedú farbu. Sú vápnité, vrstvovité (s hrúbkou vrstiev 2 – 15 cm), jemno- až hrubozrnné. Tvorí ich najmä slabo opracovaný klastický kremeň, menej úlomky karbonátov, sľudy a živce. Z akcesórií je bežný pyrit. Z textúr sa v pieskovcoch vyskytuje gradačné zvrstvenie a paralelná aj šikmá laminácia. Ojedinele je prítomná rastlinná sečka.

Fosílie a vek: Ferenczi (1918) súvrstvie pod názvom „spodnoliasové grestenské pieskovce“ zaradil do spodného liasu. Jablonský (in Samuel et al., 1988) uvádza stratigrafický rozsah porubského súvrstvia Západných Karpát alb – spodný cenoman. Salaj a Samuel (1966) z najspodnejších častí súvrstvia získali *Haplophragmoides nonionoides* (REUSS),

Rhizamina cf. *indivisa* BRADY, *Ammodiscus tenuissimus* (GÜMBEL), *Glomospirella gaultina* (BERTHELIN), *Glomospira* cf. *charoides* (JONES et PARKER), *Trochamminoides* sp., *Haplophragmoides cushmani* LOEBLICH-TAPPAN, *Haplophragmoides* sp. a *Spiroplectammina* cf. *complanata* (REUSS). Z vyššej časti súvrstvia uvádzajú planktonické exempláre *Hedbergella roberti* (GANDOLFI) a *H. trocoides* (GANDOLFI). Z vyšších vrstiev uvádzajú *Thalammirella* cf. *ticinensis* (GANDOLFI).

Pozoruhodný je výskyt hornín verfenských vrstiev spodného triasu na báze telesa veporika sv. od Bezovca. Maheľ (in Maheľ et al., 1967, s. 123) za najspodnejší člen zliechovskej série križňanskej jednotky považoval v Považskom Inovci gutensteinské vápence. Výskyt verfenských vrstiev sa dá očakávať skôr vo viac tylovej časti príkrovu pod masami dolomitov na juhu pohoria. Treba preto pripomenúť vystupovanie hornín spodného triasu (lúžňanských kremencov a verfenských vrstiev sprevádzaných aj gutensteinskými vápencami) v južnej časti pohoria medzi Studenou dolinou a Teplíčkou. Všeobecne sa dlhodobejšie zaraďujú k tatriku, ale ich vystupovanie v podloží dolomitov veporika ponúka aj možnosť považovať ich za jeden sled.

Faktom hodným povšimnutia v rámci veporika Považského Inovca je rozloženie karbonátových hornín stredného až vrchného triasu (najmä ramsauských a hlavných dolomitov) na báze príkrovového telesa veporika. Na rozdiel od južnej časti pohoria, kde tieto horniny (v priestore od Hlohovca až po spojnicu Banka – Radošina a v priestore kryhy Marháta) tvoria súvislé mohutné a plošne rozsiahle telesá (telesá), sú na území listu Horná Streda zachované len sporadicky a tvoria len relatívne malé nesúvisiace telesá. Zistili sa tri telesá: južné z nich sa tiahne od doliny Striebornice smerom ku Gonovým lazom, stredné vystupuje medzi Dominovou kopanicou a Novou Lehotou a severné, najrozsiahlejšie z nich, sa rozprestiera medzi Bezovcom a Hrádockou dolinou. V úsekoch medzi uvedenými telesami na báze telesa veporika vystupujú horniny karpatského keuperu, výnimočne aj horniny vyššej časti vrstvomého sledu. Rozloženie telies dolomitov možno pravdepodobne vysvetliť šikmým stnutím vrstvomého sledu pri individualizácii tektonických telies. Výskyt lunzských vrstiev v spomenutých telesách je zanedbateľný.

Pozoruhodným javom, ktorý M. Maheľ považoval za typický znak križňanského príkrovu, mala byť stavba príkrovu charakterizovaná prevrásnením s mnohými digitáciami, a to v spodnej časti telesa budovanej horninami triasu až keuperu, rétu a strednotriasovými dolomitmi (Maheľ, 1951, s. 159). Túto predstavu prezentoval už Hynie (1927). Digitácie tvorené strednotriasovými horninami znázornil Maheľ (1951b, obr. 1) južnejšie od územia zobrazeného na liste Horná Streda (na liste Piešťany). Na území listu Piešťany je prítomná práve táto spodná časť príkrovu. Dôkazom digitácií mal byť pruh gutensteinských vápencov uprostred dolomitov, interpretovaný ako jadro digitácie. Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983) predložil inú predstavu stavby križňanského príkrovu (mierne klenbovitá stavba) a vápence, dovtedy pokladané za gutensteinské, zaradil k podhradským vápencom. Na území listu Horná Streda je zachovaná najmä vyššia (vrchnotriasová až kriedová) časť príkrovu. V tejto časti sledu a na tomto území sa digitácie podľa Maheľa (1951a, tab. LIV, s. 158 – 160) sústreďujú v priestore výskytu hornín fácie karpatského keuperu (medzi Hubinou a Novou Lehotou). Stavba príkrovu však podľa Maheľa (1951a, s. 158) nie je všade rovnaká: „... pri severnom okraji lehotskej muldy, kde sa vynára križňanský príkrov spod chočského príkrovu, je jeho stavba jednoduchá, bez digitácií. V samotnej mulde na vrchu Bezovec javí príkrov lokálne zdigitovanie len mladších útvarov: doger – neokóm.“ K tomu treba povedať, že horniny karpatského keuperu sú na území listu Horná Streda (platí to pre celé pohorie Považský Inovec) v telese veporika rozmiestnené veľmi nerovnomerne. Plošne veľký rozsah majú

v priestore medzi Hubinou a Dominovou kopanicou. Smerom k Novej Lehote majú ešte stále významné zastúpenie, ale v oblasti Bezovca ich rozsah je zjavne menší. Na základe vystupovania rôznych litostratigrafických jednotiek v priamom nadloží hornín fácie karpatského keuperu sa možno domnievať, že pri presúvaní príkrovov sa odlepil vrstvomý sled v nadloží fácie karpatského keuperu a že toto vrchné teleso sa pohybovalo (klzalo) sčasti nezávisle od spodného telesa. Pri tomto procese sa plastické horniny fácie karpatského keuperu hromadili v niektorých priestoroch. To umožnilo ich prevrásnenie s mladšími horninami, zreteľné v priestore medzi Moravanmi a dolinou Kalištia. Prevrásnenie pravdepodobne spôsobil tlak a pohyb vrchného odlepeného telesa a umožnila ho plasticita hornín fácie karpatského keuperu. Tento proces by umožnil pochopiť aj tvrdenie Maheľa, že v oblasti Bezovca sú zdigitované len mladšie útvary.

Na základe predkladanej mapy možno konštatovať prevrásnenie niektorých častí, nie však ich zdigitovanie. Horniny v oblasti Bezovca majú normálne uloženie. Dolomity vystupujúce severne od Bezovca sú silne vnútorne prevrásnené. Možno to tvrdiť na základe pozorovania smerov a sklonov vrstiev.

HRONIKUM

Úvod (M. Havrila)

História výskumu hronika sa začala odvíjať v päťdesiatych rokoch 19. storočia. V tom čase bolo v Západných Karpatoch vyčlenené množstvo litostratigrafických jednotiek, o ktorých sa neskôr zistilo, že patria k hroniku⁴. Onedlho sa začali hromadiť biostratigrafické údaje preukazujúce vek týchto litostratigrafických jednotiek⁵.

⁴ Napr.: Foetterle (1853, s. 850) v Malých Karpatoch konštatoval vystupovanie *Werfenerschiefer*, *Guttensteinerkalke* a *Dachsteinkalke*. Pettko (1856, s. 53) v Malých Karpatoch červený pieskovec paralelizoval s *Werfener Schichten* a súčasne vyčlenil vápenec *Rachsturnu* (Veľkej Vápenice). Stur (1860) v Bielom pohorí Malých Karpát vyčlenil horniny *pásma červeného pieskovca s melafýrmi a hnedé vápence Havranice*, *svetlosivé vápence pásma Wetterling-Rachsturn* a *biely piesčitý dolomit pásma Havranice*. Zaradil ich k *Neokomkalku* und *Dolomitu*, ktorý vyčlenil predtým (*Neocom-Dolomit*; Stür, 1859, s. 47; *Neokomkalk und Dolomit*; Stur, 1860, s. 45) v Chočských vrchoch. Následne (Stür, 1860, s. 108) v rámci tejto litostratigrafickej jednotky odlišil *Neocom-Dolomit* a *Wisniover*, resp. *Wiśniower Kalk*, a súčasne vyčlenil (s. 132, 133) *Šipkover Schiefer*, ktoré neskôr (Stur, 1868, s. 406 – 410 a 423) premenoval na *Šipkover Mergel*. Paul (1864) v rámci *Neokomkalku* und *Dolomitu* v Bielom pohorí Malých Karpát vyčlenil *der früher erwähnte lichte hornsteinführende Kalk*, *der dunkle Liaskalk von Rachsturn über Černá skála*, *lichte Korallenkalk des Wetterling*, *dunkler Kalk im Burian-Gebirge und auf der Havraná skála*, *der theils sandige, theils zuckerkörnige Dolomit des weissen Gebirges*). Mojsisovics (1867, s. 259) zaviedol názov *Chocsdolomit*, Stache (1867, s. 378) *Kreide-dolomit*, Stür (1868, s. 384, 405) *Karpathen-dolomit*.

⁵ Nálezom dasykladálnych rias na Vajarskej sa preukázal spodnoladinský vek *Wetterlingkalku* havranického „príkrovu“ Bieleho pohoria Malých Karpát (Gümbel, 1872; Vettters in Beck a Vettters, 1904; Pia, 1912). Na základe výskytu dasykladálnych rias sa preukázal triasový vek toho istého vápenca aj v tematickom „príkrove“ Považského Inovca (Gümbel, 1874; Pia, 1917, 1918) a v nedzovskom „príkrove“ Čachtických Karpát (Lóczy, 1915). Do širšieho povedomia sa však dostali až nálezy fauny triasu (Dornay, 1913, 1917, 1918; Vogl, 1917) v *Chocsdolomite* (neskôr sa ukázalo, že v raminskom vápenci) v okolí Ružomberka. Tým sa konečne preukázalo a akceptovalo, že celý komplex hornín budujúcich príkrovový systém hronika má triasový vek.

Tektonické dôsledky týchto biostratigrafických zistení nechali na seba trochu čakať. Hauer (1869) súbor hornín obsiahnutých v neskôr vyčlenenom *Chocsdolomite*, ktorý bol neskôr stotožnený s hronikom, chápal v predpríkrovovej etape výskumu ako súčasť *pásma jadrových pohorí (zone der Kerngebirge)* vnútornej zóny Karpát. Uhlig (1897 – 1898, 1903) v tomto pásme vyčlenil dva hlavné vývoje: *vysokotatranský* a *subtatranský* (súčasťou druhého z nich sa stalo aj budúce hronikum⁶). Lugeon (1903) preukázal príkrovovú povahu subtatranského vývoja vo Vysokých Tatrách (časť subtatranského vývoja, ktorú skúmal, t. j. oba príkrovy, ktoré vyčlenil, dnes zaraďujeme ku krížňanskému príkrovu). Uhlig (1907) akceptoval názory Lugeona (1903). Uznal príkrovový charakter subtatranského vývoja a vyčlenil v Západných Karpatoch *subtatranský príkrov* (horniny v súčasnosti patriace k hroniku boli jeho súčasťou). Medzitým však Vettters (in Beck a Vettters, 1904) považoval v Malých Karpatoch *Neokomkalk und Dolomit* v zmysle Stura (1860) za *alpinähliche Facies*. Tým v Západných Karpatoch popísal vysokotatranskej a subtatranskej facií vyčlenil tretiu faciú (vývoj), faciú triasu. Zahŕnul do nej celú postupnosť litostratigrafických jednotiek *Neokomkalku und Dolomitu*, resp. *Chocsdolomitu*, vystupujúcich v nadloží kriedy subtatranskej faciie vrátane *pruhu červeného pieskovca a melafýru*, t. j. všetky litostratigrafické jednotky, ktoré vyčlenili Stur (1860) a Paul (1864). Litostratigrafické jednotky vystupujúce v nadloží pruhu červeného pieskovca už nepovažoval za kriedové, ale za triasové. *Alpinähliche Facies* charakterizoval ako *äusseres subatriches Gebiet (vonkajšiu subtatranskú oblasť)* a považoval ju za osobitnú tektonickú jednotku⁷. Vettters (1908) v Západných Karpatoch konštatoval existenciu *vyšších subtatranských príkrovov* (rozumej vyšších ako subtatranský príkrov). Za otca tektonickej jednotky, ktorú neskôr Andrusov et al. (1973) nazvali hronikum, treba preto považovať Vetttersa (1904, 1908).

Existencia príkrovovej jednotky vyššej ako subtatranský príkrov (od ktorého bola odčlenená) sa potom v praxi v regionálnom rozsahu rýchlo potvrdila⁸. V rôznych pohoriach Západných Karpát dostala celý rad názvov⁹.

⁶ Vyčlenenie vývojev v praxi však ešte zostávalo problematické. Napríklad kryhu Úhradu, tvorenú najmä tektonickými telesami hronika (sčasti aj telesom veporika, reziduálne aj sledom tatrika), Uhlig (1903) nečlenil a celú ju považoval za vysokotatranský vývoj.

⁷ Vettters (1904, s. 139, 140) hovorí o „*šupinovitej štruktúre charakteristickej pre jadrové pohoria...*“. Termín šupina v jeho podaní zodpovedá termínu príkrov. Svedčia o tom jeho nasledujúce vyjadrenia o tektonike Malých Karpát: „... je subtatranská séria vrstiev presunutá ako šupina usmerená k JV smerom do vnútra pohoria...“; „Hranica subtatranskej zóny je... presunovou líniou... voči wetterlinskému vápencu...“; „Biele pohorie tvorí k JV usmernenú šupinu, ale značne väčšej mocnosti ako vnútorná subtatranská.“

⁸ Napriek rýchlemu akceptovaniu vyššieho subtatranského príkrovu sa objavili aj názory vysvetľujúce výskyt triasových mäs v nadloží hornín kriedy spodného subtatranského príkrovu iným spôsobom, resp. tento príkrov či existenciu príkrovov vôbec aj popierali. Dornay (1917) príkrovové trosky triasu dnešného hronika ležiace v okolí Ružomberka nad vápencami kriedy krížňanského príkrovu považoval za *triasovú masu, bradlovite vyčnievajúcu spod pláštia neokomského slieňa*. Príkrovová stavba sa nerešpektovala ani pri vyčlenení skupiny *dolomitovej* (Matějka, 1924) v južnom Žiari. Maheľ (1961) celkom popieral existenciu príkrovov. Krížňanský príkrov v Strážovských vrchoch tvoria čiastkové tektonické telesá, ktoré sú na povrchu tvorené len litostratigrafickými jednotkami kriedového veku. Vzhľadom na to, že sa sýtajú so súvrstviami kriedy prevráteného sledu príkrovu Homôľky (Rohatej skaly) patriaceho k hroniku, vzniká na niektorých miestach (pri izolovanom pohľade na ne) dojem neprerušeného vrstvomého sledu medzi oboma jednotkami. Tento jav využil Maheľ (1961, s. 28; 1961, s. 8) pri úsilí preukázať nejestvovanie príkrovovej stavby v Západných Karpatoch. Argumentoval, že tu nejde o presunové plochy, ale iba o prešmyky v rámci jednej jednot-

Príkrov (zahrnujúci horniny v súčasnosti patriace k hroniku) v Považskom Inovci kartograficky vyčlenil Ferenczi (1916). Pri jeho mapovaní postupne použil názvy: *príkrov bieleho chočského dolomitu* (Ferenczi, 1916), *príkrov veterlinského vápencu a chočského dolomitu* (Ferenczi, 1917), *vápencový a dolomitový príkrov* (Ferenczi, 1917), *triasový príkrov* (Ferenczi, 1917) a *chočský príkrov* (Ferenczi, 1916, 1917). Hynie (1927) pre to isté príkrovové teleso použil názov *séria vrchného subatranského či chočského príkrovu*, ktorý v Západných Karpatoch zaviedol Matějka (1927).

V Západných Karpatoch sa v tridsiatych rokoch 20. storočia vyčlenili a pomenovali ďalšie príkrovové telesá, ktorých tektonická príslušnosť nebola vždy jasná. Aj preto sa komplikovala terminológia súvisiaca s chočským príkrovom. Andrusov (1935, s. 54; 1936, s. 5) neodporučil pre subatranské príkrovy používať naďalej staré názvy (zdôvodnil nevhodnosť ich používania) a navrhol nové názvoslovie. Názvy stredný a vrchný subatranský príkrov, resp. chočský príkrov navrhol nahradiť názvom *poľudnický príkrov*. Andrusov (1936, s. 21) používa tento nový názov aj pre teleso, ktoré označil ako „*vyššia subatranská kryha Tematína*“ v Považskom Inovci.

Andrusov (1930) vyčlenením *jablonického a nedzovského príkrovu* definoval novú skupinu tektonických jednotiek, skupinu *vyšších* (vyšších ako chočský) *subatranských príkrovov*¹⁰. Vzájomná hierarchia vyšších subatranských príkrovov a ich vzťah k chočskému príkrovu nebola však celkom jasná a preukázaná. Táto nejasnosť sa prejavila v nejednotnosti chápania obsahu chočského (stredného subatranského) príkrovu. Väčšina

ky. Tento argument však už nemohol úspešne použiť pri likvidácii presunovej plochy v prípade, keď hronikum ako tektonická troska budovaná triasovými horninami ležalo na kriede križňanského príkrovu a presunová plocha tak bola zrejmä. To aj sám priznal (Maheľ, 1961, s. 26). Salaj (1982) uplatnením diapirevej tektoniky nielen oživil predstavy Dornaya (1917), ale „vyriešil“ aj tento, pre Maheľa (l. c.) neprekonateľný problém. K tejto skupine názorov možno zaradiť aj názor Hanáčka (1976), ktorý v Strážovských vrchoch príkrov Ostrej Malenice a strážovský príkrov považuje za jedno tektonické teleso – strážovský príkrov. Rozpor existencie dvoch telies v jednom vyriešil uplatnením synklinálno-antiklinálnej stavby. Spomenuté dva príkrovy sú pre Hanáčka (l. c.) dve synklinály jedného, strážovského príkrovu. Tieto synklinály oddelil antiklinálou, nahrádzajúcou presunovú plochu medzi spomenutými príkrovmi. Nóvum tejto koncepcie je teda v tom, že synklinálne zavrásnené tektonické čiapky strážovského príkrovu (koncepcia Maheľa, 1985, obr. 86) sú interpretované ako antiklinálne štruktúry vynárajúce sa zospodu (Hanáček 1975, rezy na pril. Schematická geologická mapa... in Hanáček, 1976).

⁹ Napr.: triasový príkrov, resp. príkrov triasového vápencu a dolomitu (sensu Kulcsár, 1915, 1917); príkrov triasového vápencu a dolomitu (sensu Vigh, 1915); príkrov „chočského“ dolomitu – *takaró „chocs“ dolomit* (sensu Vigh, 1916); veľký príkrov z „chočského dolomitu“ Vysokých Tatier (sensu Goetel, 1916); príkrov bieleho chočského dolomitu (sensu Ferenczi, 1916); príkrov veterlinského vápencu a chočského dolomitu (Ferenczi, 1917); vápencový a dolomitový príkrov (sensu Ferenczi, 1917); triasový príkrov (sensu Ferenczi, 1917); chočský príkrov (sensu Ferenczi, 1916, 1917); chočský príkrov (sensu Lóczy, 1917); chočský príkrov (sensu Vogl, 1917); skupina dolomitová (sensu Matějka, 1924), tento termín síce nebol použitý ako názov príkrovej jednotky, neskôr sa však zreteľne ukázalo, že má aj tento význam; vrchný subatranský či chočský príkrov (sensu Matějka, 1925, 1927); stredný subatranský príkrov (sensu Matějka, 1927); vrchný subatranský či chočský príkrov (sensu Matějka, 1927); stredné a vrchné subatritikum (sensu Matějka a Andrusov, 1931); vrchný subatranský príkrov (sensu Spengler, 1932); vrchný subatranský príkrov (sensu Matějka, 1935); poľudnický príkrov (sensu Andrusov, 1935, 1936); chočský príkrov (sensu Andrusov, 1938); ultrapeporidy (sensu Biely et al., 1968); stredné subatritikum (sensu Andrusov, 1968); chočský príkrov (sensu Maheľ, 1959a, b, 1961a, b, 1962, 1964, 1967, 1970).

¹⁰ Rovnakým názvom už predtým Veters (1908) označil príkrovy vyššie ako subatranský (križňanský) príkrov.

autorov zachovávala tradičnú predstavu o obsahu chočského príkrovu. Iný prístup zvolil Maheľ (1959a, s. 63; 1959b, s. 5; 1961a, s. 7; 1961b, s. 25; 1962, s. 138; 1967, s. 65), ktorý názov chočský príkrov chápal ako názov tektonickej jednotky 1. rádu, ktorú tvorí súbor čiastkových jednotiek zastúpených sériami (jednou z nich bola aj strážovská séria). Nebol to všeobecne akceptovaný názor. Navyše, vznikla potreba zaviesť zjednocujúcu terminológiu pre celú západokarpatskú príkrovovú sústavu. Preto pri redefinovaní veľkých tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát Andrusov et al. (1973) pre príslušnú jednotku 1. rádu zaviedli termín *hronikum*. Tento termín nahradil celú sériu starších termínov (teda aj termín chočský príkrov v tradičnom poňatí), ktoré sa používali na označenie príkrovu, resp. príkrovov ležiacich nad *subtatranským príkrovom* sensu Uhlig (1907). Termín chočský príkrov použili zároveň pre tektonickú jednotku nižšieho rádu (čiastkovú jednotku) tvorenú bielovážskou sériou. Tektonickú jednotku tvorenú strážovskou sériou, na rozdiel od Maheľa (1967), nepovažovali za súčasť hronika, ale za tektonickú jednotku 1. rádu vyššiu ako hronikum. Nejasnosť zaradenia tektonických jednotiek (príkrovov) bola nápadná napr. pri zaradení *veternického príkrovu*, ktorý vyčlenil Andrusov (1936). Považoval ho za ekvivalentný so strážovským príkrovom, t. j. vyšším subtatranským príkrovom. K vyšším subtatranským príkrovom ho zaradili aj Andrusov et al. (1973). Maheľ (1961a, tab. 4; 1961b, s. 52; 1967) si všimol nadväznosť jeho vrstvomého sledu na melafýrovú sériu vyskytujúcu sa len v chočskom príkrove (t. j. v hroniku) a zaradil ho k chočskému príkrovu.

Táto názorová nejednotnosť sa premietla aj do Považského Inovca. Termín chočský príkrov (v tradičnom poňatí) použili v Považskom Inovci ešte Maheľ (1951), Zorkovský (1958) a v súvislosti s lokalitou Beckov aj Mišík (1976, s. 137 – 138). Mock (1971, s. 258 – 259) a Kozur a Mock (1974, s. 128) lokalitu Beckov s otáznikom zaradili k chočskému príkrovu. Maheľ (in Buday et al., 1962) konštatoval, že chočský príkrov (už v novom poňatí) v Považskom Inovci zastupuje čiernovážska séria (bez melafýrovej série). Neskôr dospel (Maheľ, 1967, s. 119) k názoru, že *chočská jednotka má prechodný vývoj od sérií s prevahou vápencov wettersteinského typu* (rozšírených v Malých Karpatoch) *k sériám čiernovážskej a bielovážskej* (rozšírených v ostatných pohoriach), resp. v severnej časti pohoria hovorí o *nedzovskej sérii chočskej jednotky* (Maheľ, 1967, s. 113), resp. v Tematínskej horskej skupine o *prechodnom vývoji medzi čiernovážskou a veternickou sériou* (Maheľ, 1967, s. 124, 128). Bystrický (1973, s. 14) priestor Tematínskych vrchov a priestor Úhradu nepovažoval za súčasť chočského príkrovu, resp. hronika. Predpokladal, že tento priestor je tvorený čiastkovým príkrovom strážovského príkrovu – *tematínskym príkrovom* (príkrovom Tematína). Považoval ho za jeden z vyšších subtatranských príkrovov, t. j. za gemerikum, po upozornení Mella (1979) za silicikum.

Ďalším problémom hronika bolo zaradenie svetlých vápencov wettersteinského typu, ktoré vystupovali v nadloží sledu s reiflinskými vápencami (napr. v tektonických telesách pri Beckove a Podhradí). Maheľ (1979, s. 38) v súvislosti s týmto problémom konštatoval, že desiatky rokov stojíme pred problémom, či tu ide o jednotný sled, alebo o dve tektonické jednotky s presunovou líniou v nadloží reiflinských vápencov. Svetlé vápence sa mohli považovať buď za vrchnú časť sledu, ktorého spodnú časť tvorili horniny typické pre bielovážsku sériu (čo by bola obdoba veternickej série¹¹), alebo

¹¹ S vyčlenením *veternickej série* (Maheľ, 1961a, b, 1962a, b) sa objavil nový prvok. Podľa Maheľa (l. c.) mala znaky bielovážskej (raštúnske rohovcové vápence v spodnej časti sledu) aj strážovsko-nedzovskej (veternické vápence vo vrchnej časti sledu) série, všeobecne teda znaky plytkovodnej aj hlbokovodnej série.

mohli predstavovať tektonicky vyššie teleso, t. j. strážovský príkrov, prípadne bebravskú jednotku vyčlenenú Maheľom (in Maheľ et al., 1973, s. 25; 1979). Maheľ (1979) a Maheľ a Havrila (1980) sa priklonili k bebravskej sérii. Maheľ (in Maheľ a Konečný, 1980) k bebravskej sérii zaradil podstatnú masu chočského príkrovu Považského Inovca (priestor Tematínskych vrchov, priestor Úhradu považoval za čiernovážsky typ), t. j. temer tú istú masu, ktorú Bystričský (1973) zaradil k tematínskemu príkrovu gemerika (priestor Tematínskych vrchov aj priestor Úhradu). V prípade Beckova sa Maheľ (1980; 1986, obr. 113, s. 319) rozhodol pre súvislý sled a pre bebravskú jednotku chočského príkrovu. Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983) v prípade Beckova konštatoval, že niet dosť údajov na to, aby sa rozhodlo, či ide o súvislý sled, alebo dve jednotky. V prípade Podhradia a Teplého vrchu vápence wettersteinského typu oddelil presunovou líniou – príčinou toho bola jeho neznalosť prechodnej sukcesie veterlínskeho typu, ako aj chýbanie biostratigrafických údajov. V súlade s dobovými názormi Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983) konštatoval, že najpravdepodobnejšie v Považskom Inovci je v zmysle Andrusova et al. (1973) zastúpený šturecký príkrov obsahujúci melafýrovú sériu (v doline Kalištia), chočský príkrov obsahujúci reiflínske vápence a vyššia jednotka, t. j. jednotka tvorená v zmysle prác M. Maheľa bebravskou sériou, resp. v zmysle Andrusova et al. (1973) gemerikom. Podľa Maheľa (1984, s. 31) na beckovskej skale ide o analogický vrstvový sled ako o veterníckej jednotke, v malej kryhe pri Starej Lehote a v podhradskej synklinále¹². Podľa Maheľa (1984, s. 32) na všetkých troch lokalitách ide o jednotku prechodného zmiešaného typu – ludrovianskeho. Podstatnú masu podhradskej synformy buduje bebravská jednotka s nábehom na veternícky typ. Masaryk (1993, s. 73, 76) sled na lokalite Beckov zaradil bez zdôvodnenia k veterlínskému príkrovu. Havrila (in Ivanička et al., 2005; in Maglay et al., 2006) na základe svojich prác (in Havrila a Buček, 1992; 1993; in Polák et al., 1996; in Plašienka et al., 1997; in Kováč a Havrila, 1998; in Havrila a Boorová, 2002; in Havrila et al., 2004) sled na Beckove považuje za rovnocenný so sledom zachovaným v Malých Karpatoch vo veterlínskom príkrove (teda za sled pochádzajúci zo sedimentačného priestoru nachádzajúceho sa medzi sedimentárnym priestorom bazénu Dobrej Vody a sedimentárnym priestorom mojtínsko-harmaneckej karbonátovej platformy). Sled vystupujúci v nadloží veterlínskej sukcesie považuje (in Kováč a Havrila, 1998) za súčasť *havraničko-jablonicko-nezovsko-strážovského príkrovu*¹³, ktorý neskôr premenoval na *považský príkrov* (Havrila in Havrila a Boorová, 2002). V kryhe Úhradu vyčlenil Havrila (in Kohút et al., 2004) v rámci hronika tri tektonické telesá: spodné teleso tvorené veterlínskou sukcesiou a stredné a vrchné teleso tvorené bebravskou sukcesiou. Vrchné dve telesá považuje za súčasť považského príkrovu, spodné teleso považuje za ekvivalent veterlínskeho príkrovu, príkrovu Ostrej Malenice a trosky zachovanej na hradnej skale v Beckove.

¹² Maheľ (in Maheľ a Havrila, 1980, s. 19, 20, 21, 23, 27, 28) pre tento priestor použil názvy „synklinála podhradská“, „podhradská depresia“, „podhradská synklinála“, resp. „podhradská synforma“. Termíny „podhradská synklinála“, „synforma podhradská“ a „synklinála podhradská“ použil aj neskôr (Maheľ 1984, s. 31, 32, 33), zároveň však použil aj termín „závadská synklinála“ (s. 27) a termín „kryha podhradskej synklinály“ (s. 29). Posledný termín použil aj neskôr (Maheľ, 1986, s. 318, 325). Tieto termíny nie sú vhodné, keďže tu nejde o synklinálnu štruktúru. Havrila (in Kohút et al., 2004, s. 32) ich navrhol nahradiť termínom kryha Úhradu.

¹³ Havrila (1993; in Polák et al., 1996; in Plašienka et al., 1997; in Kováč a Havrila, 1998); vyššie subatranské príkrovy včlenil späť do hronika.

Hronikum v tomto regióne vystupuje v Strážovských vrchoch, ale najmä v Považskom Inovci. V Strážovských vrchoch vystupuje južne od Trenčína, východne od Mníchovej Lehoty a západne od Trenčianskych Mitíc. Zdanlivo teda vystupuje v troch izolovaných priestoroch. Pri bližšom pohľade je však zrejmé, že sú vzájomne prepojené a sú súčasťou súvislého rozsiahleho telesa (sústavy telies) hronika. V Považskom Inovci hronikum vystupuje v troch izolovaných priestoroch. Najrozsiahlejší priestor (od západného okraja pohoria až po Starú Lehotu) zaberá v Tematínskych vrchoch, rozsiahlu plochu zaberá aj na kryhe Úhradu. Okrem toho tvorí malú tektonickú trosku hradnej skaly v Beckove a tektonickú trosku Teplého vrchu pri Starej Lehote.

V spomenutých priestoroch možno odlíšiť tri vzájomne sa odlišujúce sukcesie, ktoré sú súčasťou viacerých tektonických telies. Na základe súčasných poznatkov (Havrila in Havrila a Buček, 1992; Havrila, 1993; Havrila in Polák et al., 1996; Havrila in Plašienka et al., 1997; 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; Havrila in Mello et al., v tlači) možno konštatovať, že sú zastúpené bebravská sukcesia, veterlínska sukcesia a sukcesia Dobrej Vody (obr. 29).

Vrstvový sled vystupujúci južne od Trenčína a východne od Mníchovej Lehoty, ktorého súčasťou sú sedimenty skupiny Dobrej Vody, je porovnateľný s vrstvom sledom príkrovu Homôľky. Vrstvový sled vystupujúci na Teplom vrchu pri Starej Lehote, vrstvový sled hradnej skaly v Beckove a vrstvový sled spodného z troch príkrovových telies hronika zachovaných na kryhe Úhradu je porovnateľný s veterlínskou sukcesiou, t. j. s vrstvom sledom veterlínskeho príkrovu a príkrovu Ostrej Malenice. Zvyšné telesá, t. j. teleso Tematínskych vrchov, teleso vystupujúce západne od Trenčianskych Mitíc a vrchné dve telesá z troch príkrovových telies zachovaných na kryhe Úhradu tvorí sukcesia, ktorej súčasťou sú sedimenty bebravskej skupiny. Tento vrstvom sled je porovnateľný s vrstvom sledom považského príkrovu.

PRÍKROV HOMÔLKY

Sukcesia Dobrej Vody (*M. Polák*)

98 gutensteinské dolomity (anis)

Gutensteinské dolomity sú tmavohnedosivé, mikrokryštalické, vrstvitité (1 – 50 cm). Súčasťou súvrstvia sú aj vrstvitité dolomitové brekcie. Ich základná dolomitová hmota je čiernosivá, bituminózna, jemnokryštalická. Niekedy je zreteľné, že ju tvorí dolomitový piesok. Ostrohranné, ale aj zaoblené klasty, ktoré nie sú veľkostne vytriedené (dosahujú veľkosť od 1 mm do niekoľko cm), sú tvorené dolomitmi polymiktného zloženia – najčastejšie sú tmavosivé, mikrokryštalické.

VEK		LITOSTRATIGRAFICKÉ JEDNOTKY		
		príkrov Homôľky sukcesia Dobrej Vody	príkrov Teplého vrchu Podhradia a Beckova veterlínska sukcesia	považský príkrov bebravská sukcesia
MEZozoikum	TRIAS	sevat	micínske súvrstvie	
		alaun	h l a v n é d o l o m i t y	tmavé vápence
		lák		oponické vápence
		tuval	lunzské vrstvy	
		jul	korytnické vápence	waltersteinské vápence
		kordevot		ramínske vápence
		longobard	reiflínské vápence	partnašské súvrstvie
		fasan	reiflínské vápence	ddlomity
		ilýr	zámostské súvrstvie	waltersteinské vápence
		anis	ramsauske dolomity	steinalmské vápence
		pelsón		steinalmské vápence
		bityn	gutensteinské vápence	gutensteinské vápence
		egej	gutensteinské dolomity	gutensteinské dolomity
		spat		šúňavské súvrstvie
		namal		benkóvske súvrstvie
		griesbach		malužinské súvrstvie
		tűring		
		saxón		
		autun		
PALEOZ.	PERM			

Obr. 29. Litostratigrafická tabuľka hronika Považského Inovca (M. Havrila, 2006).

Z hľadiska veku podľa Bystrického (1983) zodpovedajú spodnému anisu – egeju.

97 gutensteinské vápence: tmavosivé a čierne vápence (anis)

Táto litostratigrafická jednotka je vyvinutá v oblasti severne od Kubrej. Vystupujú v priamom nadloží slienitých vápencov a bridlic spodnej kriedy križňanského príkrovu.

Predstavujú ich tmavosivé až čierne vrstvomité, často stylolitové vápence s kalcitovými žilkami. Hrúbka vrstiev varíruje od centimetrových lamín do 1,2 m. Sú bituminózne, miestami krinoidové, zriedkavejšie sú organodetrítické typy. V spodnej časti súvrstvia sa často nachádzajú červíkovité typy vápencov. Vo vápencoch sa vyskytujú časté polohy a vrstvy svetlo- a tmavosivých dolomitov. Miestami obsahujú vložky a polohy organodetrítických vápencov so zvyškami rias a krinoidových článkov.

Podstatná časť vápencov mikrofaciálne zodpovedá biomikritom, mikritom a mikrosparitom s nízkou frekvenciou výskytu organických zvyškov. Z organiz-

mov sú prítomné články echinodermát, ostrakódy, foraminifery, zriedkavo detritický kremeň aleuritovej kategórie. Častým textúrnym znakom sú mikrostylolity. Podľa Bystrického (1983) gutensteinské vápence hronika zastupujú strednú časť anisu.

Sedimentačné prostredie: plytkovodný, slabo členený karbonátový šelf rampového typu. Prevládali tu intertidálne a plytké subtidálne fácie s nízkym obsahom organického detritu a fosílií.

96 *ramsauské dolomity: lavicovité tmavosivé (často brekciovité) dolomity*
(vrchný anis – ladin)

K ramsauským dolomitom môžeme s určitosťou zaradiť len niekoľko výskytov v oblasti južne od Trenčína. Z litologického hľadiska sú to prevažne tmavosivé, väčšinou lavicovité dolomity. Sú to zväčša drobnokryštalické, celistvé, často pórovité typy. Mikrofaciálne ide prevažne o sparity s ojedinelými zvyškami rias. Vek týchto dolomitov na základe prítomnosti rias *Diplopora annulata* (SCHAF) bol stanovený na ladin.

95 *reiflinské vápence: sivé a tmavosivé slienité hľuznaté vápence s rohovcami*
(vrchný anis – kordevol); maximálne 50 m

Reiflinské vápence vystupujú predovšetkým na hrebeni vedúcom severne od Kubrej na Kočinu horu v jednotlivých izolovaných výskytoch. Litologicky sú to sivé a tmavosivé slienité hľuznaté vápence s polohami a hľuzami čiernych rohovcov. Sú zväčša lavicovité, s nerovným povrchom vrstiev. Hrúbka lavíc kolíše od 5 do 30 cm. Pruhy čiernych nedokončených rohovcov sú ostro oddelené od okrajovej karbonátovej hmoty, ojedinele vo forme laminovaných rohovcov. Okrem súvislých pásov sú rohovce rozptýlené vo vápenci vo forme drobných hľúz a bradavičiek. Vo vyšších častiach súvrstvia vo forme vložiek a medzivrstvičiek sú pomerne časté sivé slienité bridlice.

Mikrofaciálne sú vápence tvorené prevažne biomikritmi s pomerne vysokou frekvenciou výskytu organických zvyškov. Charakteristickým zvyškom sú filamenty, vyskytujú sa aj rádiolárie, ihlice hubiek, ostrakódy, úlomky článkov echinodermát, foraminifery a globochéty. Pomerne frekventovaným prvkom sú pelety. Veľmi zriedkavá je klastická prímes vo forme úlomkov kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. Rohovce tvorí jemne kryštalický chalcedón. Obsahujú veľmi málo zachovaných organických zvyškov vo forme fantómov. Najčastejšie sú to rádiolárie, ojedinelé sú ihlice hubiek. Veľmi častý prvok v silicitoch sú idiomorfné klence kalcitu.

Z reiflinských vápencov uvádza Mahel' (1985) *Gondolella excelsa* (MOSHER), *G. constricta* MOSHER et CLARK, *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL), *E. petrae viridis* (HUCKRIEDE), *Prioniodina (Cypridodella) mülleri* (TATGE), *P. (C.) venusta* (HUCKRIEDE), *Diploporodella magnidentata* (TATGE) a *D. lautissima* (HUCKRIEDE). Andrusovová (1976)

uvádza z oblasti Markovice amonitovú makrofaunu: *Norites* cf. *dieneri* ARTHABER, *Beyrichites* (*Beyrichites*) cf. *cadorisis* a *Paraceratites* cf. *trinodosus* (MOJSIS.).

Na základe tejto fauny bolo stanovené stratigrafické rozpätie reiflinských vápencov na fasan – kordevol.

94 korytnické vápence: tmavosivé celistvé vápence, bridlice a organodetritické vápence (?kordevol – spodný jul); maximálne 30 m

Korytnické vápence majú malé plošné rozšírenie. Vystupujú v malých odkryvoch v závere Kubrickej doliny. Toto súvrstvie definovali ako formálnu litostratigrafickú jednotku Bujnovský, Kochanová a Pevný (1975).

Litologicky sú to tmavosivé až čierne lavicovité (10 – 30 cm) vápence s vložkami a vrstvičkami čiernych slienitých bridlíc. Sú celistvé, jemnokryštalické, obsahujú drobné hľuzy rohovcov, niekedy rohovce v nich tvoria tenké laminy. Mikrofaciálne sú to prevažne biomikrity s vysokou frekvenciou výskytu organických zvyškov. Prevláda v nich detrit bivalvií, brachiopódov, rífových organizmov (*sfinctozoa*, koraly, *hydrozoa*), ihlice hubiek, foraminifery, konodonty, holotúrie a množstvo iného biodetritu. Na základe porovnania identických súvrství hronika v Západných Karpatoch a obsahu ich fauny stanovujeme vek súvrstvia na spodný jul.

93 lunzské vrstvy: jemnozrnné pieskovce, ílovité a ílovito-piesčité bridlice (jul – ?tuval)

Vystupujú v priestore medzi Kubrou a pokračujú po svahoch hrebeňa smerom na Kočinu horu, severne od Trenčianskych Mitíc a západne od Sopkovo kameňa.

Litologicky ide o súvrstvie zložené zo sivých a čiernych ílovitých bridlíc, v ktorých sú vložky sivých a zelenkavých jemnozrnných pieskovcov v rôzne hrubých laviciach. Ílovité bridlice prevládajú nad pieskovcami, najmä v spodnej časti súvrstvia. Súvrstvie dosahuje hrúbku 10 – 25 m. Fosílie sa našli na viacerých miestach v okolí Šipkova. Mahel' (1985) uvádza lamelibranchiáty a brachiopódy, ktoré indikujú spodnokarnský vek.

92 hlavné dolomity (karn – norik)

V študovanom území vystupujú na západnom svahu Kočinej hory severne od Trenčianskych Mitíc. Litologicky sú to sivé a svetlosivé, zriedkavejšie tmavosivé, zväčša lavicovité a hrubolavicovité dolomity. Dolomity obsahujú intraklasty a niekedy prechádzajú až do intraformačných brekcií. Vrstvovité dolomity predstavujú najmä lagunárnu faciú.

Veterlínska sukcesia (sukcesia Dobrej Vody/bebravská sukcesia)*(M. Havrila)*

Dlho nebolo jasné, či spodná (panvová) a vrchná (plytkovodná) časť sledu sú súčasťou sledu toho istého tektonického telesa, alebo či spodná patrí k chočskému (v zmysle M. Maheľa) a vrchná k vyššiemu (rozumej strážovskému¹⁴) príkrovu. Ešte na rozhraní 70. a 80. rokov minulého storočia (Maheľ, 1979; Maheľ a Havrila, 1980; Maheľ et al., 1980; Havrila in Havrila a Vaškovský, 1983; Maheľ, 1984) sa táto otázka riešila viac-menej v rovine úvah. V tom čase sa úvahy začali prikláňať k názoru jedného sledu (bielovážskej, resp. veterníckej série chočského príkrovu). Ani dnes nie je známy vek súvrství vrchnej plytkovodnej časti sledu. Napriek tomu na základe postupnosti facií (zhodnej s postupnosťou facií v iných priestoroch hronika, napr. vo veterlínskom príkrove, kde je známe stratigrafické rozpätie aj tejto vrchnej časti sledu) možno túto časť sledu považovať za plynulé pokračovanie spodnej časti sledu, a teda obe časti sledu za jeden sled. V zmysle prác M. Maheľa ide o prechodnú sukcesiu (obsahujúcu sedimenty vzniknuté v hlbokovodnejšom aj v plytkovodnom prostredí) – veternícku sukcesiu. V zmysle prác M. Havrilu, vychádzajúcich aj z kritérií Hedbergovho kódu a syntetizujúcich aj viaceré práce, resp. názory M. Maheľa, táto prechodná sukcesia pozostáva z dvoch sukcesii patriacich k jednej tektonickej jednotke: z pelagickej sukcesie, t. j. zo sukcesie (Dobrej Vody) bazénu Dobrej Vody a zo sukcesie (bebravskej) progradujúcej mojtínsko-harmaneckej karbonátovej platformy. Jej vrstvový sled možno považovať za rovnocenný (zhodný) so sledom zachovaným v Malých Karpatoch vo veterlínskom príkrove, so sledom zachovaným v Strážovských vrchoch v príkrove Ostrej Malenice. 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 vrstvomého sledu a regionálnej pozície tektonických telies, ktoré tvorí, možno predpokladať, že príkrovová troska zachovaná v Beckove a príkrovová troska Teplého vrchu pri Starej Lehote spolu s nepomenovaným čiastkovým príkrovom zachovaným na báze hronika pri Podhradí, 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 ho bude potrebné pomenovať.

V zmysle prác Havrilu (in Kováč a Havrila, 1997, 1998; in Havrila a Boorová, 2002; in Havrila et al., 2004; in Mello et al., 2011) vrstvový sled pozostáva z niekoľkých skupín sedimentov, z ktorých každá zahŕňa sedimenty so spoločnými vlastnosťami. Spodná skupina je skupina sedimentov jednotnej karbonátovej plošiny (gutensteinskej). Obsahuje plytkovodné morské sedimenty karbonátovej plošiny (gutensteinské vápence, steinalmské vápence a ramsauské/chočské dolomity), t. j. sedimenty vzniknuté pred eventom vrchnopelsónskeho riftingu, v dôsledku ktorého sa skončil vývoj tejto plošiny v celom priestore hronika. Po riftingu sa hronikum rozpadlo na sústavu bazénov a plošín. Lokality

¹⁴ Strážovský príkrov v tom čase M. Maheľ ponímal ako čiastkový príkrov hronika, no v ponímaní Andrusova et al. (1973) bol súčasťou gemerika, neskôr silicika.

veterlínskej sukcesie Považského Inovca ležali na rozhraní bazénu Dobrej Vody a mojčínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny, progradujúcej do priestoru bazénu. Vrstvový sled preto pokračuje sedimentmi skupiny Dobrej Vody bazénu Dobrej Vody (zámostské súvrstvie, reiflinské vápence a partnašské súvrstvie), t. j. bazénovými pelagickými faciami. Tie sú smerom do nadložia nahradené sedimentmi bebravskej skupiny mojčínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny (raminské vápence, tmavé vápence, wettersteinské vápence, wettersteinské dolomity a tenké lunzské vrstvy), t. j. sedimentmi progradujúcej karbonátovej plošiny. Sled je zavŕšený sedimentmi skupiny hlavného dolomitu (hlavné dolomity).

Skupina jednotnej karbonátovej plošiny (gutensteinskej)

91 gutensteinské vápence: hrubovrstvovité tmavosivé bituminózne vápence (vrchný egej – spodný pelsón)

Najstaršia fácia tejto sukcesie vystupuje v priestore kryhy Úhradu (na úpätí južného svahu, resp. malého hrebienka 200 – 300 m jv. od cintorína v obci Podhradie a na úpätí severných svahoch lokalít Pod hradom a Vinište) a na báze tektonickej trosky Teplého vrchu pri Starej Lehote (južná časť trosky 1 km j. od kóty 574,0). Vápence sú dobre odkryté a vytvárajú pomerne rozsiahle bralné odkryvy.

Gutensteinské vápence (mikrity až sparity) sú tmavosivé až tmavohnedosivé, bituminózne, hrubovrstvovité, mikrokryštalické. Charakteristická je sieť kalcitových žiliek. V rámci vrstvy sa v nich sporadicky striedajú svetlejšie a tmavšie sedimenty líšiac sa aj zrnitosťou. Sú oddelené stylolitmi paralelnými s vrstvovitou. Sporadicky sa striedajú s vrstvami dolomitov. Určiteľná fauna sa nevyškytuje a nezískala sa ani rozpúšťaním. Zistili sa len voľne rozptýlené úlomky ľalioviek s veľkosťou 1 – 3 mm.

Gutensteinské vápence kartograficky znázornil Kámen (1976). Ich časť vystupujúcu na severných svahoch vrchu Vinište však zahrnul k vápencom vrchného triasu (noriku) a na iných miestach s nimi stotožnil iné fácie (raminské vápence a pelagické fácie, t. j. reiflinské vápence a partnašské súvrstvie). Neskôr ich znázornil Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983). Na tejto mape je areál ich výskytu spresnený. Prvé kartografické znázornenie gutensteinských vápencov, ktoré na základe rukopisnej mapy Mahel'a urobil Biely (in Kuthan et al., 1963 a 1964), bolo veľmi nepresné. Pod tento názov zhrnulo všetky vápencové fácie hronika vystupujúce v okolí.

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

Podmienečne bez paleontologických dôkazov sem boli zaradené svetlosivé až bielosivé vápence hrubé len niekoľko metrov vystupujúce v nadloží gutenstein-

ských vápencov a v podloží pelagických facií v priestore kryhy Úhradu na jedinej lokalite – Pod hradom, t. j. južne od Topoľčianskeho hradu.

Zistili sa aj na báze telesa hronika na hradnej skale v Beckove. Sú to sivé jemnozrné vápence s karbonátovým (?organo)detritom jemne piesčitej frakcie, ktorý selektívne vyvetráva a na navetraných plochách je pozorovateľný binokulárnym mikroskopom. V detrite prevládajú izometrické zrná. Zriedkavejšie sa v ňom vyskytujú aj tyčinkovité útvary. Vzhľadom na pomerne silnú rekryštalizáciu nemožno zistiť, či sú to zvyšky ľalioviek, dasykladálnych rias (*physoporell*), prípadne iných fosílií. Pre silné tektonické porušenie (brekciáciu, vznik siete kalcitových žiliek) nemožno zistiť, či sú vápence vrstvovité alebo masívne, a preto nie je možné vyjadriť sa k ich úložným pomerom. Rovnako nie je možné 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, 1985, s. 137).

V minulosti sa tieto vápence väčšinou neodlišovali. Pravdepodobne boli zahrnuté k *muschelkalku* (Stache, 1864) alebo k *virglorskému* vápencu (Uhlir, 1903), neskôr k tmavému vápencu (Mahel', 1964), k tmavosivému aniskému vápencu (Mahel', 1967), k hrubovrstvovitému až skoro masívnemu tmavosivému vápencu (Mock, 1971) a ku gutensteinskému vápencu (Kozur a Mock, 1974; Mišík, 1976; Mahel', 1979, 1984, 1986). K svetlým, bielym masívnym vápencom (steinalmským) ich zaradil až Bystrický (1981 in Bystrický, 1985, s. 138), ktorý ich však zároveň označoval ako svetlé masívne vápence typu wettersteinského vápenca (l. c., s. 136), resp. to aj spochybňoval a označoval ich ako „vápence wettersteinského typu“ (l. c., s. 137). K steinalmským vápencom ich zaradil aj Masaryk (1993, obr. 2).

Bystrický (1985, s. 137) v tejto litostratigrafickej jednotke zistil skromné výskyty aniských druhov dasykladálnych rias, najmä druhu *Physoporella dissita* (GÜMB.) PIA. (vo výbrusoch 4 061, 5 138, 5 139, 5 141). Boorová (2005) z výbrusu č. 5 138 (z kolekcie J. Bystrického) zistila zriedkavý až vzácny výskyt foraminifer, resp. častí ich schránok, z ktorých identifikovala *Meandrospira* cf. *dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIĆ. Za najpravdepodobnejší vek označila stredný až vrchný anis.

Mikrofaciálne boli steinalmské vápence charakterizované na základe kolekcie výbrusov J. Bystrického (5 138 – 5 141, 6 459 – 6 460). Výbrusy č. 5 138 a 5 139 boli charakterizované ako mikrosparit. Rekryštalizácia zotrela pôvodnú mikrofaciu, ktorá je zachovaná len vo forme fantómov. Z organických zvyškov sú zachované prierezy misiek bivalvií alebo brachiopódov, ojedinele foraminifery, prierezy stielok rekryštalizovaných dasykladálnych rias a detrit krinoideí. Hornina je prestúpená klencami dolomitov a kalcitovými žilkami. Výbrusy č. 5 140 a 5 141 predstavujú pelmikosparit. Napriek rekryštalizácii je pomerne dobre zachovaná pôvodná mikrofacia. Z organických zvyškov je zreteľný len detrit krinoideí. Výbrusy č. 6 459 a 6 460 (o týchto výbrusoch Bystrický tvrdí, že sú z bezprostredného nadložja reiflinského vápenca, z kontextu však vyplýva, že sú zo steinalmského vápenca) sú určené ako mikrit-mikrosparit. Z organických zvyškov sú zachované články echinodermát. Klence dolomitu sú hojné, ba vyskytujú sa až masovo. Výbrus vo vz. č. 1 predstavuje mikrosparit až pelmikosparit. Z organických zvyškov sú ojedinele zachované schránky juvenilných brachiopódov, tenkostenných bivalvií a detrit článkov ľalioviek. Masovo sa vyskytujú klence dolomitov.

89 **ramsauské (chočské) dolomity: sivé vrstvovité dolomity** (vrchný pelsón – spodný ilýr)

Vystupujú v kryhe Úhradu na hrebienku 100 – 200 m južne od cintorína v obci Podhradie a v príkrovovej troske Teplého vrchu pri Starej Lehotě. Úložné pomery sú pomerne dobre zreteľné na množstve drobných odkryvov. Na oboch lokalitách vystupujú v nadloží gutensteinských vápencov a v podloží pelagických facií (vápencov zámostského súvrstvia alebo reiflinských vápencov).

Dolomity (dolomikrity) sú svetlo- aj tmavosivé, vrstvovité, mikrokryštalické, sporadicky so štruktúrami stromatolitového typu. Pri Podhradí sa v ich vyššej časti vyskytujú polohy vrstvovitých tmavosivých vápencov (mikosparitov s úlomkami ľalioviek s ostrakódovou mikrofáciou).

Ramsauské dolomity vystupujúce pri Podhradí (označené ako sivé dolomity a brekie chočskej jednotky) kartograficky znázornil Kámen (1976). Podľa súčasných znalostí pod tento názov zahrnul rozličné typy dolomitov (napr. hlavný dolomit). Neskôr, už odčlenené od iných typov dolomitov (s výnimkou wettersteinských dolomitov vystupujúcich západne od hradu), ich znázornil Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983).

Skupina Dobrej Vody

Nasleduje súbor facií, ktorý v minulosti bol skrytý pod označením ako reiflinský vápenc. Reiflinské vápence prvýkrát kartograficky znázornil (na základe rukopisnej mapy Mahel'a) Biely in Kuthan et al. (1960). Kámen (1976) spresnil areál ich rozšírenia, hoci na niektorých miestach ich považoval za gutensteinské vápence a na severných svahoch Vinišťa za vápence vrchného triasu (norika). Z hľadiska dnešných poznatkov k nim zahrnul aj zámostské a partnašské súvrstvie. Kartograficky tieto fácie neboli odčlenené ani na mape Havrilu (in Havrila a Vaškovský, 1983). V texte však už boli odlíšené, no ešte nie pod terajšími názvami. Zámostské súvrstvie, reiflinské vápence a partnašské súvrstvie boli kartograficky oddelené prvýkrát na mape Havrilu (in Kohút et al., 2005). Na celej ploche výskytu pelagických facií sa ich ešte odčleniť nepodarilo. Kámen (1976) zo súboru pelagických facií získal veľmi cenné stratigrafické údaje, no aj napriek tomu nepochopil ich pozíciu vo vrstvomom slede. Jeho stratigrafická kolónka chočského príkrovu je v rozpore s jeho mapou. Tieto rozpory z veľkej časti vznikli preto, lebo sa mu nepodarilo odhaliť príkrovovú (duplexovú) stavbu hronika a v kolónke do jedného sledu musel vtiesnať tri sledy ležiace nad sebou. Ten istý dôvod mu bránil v správnej identifikácii litostratigrafických jednotiek. Napríklad gutensteinské vápence vyšších jednotiek pokladal za vápence vrchného triasu.

88 zámostské súvrstvie: vrstvovité a hľuznaté vápence s organodetritom (ilýr)

V kryhe Úhradu sme toto súvrstvie identifikovali a kartograficky vyčlenili v záreze cesty vedúcej od cintorína v obci Podhradie asi 50 – 100 m južne od cintorína. Úložné pomery súvrstvia sú na tejto lokalite dobre zreteľné. Súvrstvie vystupuje aj v tektonickej troske hradnej skaly v Beckove.

Kryha Úhradu

Prechod z dolomitov do vápencov zámostského súvrstvia je na tejto lokalite postupný. Tvorí ho striedanie dolomitov a vápencov. Túto časť sledu Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983, s. 88) označil ako člen a v komplexe reiflinských vápencov.

Vápence zámostského súvrstvia dosahujú pri Podhradí hrúbku asi 5 m. Sú vrstvovité, s hrúbkou vrstiev 2 – 30 cm. Vrstvové plochy sú nerovné. Vápence sú v spodnej časti tmavosivé až čiernosivé, mikrokryštalické. Majú veľký podiel organodetritu, najmä detritu ľalioviek. Možno ich charakterizovať ako vápence s krinoidmi, resp. až krinoidové vápence (biomikrity a biosparity s krinoidovo-vláknovou mikrofáciou). Opísaný typ tvorí vo vyššej časti súvrstvia v rámci vrstiev hľuzu obklopené svetlejšou, sivou až ružovkastou ílovitejšou, menej stmelenou hmotou preplnenou detritom ľalioviek. V tejto časti súvrstvia sa vyskytujú aj tenkovrstvovité (hrúbka vrstiev 7 – 9 cm) sivé mikrokryštalické, slabo ílovité vápence, na báze vrstvy s organodetritom, v hornej časti vrstvy s paralelnou lamináciou, s postupným prechodom do slieňa (prínos materiálu prúdmi). Zámostské súvrstvie Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983, s. 88) označil ako člen b v komplexe reiflinských (rozumej pelagických) vápencov.

Približne zo strednej časti súvrstvia pochádzajú amonity (spodného ilýru) *Paraceratites* cf. *trinodosus* (MOJS.), *Ptychites* sp., „*Atractites*“ sp. alebo *Parabactrid* a ?*Paraceratites* sp. alebo *Semiornites* sp. (získal Havrila, určil Rakús), ktoré uvádzajú Mahel' a Havrila (1980) a Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983). Pravdepodobne z tohto súvrstvia pochádza vzorka č. 1, ktorú odobral Kámen (1976) „z bázy súvrstvia reiflinských vápencov“. Mock (in Kámen, 1976) z nej určil nasledujúce spoločenstvo konodontov a holotúrií rozpätia ilýr – fasan: *Gondolella mombergensis* TATGE, *G. navicula* HUCKRIEDE, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE) – určená na základe dvoch neistých úlomkov, *Enantiognathus ziegleri* (DIEBEL), *Ozarkodina tortilis* (TATGE), *Theelia immisorbicula* MOSTLER, *T. planata* MOSTLER, *Priscopedatus* sp., *Tetravirga perforata* MOSTLER a *T. imperforata* FRIZZELL – EXLINE. Zo vzorky 264A/80, ktorú odobral M. Havrila, J. Pevný určil nasledujúce spoločenstvo mikrofosílií vrchného ilýru (R. Mock usúdil, že vek spoločenstva nie je vyšší ako ilýr): *Gondolella cornuta* (BUDUROV et STEFANOV), *G. constricta* MOSHER et CLARK, *G. acuta* KOZUR, *G. excelsa* (MOSHER), *G. navicula* HUCKRIEDE, *Hindeodella (Metaprioniodus) suevica* (TATGE), *Hindeodella (Metaprioniodus) spengleri* (HUCKRIEDE), *Enantiognathus petraeviridis* (HUCKRIEDE), *E. ziegleri* (DIEBEL), *Prioniodina (Cypridodella) muelleri* (TATGE) a *Kuehnites spiniperforatus* (ZAWIDZKA).

Zámostské súvrstvie na lokalite Beckov zastupujú tmavohnedosivé jemnozrné bituminózne vápence s pomerne jemnozrnnou organodetrickou prímiesou. Na navetraných plochách je možné binokulárnym mikroskopom rozlíšiť, že prímies je tvorená detritom článkov ľalioviek, úlomkami schránok bivalvií alebo brachiopódov, zriedkavo juvenilnými brachiopódmi. Úložné pomery v spodnej časti súvrstvia sú nezreteľné, vo vyššej časti už možno rozoznať vrstvositosť (SS 155/70°).

V minulosti sa tieto vápence neodlišovali a pravdepodobne boli zahrnuté k *muschelkalku* (Stache, 1864), k *virglorskému* vápencu (Uhlig, 1903), k tmavému vápencu (Maheľ, 1964), k tmavosivému aniskému vápencu s polohami lavicovitých dolomitických brekciovitých a krinoidových vápencov (Maheľ, 1967), k spodnej organodetritickej časti reiflinských vápencov (Mock, 1971), k reiflinskému vápencu (Kozur a Mock, 1974; Bystrický, 1981 in Bystrický, 1985), ku gutensteinskému vápencu (Maheľ, 1979, 1984, 1986) či k annaberským vápencom (Maheľ, 1986). Za zámostské súvrstvie ich pokladal Masaryk (1993, obr. 2).

Z nich pochádzajú brachiopódy anisu – *Spiriferina fragilis* SCHLOTHEIM, *Retzia trigonella* SCHLOTHEIM a *Spiriferina Mentzelii* DUNKER, ktoré našiel a určil Stache (1864), aj brachiopódy anisu, ktoré sú uložené v biostratigrafických zbierkach ŠGÚDŠ v Bratislave pod ev. č. 697, ktoré na hradnej skale v Beckove v roku 1964 našiel M. Maheľ a určil J. Pevný (osobná informácia; in Havrila a Pevný, 2000) – *Mentzelia mentzeli* (DUNKER), *Tetractinella trigonella* (SCHLOTHEIM) a *Koeveskallina koeveskalyensis* (STUR). Pochádzajú z nich aj brachiopódy anisu, ktoré sú uložené v biostratigrafických zbierkach ŠGÚDŠ v Bratislave pod ev. č. 698. Našiel ich v lome pri Beckove v roku 1964 M. Maheľ a určil J. Pevný (osobná informácia; in Havrila a Pevný, 2000): *Mentzelia mentzeli* (DUNKER), *Tetractinella trigonella* (SCHLOTHEIM), *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTHEIM) a *Koeveskallina koeveskalyensis* (STUR). Pravdepodobne z nich pochádza aj časť mikrofauny z viacerých, bližšie nešpecifikovaných horizontov, ktorú publikoval Mock (1971). Pochádza z nich aj mikrofauna, ktorú zistili Kozur a Mock (1974) vo vzorke 93/5 (8,5 m od železnej brány) a zaradili ju do ilýru – *Theelia* sp. a *Fissobractites* n. sp., a mikrofauna (l. c.) vo vzorke 93/5 (2,5 m od železnej brány), ktorú rovnako zaradili do ilýru: *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. *imperfurata* FRIZZELL – EXLINE, *T. perforata* MOSTLER, *T. immisorbicula* MOSTLER, *T. patinaformis* MOSTLER, *T. planorbicula* MOSTLER, *T. pseudoplanata* KOZUR – MOCK, *T. zapfei* KOZUR – MOSTLER, *T. undata* MOSTLER, a početné gondolely bez *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE). Ďalšiu mikrofaunu z nich získal Pevný (zo zberov vykonaných v roku 1976, osobná informácia; in Havrila a Vaškovský, 1983): *Gondolella mombergensis* TATGE, *G. excelsa* (MOSHER), *Theelia immisorbicula* MOSTLER, *Priscopetatus tyrolensis* MOSTLER, *P. multiperforatus* MOSTLER, *P. triassicus* MOSTLER a *P. bartensteini* (DEFLANDRE – RIGAUD). Boorová (2005) z týchto vápencov z kolekcie výbrusov J. Bystrického určila: z výbrusu č. 6 489 *Arenovidalina chialingchiangensis* HO, *Frondi-*

cularia woodwardi HOWCHIN a *Dentalina* sp. – spoločenstvo má podľa nej široké stratigrafické rozpätie; z výbrusu č. 6 490 *Ammodiscus multivolulus* REITLINGER, *Planinivolula* sp. a *Dentalina* sp. – spoločenstvo má podľa nej široké stratigrafické rozpätie; z výbrusu č. 6 646 pomerne bohaté spoločenstvo rekrystalizovaných bentických foraminifer *Ammodiscus multivolulus* REITLINGER, *Arenovidalina chialingchiangensis* HO, *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIĆ, *Tolypammina gregaria* WENDT, *Diploremmina subangulata* KRISTAN-TOLLMANN a *Lenticulina* sp. – pre spoločenstvo udáva rozpätie stredný až vrchný anis; z výbrusu č. 6 487 *Frondicularia woodwardi* HOWCHIN a *Ammodiscus multivolulus* REITLINGER; z výbrusu č. 6 488 *Arenovidalina chialingchiangensis* HO, *Tolypammina gregaria* WENDT, *Frondicularia woodwardi* HOWCHIN, *Meandrospira* sp., *Nodosaria* sp. a *Dentalina* sp. – spoločenstvo má širšie stratigrafické rozpätie; z výbrusu č. 6 485 veľmi vzácné nodosáriové foraminifery.

Mikrofaciálne boli vápence zámostského súvrstvia charakterizované z kolekcie výbrusov J. Bystrického (vz. 6/81 – výbrusy 6 489 – 6 490; vz. 5/81 – výbrusy 6 646 a 6 487 – 6 488; vz. 4/81 – výbrusy 6 485 – 6 486; vz. 3/81 – výbrusy 6 483 – 6 484). Výbrusy č. 6 489 a 6 490 – biomikrit s natlačenou vláknovou mikrofaciou. Z organických zvyškov sú zastúpené úlomky článkov ľalioviek, ?machovky a foraminifery. Výbrus č. 6 646 – intrabiosparit s riasovými hľuzkami, ktoré sporadicky obrastajú mikritové klasty. Aj v základnej sparitovej hmote sa vyskytujú opracované klasty mikritu, články ľalioviek, ostne ježoviek, foraminifery a gastropódy s komôrkami vyplnenými mikritom. Výbrusy č. 6 487 a 6 488 – pelbiomikrit-pelbiomikrosparit. Z organických zvyškov sú zastúpené ihlice hubiek, vlákna a rádiolárie, ojedinele aj články ľalioviek, foraminifery a gastropódy. Výbrusy č. 6 485 a 6 486 – biomikrit s natlačenou vláknovou mikrofaciou. Pozorujeme postihnutie rekrystalizáciou. Výbrusy č. 6 483 a 6 484 – celá hmota je postihnutá silicifikáciou – rohovec. Výbrus zo vz. č. 1JP – natlačený pelbiomikrit-pelbiomikrosparit. Z organických zvyškov sa zistili gastropódy, ?ostrakódy, tenkostenné schránky bivalvií – vlákna, hrubostenné schránky bivalvií, články ľalioviek a ihlice hubiek.

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

Reiflinské vápence boli kartograficky oddelené od podložínych vápencov zámostského súvrstvia a od nadložných hornín partnašského súvrstvia v priestore kryhy Úhradu (v záreze cesty vedúcej od cintorína v obci Podhradie asi 50 až 100 m južne od cintorína, v okolí samoty Zľavy, kde od západu na východ prechádzajú cez kótu Skalka a ich úzky pruh možno sledovať po hrebienku až do údolia k samote Zľavy) a v tektonickej troske hradnej skaly v Beckove. Reiflinské vápence vystupujú aj na iných lokalitách v kryhe Úhradu a v tektonickej troske Teplého vrchu, no pre rôzne príčiny tam neboli oddelené od ostatných pelagických facií veterínskej sukcesie¹⁵. Úložné pomery súvrstvia sú zreteľné na všetkých lokalitách.

¹⁵ Časti tejto mapy (napr. troska Teplého vrchu) boli prevzaté z práce Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983), v ktorej jednotlivé pelagické fácie ešte neboli oddelené.

Vápence vystupujúce v nadloží sedimentov zámostského súvrstvia sú sivé až tmavohnedosivé, mikrokryštalické, vrstvomité (s hrúbkou vrstiev 2 – 15 cm), ale aj hľuznaté. Charakteristickým znakom je prítomnosť hľúz rohovcov hnedosivej farby, miestami až priebežných (stratiformných) rohovcov zabierajúcich téměř celú hrúbku vrstvy. Vápence (natlačené mikrosparity s vláknovou mikrofaciú) obsahujú voľne rozptýlený detrit ľalioviek. Vrstvy sú niekedy oddelené zelenosivými bridlicami s malou hrúbkou. Hrúbka reiflinských vápencov nepresahuje 5 m. Reiflinské vápence pri Podhradí Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983) označil ako člen c v komplexe reiflinských (rozumej pelagických) vápencov. Čiastočne odlišný vzhľad majú reiflinské vápence v okolí samoty Zľavy. Sú prevažne hrubovrstvomité, mikrokryštalické, čiernosivé. Vzhľadom pripomínajú skôr gutensteinské vápence. Len zriedkavejšie sa v nich vyskytujú aj svetlejšie sivohnedé mikrokryštalické, tenšie vrstvomité až hľuznaté (alebo aspoň so zvlnenými vrstvomými plochami) vápence obsahujúce hľuzy rohovcov.

Pravdepodobne z reiflinských vápencov pochádza vzorka č. 2, ktorú odobral Kámen (1976) z „reiflinských vápencov“ pri Podhradí. Mock (in Kámen, 1976) z nej určil nasledujúce spoločenstvo konodontov a holotúrií fasanu: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE) juv., *Gondolella excelsa* MOSHER a väčší počet taxónov ozúbkovaných konodontov. Zo vzorky 264B/80, ktorú odobral M. Havrila, určil J. Pevný toto spoločenstvo mikrofosilií vrchného ilýru – spodného fasanu: *Gondolella excelsa* (MOSHER), *G. acuta* KOZUR, *Prioniodina* (*Cypridodella*) *muelleri* (TATGE) a *Ozarkodina tortilis* (TATGE). R. Mock okrem toho z tejto vzorky určil *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK a o veku sa vyjadril, že vzorka obsahuje formy ilýru až spodného ladinu.

Hradná skala v Beckove

Horniny zaradené k reiflinským vápencom sa už na prvý pohľad dajú bez problémov identifikovať a odlíšiť. Sú to zreteľne vrstvomité tmavohnedosivé mikrokryštalické vápence s nápadnými hľuzami rohovcov. Ich vrstvomité plochy sú nerovné, poprehýbané, uzlovité. Pozorovaním navetraných plôch binokulárnym mikroskopom možno zistiť, že sú vyplnené tenkostennými schránkami bi-valvií.

V minulosti boli známe ako vápence *muschelkalku* (Stache, 1864), resp. ako *virglorský* vápenc (Uhlig, 1903). Neskôr boli známe ako rohovcové vápence alebo vápence s čiernymi rohovcami (Maheľ, 1964, 1967; Mock, 1971), prípadne ako hľuznaté vápence (Mock, 1971; Maheľ, 1984) pripomínajúce reiflinské vápence (Mock, 1971). Za reiflinské vápence ich považovali Kozur a Mock (1974), Mišík (1976), Maheľ (1979, 1986), Salaj (in Salaj et al., 1983), Bystrický (1981 in Bystrický, 1985), Bystrický (1985) a Masaryk (1993).

Pravdepodobne z reiflinských vápencov pochádza aj časť mikrofauny z viacerých, bližšie nešpecifikovaných horizontov pelagických facií pri Beckove (Mock, 1971). Z nich pochádza aj mikrofauna zistená Kozurom a Mockom (1974): vzorka 93/6 (0,5 m od železnej brány) obsahovala *Theelia undata* MOSTLER a ramiformné konodonty; podľa nich reprezentuje hranicu anisu a ladinu; vzorka 93/9, odobraná podľa nich z najvyššej časti

reiflinského vápenca, zaradená do fasanu, obsahovala: *Priscopedatus staurocunitoides* MOSTLER a *P. triassicus* MOSTLER. Boorová (2005) z výbrusu zo vz. č. 2 zo zriedkavo sa vyskytujúcich foraminifer určila *Arenovidalina chialingchiangensis* HO, *Diplotremmina subangulata* KRISTAN-TOLLMANN, *Pseudonodosaria* sp. a ďalšie nodosárieové formy so širším stratigrafickým rozpätím.

Mikrofaciálne boli reiflinské vápence charakterizované z kolekcie výbrusov J. Bys-trického (vz. 2/81 – výbrusy 6 481 – 6 482). Sú to biomikrity s natlačenou vláknovou mikrofáciou a rádioláriami. Hornina je postihnutá rekryštalizáciou. Výbrus zo vz. č. 2 – biomikrity až pelbiomikrity s natlačenou vláknovou mikrofáciou. Z iných organických zvyškov sa zriedkavejšie zachovali ostrakódy a ?rádiolárie.

Troska Teplého vrchu

V tektonickej troske Teplého vrchu pri Starej Lehote reiflinské vápence zma-poval Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983). V tom čase sa pod reiflinské vá-pence zahŕňali všetky pelagické fácie triasu hronika (teda aj neskôr vyčlenené vápence zámostského a partnašského súvrstvia). Pevný (in Havrila a Vaškovský, 1983) z nich (z materiálu M. Havrila) určil nasledujúce mikrofosílie (vzhľadom na uvedené skutočnosti nemožno stanoviť, z ktorých litostratigrafických jedno-tiek): z najspodnejšej časti súvrstvia – *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *G. excelsa* (MOSHER), *Hindeodella (Metaproniodus) spengleri* (HUCKRIEDE), *Prioniodina (Cypridodella) muelleri* (TATGE), *P. (C.) venusta* (HUCKRIEDE a *P. pectiniformis* (HUCKRIEDE) – vek vzorky stanovil na fasan (len na základe toho sa možno domnievať, že vzorka pochádza z fácie reiflinských vápencov); takmer z najvyššej časti súvrstvia – *Prioniodina (Cypridodella) venusta* (HUCKRIEDE), *Hindeodella (Metapronio-dus) spengleri* (HUCKRIEDE), *Enanthiognathus petraeviridis* (HUCKRIEDE), *Gon-dolella constricta* MOSHER et CLARK, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE) a *Gondolella cf. excelsa* (Mosher) – vek vzorky stanovil na fasan. Vzhľadom na to, že vyššie nasledujú wettersteinské vápence, ako aj vzhľadom na veľkú hrúbku reiflinských vápencov na tejto lokalite (na iných lokalitách v Považskom Inovci dosahujú reiflinské vápence veľmi malú hrúbku) treba vek tejto vzorky overiť. Je nepravdepodobné, že celú veľkú hrúbku, ktorá je tu zahrnutá k reiflinským vápencom, tvorí len táto fácia. Pravdepodobne sú zastúpené aj horniny partnašského súvrstvia. Bez detailnejšieho terénneho výskumu ne-možno usúdiť, či sú tu zastúpené len reiflinské vápence, alebo či je tu širší súbor pelagických facií.

86 partnašské súvrstvie: ilovité vápence s rohovcami a ilovce (longobard – kordevol)

Sedimenty partnašského súvrstvia boli kartograficky vyčlenené len v kryhe Úhradu (na hrebienku východne od Topoľčianskeho hradu) a v tektonickej tro-ske hradnej skaly v Beckove. Je možné, že vystupujú aj na iných miestach, kde

však doteraz neboli odlišené od iných pelagických facií triasu hronika (reiflinských vápencov a vápencov zámostského súvrstvia). Tieto prípady sú znázornené na mape ako nečlenené pelagické fácie.

Kryha Úhradu

Partnašské súvrstvie pri Podhradí pozostáva z vápencov a ílovcov. *Vápence* sú vrstvovité. Vrstvy dosahujú hrúbku 5 – 60 cm. Vrstvové plochy sú nerovné. Vápence sú sivé, mikrokryštalické, prípadne (väčšinou) majú charakter mixtitov (vznik sklzom sedimentu). Sivé mikrokryštalické vápence (v čase vzniku už viac litifikované) v nich tvoria „hľuzy“ v sivožltej ílovitejšej (ílovité vápence) „základnej hmote“ (v čase vzniku sklzu nelitifikovanej). K charakteristickým znakom patria aj hľuzy rohovcov, ktoré sa v hornej časti vytrácajú. Mikrofaciálne ich možno charakterizovať prevažne ako biopelmikrity s detritom ľalioviek, ostrakódmi, vláknami a gastropódmi. Hojne sa v nich vyskytujú stylolity paralelné s vrstvovitou. Druhou zložkou sú *ílovce*. Tvoria niekoľko polôh (hrubých 5 – 115 cm) najmä v časti súvrstvia pod raminskými vápencami a nad nimi. Sú zelenosivé, hnedosivé a žltohnedosivé. Ich najvyššiu polohu hrubú asi 9 m, nachádzajúcu sa nad raminským vápencom, považoval Kámen (1976) za lunzské vrstvy, z oboch strán tektonicky obmedzené. Je to však práve naopak. Smerom z podložia aj do nadložia tu možno pozorovať plynulé prechody (postupne sa objavujú len niekoľko cm hrubé vložky bridlic vo vrchnej časti raminských vápencov a rovnakým spôsobom, t. j. striedaním s partnaškými vápencami, aj vyznievajú). Partnašské súvrstvie (spolu s raminskými vápencami) Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983) označil ako člen d v komplexe reiflinských (rozumej pelagických) vápencov.

Zo vzorky 264B1/80 (odobral M. Havrila) temer z bázy súvrstvia určil J. Pevný nasledujúce spoločenstvo vrchného fasanu: *Gondolella transita* KOZUR et MOSTLER, *G. excelsa* (MOSHER) so znakmi prechodu ku *G. foliata* (BUDUROV), *Ozarkodina tortilis* TATGE, *Enantiognathus petreviridis* (HUCKRIEDE), *Hindeodella* (*Metaprioniodus*) *spengleri* (HUCKRIEDE) a *Diplododella magnidentata* (TATGE). R. Mock (osobná informácia) sa pri hodnotení tejto vzorky na základe výskytu *G. excelsa* (MOSHER) so znakmi prechodu ku *G. foliata* (BUDUROV) priklonil už k longobardu. Zo vzorky 264B2/80 (odobral M. Havrila) určil J. Pevný toto spoločenstvo spodného fasanu – spodného longobardu: *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Prioniodina* (*Cypridodella*) *venusta* (HUCKRIEDE), *P. (C) muelleri* (TATGE), *Enantiognathus petreviridis* (HUCKRIEDE) a *E. ziegléri* (DIEBEL).

Hradná skala v Beckove

Na lokalite Beckov k súvrstviu začleňujeme mikrokryštalické vápence vystupujúce v nadloží reiflinských vápencov. Na rozdiel od podložných facií majú nápadne svetlejšie farby (rôzne prechody sivej, hnedosivej a žltosivej farby) a majú nápadne vysoký obsah ílovitej prímеси. Striedajú sa v nich úseky vrstvo-

vitých sivých, viac rovnoplochých, menej ílovitých vápencov s úsekmi vrstvovitých mixtitov, v ktorých je premiešaná hmota čistejšieho (sivého) a ílovitejšieho (žltosivého) vápenca. Plochy mixtitov sú často nerovné. Nerovnosti spôsobujú drobné hľuzy (s veľkosťou a tvarom halušiek) čistejšieho vápenca pokrývajúce celú plochu vrstvy. Vznikli premiešaním litologicky odlišných zložiek pravdepodobne pri sklze sedimentu. V nerovnostiach vrstvových plôch sú zachované zvyšky ílovitých bridlic. Vo vyššej časti súvrstvia (v delovej bašte) smerom do nadložia narastá hrúbka vrstiev vápencov a vyskytujú sa v nej aj tri asi 15-centimetrové polohy žltosivých partnašských ílovcov (bridlic). Tieto polohy Wolska et al. (2002) považujú za pyroklastiká a vápence, v ktorých sú uložené, charakterizovali ako kalcilutity a hrubovrstvovité bioklastické vápence. Organodetrit (úlomky článkov ľalioviok a detrit tenkostenných schránok bivalvií) je zreteľne zriedkavejší a viaže sa na čistejšie, neílovité vrstvy vápencov.

Fosilie z tejto časti vrstvového sledu sa predtým nezistili. Boorová (2005) z výbrusu zo vz. č. 3 z bázy súvrstvia určila veľmi vzácne sa vyskytujúce foraminifery *Arenovidalina chialingchiangensis* HO a časť schránky nodosáriovej formy bez presnejšieho stratigrafického zaradenia.

Na mikrofáciálne pozorovanie boli vhodné výbrusy z kolekcie J. Bystrického (vz. 1/81 – výbrusy 6 479 – 6 480, vz. pochádza z bázy súvrstvia). Sú to pelbiomikrity s vláknami. Obsahujú juvenilné brachiopódy a rádiolárie. Zo súvrstvia sa vyhotovili výbrusy zo vz. č. 3 – 7. Výbrus zo vz. č. 3 – pelbiomikrit až pelbiomikrosparit s vláknovou mikrofáciou. Zistili sa v ňom zle zachované rádiolárie, ostrakódy, ojedinele aj foraminifery. Výbrus zo vz. č. 4 – pelbiomikrit až pelbiomikrosparit s vláknovou mikrofáciou. Ojedinele sa vyskytujú foraminifery, ostrakódy a ?rádiolárie. Výbrus zo vz. č. 5 – pelbiomikrit s vláknami a s veľmi zle zachovanými rádioláriami. Výbrus zo vz. č. 6 – pelmikrit s mikrosparitovou hmotou medzi peletami. Výbrus zo vz. č. 7 – detto, s vláknami, rádioláriami a ojedinelými, zle zachovanými foraminiferami.

85 pelagické fácie, nečlenené: reiflinské vápence a partnašské súvrstvie (fasan – kordevol)

Na podstatnej časti plochy výskytu pelagických facií spodného telesa hroňa kryhy Úhradu tieto fácie neboli kartograficky odčlenené. Takto sú znázornené na hrebienku sz. od Topoľčianskeho hradu. Odtiaľ sa v súvislom pruhu tiahnu na juhovýchod na severné svahy lokality Pod hradom, na juh až do sedla Polianky a odtiaľ na východ po severných svahoch lokality Vinište až k pramennej oblasti potoka Slivnička. V tomto rozsahu sú prvýkrát znázornené na tejto mape. Tým sa smerom na juh podstatne rozšíril areál výskytu vrstvového sledu, ktorý sa v minulosti stotožňoval s bielovážskym sledom. To umožnilo rozšíriť a spresniť rozsah spodnej tektonickej jednotky. Vzhľadom na zanedbateľnú hrúbku zámostského súvrstvia aj reiflinských vápencov podstatnú časť tejto plochy reprezentuje partnašské súvrstvie. Smerom na juh a do nadložia (na svahoch Vinišťa) sa partnašská fácia vytráca. Tieto fácie sme opísali v predchádzajúcom texte.

84 raminské vápence: sivé vrstvovité vápence s organodetritom a rohovcami (vrchný longobard – kordevol)

Vápence tejto fácie vystupujú v kryhe Úhradu (na hrebienku východne od Topoľčianskeho hradu a medzi sedlom Polianky a východným hrebeňom masívu Vinište; nie je vylúčené, že vrchná časť svetlých vápencov vystupujúcich na Viništi v podloží wettersteinského dolomitu patrí už k wettersteinským vápencom) a v troske hradnej skaly v Beckove.

Kryha Úhradu

Raminské vápence všeobecne vystupujú vo vrstvovom slede nad pelagickými fáciami a pod wettersteinskými fáciami. Na „hradnom“ hrebienku v Podhradí (a na Viništi) ich však zreteľne možno sledovať vo vyššej časti partnašského súvrstvia („sykali“ sa do sedimentačnej oblasti partnašskej fácie, čo je dôkazom, že v čase sedimentácie tejto časti sledu partnašského súvrstvia sa vedľa seba vyskytovali s wettersteinskými fáciami okraja karbonátovej platformy, t. j. že tieto fácie sú sčasti súveké). Vývoj raminského vápenca sa v Podhradí končí výraznou polohou bridlic partnašských vrstiev vystupujúcich priamo v prístupovej ceste (najvyššej, resp. najzápadnejšej z prístupových ciest) z obce na hrad. Raminské vápence (spolu s partnašským súvrstvom) Havrila (in Havrila a Vaškovec, 1983) označil ako člen d v komplexe reiflinských vápencov (rozumej pelagických fácií).

Raminské vápence sú sivé, pomerne hrubo vrstvovité, s vrstvami hrubými aj viac ako 1 m. Často v nich možno rozoznať menej výrazné plochy oddeliteľnosti alebo rozhrania jednotlivých „násypov“. Smerom do nadložja sa hrúbka vrstiev znižuje (1 – 2 dm). Mikrokryštalické vápence obsahujú výrazný podiel drobnozrnitého organodetritu. Hľuzy rohovcov sa vyskytovali len v spodnej časti súvrstvia hrubej 2 – 2,5 m, ktorá vystupuje asi 5 m na bázu súvrstvia. Vstupy tenkých vrstiev (hrubých asi 2 cm, ojedinele viac) detritických vápencov sa vyskytujú aj v najvyššej polohe partnašských bridlic.

Zo vzorky 264C1/80 (odobral M. Havrila) z bázy výrazne rohovcového horizontu v spodnejšej časti raminských vápencov určil J. Pevný toto spoločenstvo vrchného longobardu – kordevolu: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV et STEFANOV, *Metapolygnathus mostleri* (KOZUR), *M. mungoensis* (DIEBEL), *Prioniodina* (*Cypridodella*) *venusta* (HUCKRIEDE), *Enantiognathus petreviridis* (HUCKRIEDE), *E. ziegleri* (DIEBEL), *Hindeodella* (*Metaproniodus*) *spengleri* (HUCKRIEDE) a *H. (M.) pectiniformis* (HUCKRIEDE). R. Mock (osobná informácia) z tejto vzorky určil ešte *Gondolella foliata* (BUDUROV), vek vyhodnotil ako vyšší longobard a vylúčil karn. Zo vzorky 264C2/80 (odobral M. Havrila) z vyššej časti raminských vápencov určil J. Pevný toto spoločenstvo kordevolu – spodného julu: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Hindeodella* (*Metaproniodus*) *spengleri* (HUCKRIEDE), *H. (M.) pectinifor-*

mis (HUCKRIEDE) a *Irinella canalifera* (KRISTAN-TOLLMANN). R. Mock (osobná informácia) z tejto vzorky určil ešte *G. tadpole* HAYASHI a vek stanovil na karn.

Hradná skala v Beckove

Najvyšší člen vrstvomého sledu hronika na hradnej skale v Beckove tvoria svetlosivé rovnorodé čisté (neilovité) drobnokryštalické rekryštalizované vápence. Vrstvovitosť je v nich len nezreteľná. Ako-tak dobre ju možno pozorovať najmä v spodnej časti telesa týchto vápencov. Pôsobia dojmom masívnych nevrstvovitých vápencov. Pri detailnom pohľade je však vrstvovitosť v celej hrúbke telesa zreteľná a charakteristický je výskyt množstva stylolitov paralelných s vrstvovitosťou. Mikrofaciálne sú to pelmikrosparity. Obsahujú autigénny kremeň, ojedinele aj ostrakódy a foraminifery. V najvyššej časti vápencov sa zvyšuje frekvencia výskytu organodetritu a foraminifer.

Starší autori súvrstvie pravdepodobne zahrnuli pod *muschelkalk* (Stache, 1864), resp. pod *virglorský* vápenec (Uhlig, 1903). Mladší autori ho označujú ako: svetlé vápence (Mahel', 1967); masívne sivé vápence (Mahel', 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* (J. Bystrický) Mahel' (1979) pokladal za steinalmské vápence; fasanské svetlé vápence wettersteinského typu (Salaj in Salaj et al., 1993); masívne biele vápence – wettersteinské vápence (Mahel', 1984, 1986); vápence raminského a wettersteinského súvrstvia (Masaryk, 1993).

Fosílie zo súvrstvia zatiaľ takmer nie sú známe. Len Salaj (in Salaj et al., 1983, s. 38, 191) informoval, že „... vo fasanských svetlých vápencoch wettersteinského typu na hrade Beckov (materiál M. Mahel'a, č. výbr. 796/65 – hradný vŕšok) bol zistený foraminiferový druh *Lamelliconus* aff. *ventroplanus* (OBERH.)“. Z iných pohorí Západných Karpát a z mimokarpatského priestoru ho uvádza (l. c., s. 36, 39, 148, 189, 191, 192) z vrchného ilýru – karnu. Na základe osobného oznámenia J. Salaja (vychádzajúceho z jeho revízných prác) tento druh má rozpätie najvrchnejší ladin (longobard) – spodný karn. Mahel' (1979, s. 30; 1984, s. 31; 1986, s. 319) podal informáciu, že v týchto vápencoch (považoval ich za wettersteinské) J. Bystrický našiel riasu *Physoporella pauciforata*?. Bystrický (1985) však na hradnej skale v Beckove steinalmské vápence omylom považoval za wettersteinské, a tak spomenutá informácia sa asi mala týkať steinalmských vápencov. Boorová (2005) z výbrusu zo vz. č. 8 zo vzácne sa vyskytujúcich foraminifer určila *Valvulina azzouzi* SALAJ, *Pseudonodosaria* sp. a úlomky schránok nodosáriových foriem – stanovila vek v rozpätí stredný anis až spodný réť; z výbrusu zo vz. č. 9a zo sporadicky sa vyskytujúcich dierkavcov určila *Turriglomina mesotriatica* (KOEHN-ZANINETTI), *Valvulina azzouzi* SALAJ, cf. *Meandrospira* sp. a úlomky nodosáriových foraminifer – stanovila vek v rozpätí stredný anis – spodný karn; z výbrusu zo vz. č. 9b z pomerne hojne sa vyskytujúcich foraminifer, z ktorých má výrazné zastúpenie skupina nodosáriových foriem, určila *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN, *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp. a *Planinivoluta* sp. – identifikované foraminifery neumožňujú presnejšie stanovenie stratigrafického rozpätia.

Táto fácia sa zistila len v kryhe Úhradu (hradný hrebienok). Tmavé vápence prebiehajú v s.-j. smere naprieč hrebienkom 150 – 300 m východne od kóty 588 a 1 km západne od Topoľčianskeho hradu. Smerom na juh pokračujú Beňovskou dolinou až po stanicu lyžiarskeho vleku. Vo vrstvovom slede sú v pozícii raminského vápence. O ich definitívnom zaradení rozhodne až následné mikrofaciálne a biostratigrafické štúdium.

Vápence sú tmavosivé, mikrokryštalické, hrubovrstvovité. Na pohľad pripomínajú svetlejšie gutensteinské vápence. S nimi ich stotožnil Kámen (1976). Vystupujú však v pozícii raminských vápencov.

Nad cestou z obce Podhradie na hrad v nadloží najvyššej polohy partnašských bridlíc až po wettersteinské vápence vystupujúce na hrade (t. j. v rovnakej pozícii ako opísané tmavé vápence) vystupujú vápence, ktoré kartograficky vyčlenil už Kámen (1976). Považoval ich (na mape) za gutensteinské vápence (hoci na s. 22 ich považuje za litologicky podobné masívnym až lavicovitým vápencom vyšších oddelení triasu¹⁶). Rovnako (ku gutensteinským) ich zaradil aj Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983). Ich zaradenie ku konkrétnej sukcesii, resp. k tektonickej jednotke robilo problémy aj Maheľovi a Havrilovi (1980). Uvažovali o ich príslušnosti k bielowážskej jednotke alebo k vyššiemu príkrovu (l. c., s. 20). Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983 s. 90) ich charakterizoval ako sivé až svetlosivé, prevažne masívne až hrubolavicovité vápence, smerom do nadložia prechádzajúce do svetlých masívnych vápencov „wettersteinského typu“. Pri oboch fáciách konštatuje neznáme stratigrafické rozpätie aj tektonickú príslušnosť, hoci na inom mieste (l. c., s. 85) konštatuje, že „... pri Podhradí sa zdá, že reiflínske vápence¹⁷ plynulo prechádzajú do vyšších členov vrstvomého sledu...“. Z toho vyplýva, že to môže byť len jeden sled. Nateraz nie je rozhodnuté, k akej litostratigrafickej jednotke spomenuté vápence patria (o ich definitívnom zaradení rozhodne až mikrofaciálne a biostratigrafické štúdium). Škrapovité zvetrávajú a sú rekryštalizované. Nepozorovali sme v nich vrstvitosť, zrnitosť ani prítomnosť organodetritu, t. j. znaky typické pre raminské vápence. Možno ich charakterizovať ako prechodnú fáciu od raminských vápencov k wettersteinským. Túto litofáciu Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983, s. 89) označil ako člen e vrstvomého sledu. V jej nadloží sa zistili svetlé masívne vápence „wettersteinského typu“.

¹⁶ Tieto vápence podľa súčasných znalostí vystupujú vo vyšších príkrovových telesách kryhy Úhradu a sú to skutočne gutensteinské vápence. Kámen (1976) ich k vyšším oddeleniam triasu zaradil pre neznalosť príkrovovej stavby kryhy Úhradu. Tieto vápence (vyšších oddelení triasu) nemožno stotožňovať s vápencami vystupujúcimi v nadloží partnašských bridlíc pri Podhradí.

¹⁷ V súčasnom poňatí ide o súbor pelagických fácií.

82 wettersteiské vápence rifovej fácie: svetlosivé masívne organogénne vápence s hubkami (?vrchný longobard – ?spodný jul)

Vystupujú v priestore kryhy Úhradu (na nádvorí Topoľčianskeho hradu a v jeho širšom okolí; úzky pruh týchto vápencov v s.-j. smere prebieha naprieč tým istým hrebienkom aj 100 – 150 m východne od kóty 588, resp. 1,1 km sz. od Topoľčianskeho hradu; nie je vylúčené že sem patrí aj vrchná časť svetlých vápencov, predbežne zaradených k raminským vápencom, vystupujúcich na Viništi; vystupujú aj na oboch svahoch údolia smerujúceho na SZ od samoty Zľavy, kde nad vodohospodárskym objektom na severných svahoch tejto doliny tvoria rozsiahlejšie stenovo-bralné odkryvy) a v troske Teplého vrchu pri Starej Lehote.

Pomerne silno tektonicky porušené vápence (prestúpené sieťou žiliek kalcitu) sú svetlobielosivé, mikrokryštalické, masívne, prípadne hrubovrstvovité, rekryštalizované, s neidentifikovaným organodetritom a s rifotvornými organizmami (?hubkami). Ojedinele sa v nich zistili vložky wettersteinských dolomitov.

V troske Teplého vrchu tieto svetlé masívne wettersteinské vápence možno zaradiť k sfinktozoovej fácií rifového komplexu.

81 wettersteinské dolomity: svetlosivé dolomity lagunárnej fácie (?vrchný longobard – ?spodný jul)

Zistili sa len v kryhe Úhradu. Vystupujú v širšom okolí kóty 589 nachádzajúcej sa 300 m východne od kóty Smutný vršok, t. j. v najzápadnejšej časti hrebienka, na ktorom stojí Topoľčiansky hrad, a v strednej časti tohto hrebienka, t. j. východne od Topoľčianskeho hradu. Na oveľa väčšej ploche sú zachované v masíve Vinišťa medzi sedlom Polianky, obcou Závada a lokalitou Vinohrady. Vystupujú aj na južných svahoch kóty 412 m Skalka.

Na základe všetkých starších máp (mapa Bieleho in Kuthan et al., 1963 a 1964 – zostavená na základe rukopisnej mapy Maheľa z roku 1959; Kámen, 1976; Maheľ et al., 1980; Havrila in Havrila a Vaškovský, 1983; Maheľ, 1984; Biely et al., 1996; Lexa et al., 2000) sa zdalo, že wettersteinské dolomity vystupujúce západne od obce Závada až po sedlo Polianky sú súčasťou tematického príkrovu (sensu Bystrický, 1973). Ten sa v minulosti zaraďoval ku gemeriku, neskôr k siliciku. K tematickému príkrovu, ponímanému v zmysle Havrila (1993a, b), teda už ako súčasť hronika, budovanému fáciami karbonátovej platformy, zaradil tieto dolomity aj Havrila (in Pristaš et al., 1997 a 2000). Až na základe tejto mapy je zrejmé, že tieto dolomity nie sú súčasťou tematického príkrovu (ktorý, navyše, podľa tejto mapy tiež nie je jednoliatym telesom, ale má imbrikovanú stavbu). Ležia pod týmto príkrovom a sú súčasťou nižšieho tektonického telesa hronika, telesa s reiflinskými vápencami, s veterlínskou sukcesiou.

Vystupujú v nadloží wettersteinských (resp. raminských) vápencov a v podloží lunzských vrstiev alebo hlavných dolomitov. Západne od obce Závada sú odkryté a ťažia sa v rozsiahlych lomoch.

Zastupuje ich lagunárny vývoj. Sú svetlosivej až bielej farby (úplne čisté, bez ílovitej prímеси), často cukrovité. V dôsledku tektonického postihnutia a zvetrávania sa rozpadajú na štrk až piesok a sú v nich založené početné erozívne ryhy. Vrstvovitost' preto nemožno sledovať. Najmä pre vysoký stupeň rekryštalizácie (dolosparit) sa v nich nenašli žiadne fosílné zvyšky organizmov. Fosílie z tejto fácie sa zistili len v okolí Tematínskeho hradu na západnej strane pohoria.

80 lunzské vrstvy: pieskovce a ílovce (?tuval)

Lunzské vrstvy sú väčšinou zachované len ako menšie telesá šošovkovitého tvaru. Zistili sa na jv. úpätiach masívu Vinište severne od lokality Peťuška, teda z. až jz. od lomu, a v lokalite Mníchova roľa z. od samoty Zľavy.

Kámen (1976) k lunzským vrstvám zahrnul aj najvyššiu polohu (ktorej hrúbku odhadol na 6 – 7 m) partnašských bridlic vystupujúcich na hradnom hrebienku pri Podhradí. Údajne v nich vystupuje aj niekoľko polôh tmavohnedých pieskovcov hrubých do 2 cm. Tieto polohy, makroskopicky pripomínajúce pieskovce, sa v bridliciach síce vyskytujú, tvoria ich však zrastené kryštály evaporačných minerálov. Zistili sa len úlomkové odkryvy typických vrstvomitých zelenosivých, do hrdzavohneda zvetrávajúcich pieskovcov, ojedinele aj ílovcov čiernej farby.

V minulosti (Mahel', 1979; Mahel' a Havrila, 1980; Havrila in Havrila a Vaškovský, 1983, s. 85) sa uvádzalo, že lunzské vrstvy v tomto tektonickom telese nevystupujú. Očakávalo sa, že sa vyskytujú v nadloží pelagických facií (v minulosti sa zahŕňali pod reiflinské vápence), ako je to v panvových priestoroch (bielovážsky bazén, bazén Dobrej Vody). Vystupujú však v nadloží wettersteinských dolomitov. Len pri samote Zľavy sú priamo v nadloží reiflinských vápencov, sčasti aj v nadloží wettersteinských vápencov. Výnimčnosť tohto priestoru zdôrazňuje aj podstatne väčšia hrúbka lunzských vrstiev. Postavenie tohto priestoru nie je stále dostatočne objasnené.

Skupina hlavného dolomitu

79 hlavné dolomity: sivé vrstvomité dolomity (?tuval – norik)

Boli vyčlenené v nadloží opísanej šošovky lunzských vrstiev na jv. hrebene masívu Vinište. Tvoria aj malý hrebeň južne od lokality Mníchova roľa jz. od samoty Zľavy.

Hlavné dolomity sú sivé až tmavosivé, mikrokryštalické, zreteľne vrstvomité. Nezistili sa v nich fosílie ani žiadne sedimentárne textúry.

78 mičinské súvrstvie: pestré ílovce a dolomity (norik)

Sedimenty predbežne zaradené k mičinskému súvrstviu sa zistili v oráčine na samote Zľavy, a najmä 50 m jz. na odlesnenom priestore pod lesom nad spomenutou oráčinou. Vystupujú v nejasnej a nejednoznačnej pozícii. Možno ich chá-

pať ako pokračovanie sledu hronika (mičinské súvrstvie) alebo ako podložie hronika (karpatský keuper veporika). Zaradenie k mičinskému súvrstviu sa zvolilo preto, lebo je to najmenej komplikovaný spôsob vysvetlenia vystupovania fácie karpatského keuperu v tomto priestore.

Sedimenty predbežne zaradené k mičinskému súvrstviu sú typickou fáciou karpatského keuperu. Tvoria ich prevažne červenofialové (ojedinele aj zelenosivé) ílovce a typický evaporačný vrstvovitý keuperský dolomit sivej, zelenosivej, prípadne fialkastej farby (v oráčine sa zistili aj úlomky červenofialových sľudnatých pieskovcov). Spomenuté sedimenty nemožno makroskopicky odlišiť od sedimentov karpatského keuperu veporika.

POVAŽSKÝ PRÍKROV

Bebravská sukcesia (*S. Buček*)

77 malužinské súvrstvie: červené ílovce a tholeiitické bazalty (perm)

Horniny malužinského súvrstvia vystupujú v Považskom Inovci na jedinej lokalite – v doline Modrovského potoka (dolina Kalištia) asi 2,5 km vjv. od Modrovej. Tvoria pomerne malé šošovkovité teleso zachované na báze príkrovu (Havrila in Havrila a Vaškovský, 1983; Havrila in Havrila et al., 2006).

Súvrstvie tvoria sľudnaté piesčité ílovce červenej farby a tholeiitické bazalty. Posledné petrologické štúdium vulkanitov z tejto lokality urobil Zorkovský (1958). Vyčlenil v nich štyri typy: melafýrový porfýrit, porfýriticko-mandľovcový melafýr, celistvý melafýr a melafýrový tufit. Mahel' (in Mahel' et al., 1967) k súvrstviu podmiennečne zaradil aj „červenofialové, sčasti piesčité ílovce a doštičkovité kremence vystupujúce v lome pri Hubine“, ktoré neskôr (Mahel', 1979) zaradil do spodného triasu (cf. Havrila in Havrila et al., 2006).

„Prelom melafýru v oblasti pestrých vrstiev“ z tejto lokality prvý opísal Stache (1864). Hauer (1864) ho zakreslil tiež ako súčasť „pestrých vrstiev“. Ferenczi (1918) melafýry (diabasové porfýry) dáva do súvisu so „štvrtým pruhom keuperu“ a prisudzuje im ?jurský vek. Zorkovský (1958) ich na základe práce Ptáka (1956 in Zorkovský, 1958) zaradil k chočskému príkrovu. Mahel' (in Buday et al., 1962) vyslovil názor o jeho mladšom, poliasovom veku (spodnokriedovom alebo aj mladšom?), neskôr (Mahel' in Mahel' et al., 1967) ho zaradil k permu melafýrovej série (cf. Havrila in Havrila et al., 2006).

76 benkovské súvrstvie: kremenné pieskovce až kremence (griesbach – ?namal)

Benkovské súvrstvie tvorí spodnotriasovú bazálnu časť považského príkrovu. Vystupuje na severných svahoch Modrovského potoka (doliny Kalištia) asi 2 km vjv. od Modrovej. Horniny benkovského súvrstvia tvoria pomerne mohutné, 400 m dlhé šošovkovité teleso, sčasti ležiace nad malužinským súvrstvom, sčasti

nad porubským súvrstvom veporika (Havrila in Havrila a Vaškovský, 1983; Havrila in Havrila et al., 2006).

Kremence sa makroskopicky nelíšia od kremencov lúžňanského súvrstvia. Sú vrstvovité, jemno- až hrubozrnné, zelenosivej, sivej, ružovej až červenofialovej farby. Obsahujú vložky pestrých ílovcov. Fosílie sa v nich nezistili. Stache (1864), Hauer (1864) a Ferenczi (1918) ich považovali za súčasť pestrých vrstiev vrchného triasu. Maheľ (in Maheľ et al., 1960; in Maheľ et al., 1963) siliciklastické sedimenty tejto časti sledu zaradil ku karpatskému keuperu križňanskej jednotky (cf. Havrila in Havrila et al., 2006).

Vekové zaradenie do skýtu (griesbach – ?namal) predpokladáme iba na základe pozície vo vrstvovom slede.

Šuňavské súvrstvie

75a rauvaky: porózne dolomitové brekcie (?namal – spat)

Vystupujú na báze stredného tektonického telesa hronika vo východnej časti regiónu (Havrila in Kohút et al., 2004) a tvoria šošovkovité teleso. Na povrchu teleso vystupuje v dĺžke 1,3 km v lokalite Pod hradom južne od Topoľčianskeho hradu. Odtiaľ pokračuje na SZ do lokality Beňovská.

Zatiaľ sa nepreukázalo, či rauvaky patria k sedimentom staršieho triasu, alebo či ide o tektonické brekcie sprevádzajúce násunovú plochu. V prospech druhej alternatívy hovorí ich zloženie a pozícia. Sú to žltosivé porózne „bunkovité“ dolomity špongiovitého vzhľadu alebo sivé dolomitové brekcie (klasty iných typov hornín sa nezistili). Vystupujú pod siliciklastickým šuňavským súvrstvom a pod nepatrne zachovaným benkovským súvrstvom (Havrila in Kohút et al., 2004).

Rauvaky sivožltej (okrovej) farby sprevádzajú pestré ílovce a kremenné pieskovce šuňavského súvrstvia. V doline Kališťa tvoria šošovkovité teleso uložené nad benkovským súvrstvom a pod siliciklastickými horninami šuňavského súvrstvia (Havrila in Havrila et al., 2006).

75b pestré ílovce a kremenné pieskovce (?namal – spat)

Sedimenty šuňavského súvrstvia vystupujú na báze stredného tektonického telesa hronika alebo v nadloží rauvakov vo východnej časti Považského Inovca (Havrila in Kohút et al., 2004). Na povrchu vystupujú v dĺžke 2,0 km medzi sedlom Polianky a sedielkom nachádzajúcim sa medzi kótami 589 a 562, t. j. 0,5 km východne od kóty Smutný vršok. V západnej časti pohoria teleso šuňavského súvrstvia vystupuje na báze príkrovu (sčasti v nadloží benkovského súvrstvia) v priestore medzi Grnicou a Starou Lehotou. Vystupuje aj na báze čiastkového príkrovu (resp. duplexu) severne od Hubiny (Havrila in Havrila et al., 2006).

Súvrstvie pozostáva z pestrých červenofialových a sivozelených sľudnatých ílovcov a piesčitých ílovcov a z jemno- až strednozrnných kremitých vrstvomitých pieskovecov svetlosivej a ružovofialovej farby.

Keďže nateraz nemáme žiadne biostratigrafické údaje o ich stratigrafickom rozpätí, ich vekové rozpätie (?namal – spat) predpokladáme iba na základe ich pozície vo vrstvovom slede.

Skupina jednotnej karbonátovej plošiny (gutensteinskej)

74 gutensteinské dolomity, sivé brekciovité dolomity a rauvaky: sivé až tmavosivé vrstvomité dolomity, sivé brekciovité dolomity a rauvaky (?starší egej – pelsón)

Vo východnej časti regiónu v nadloží šuňavského súvrstvia a v podloží gutensteinských vápencov vystupujú v strednom tektonickom telese (Havrila in Kohút et al., 2004) gutensteinské dolomity. Teleso gutensteinských dolomitov sa tiahne od sz. okraja kryhy Úhradu, t. j. od kóty 589 nachádzajúcej sa 300 m v. od kóty Smutný vršok v smere na JV v dĺžke 1,3 km. V juhozápadnej časti Strážovských vrchov v podloží gutensteinských vápencov vystupuje malé teleso gutensteinských dolomitov jz. od Trenčianskych Mitíc, sz. od kóty Hroblica (Polák in Ivanička et al., 2005). Tvoria ho sivé až hnedosivé vrstvomité mikrokryštalické dolomity sterilné na faunu.

V západnej časti regiónu na rozhraní spodného triasu (Buček in Havrila et al., 2006) a stredného triasu – bázy gutensteinského súvrstvia – vystupujú ojedinelé polohy rauvakov. Litologicky sú to žltosivé, silno porózne dolomity alebo sivé brekciovité dolomity. Mikrofaciálne sú to sparity so značným podielom úlomkov angulárnych zín kremeňa. Predpokladané vekové zaradenie rauvakov do skýtu vyplýva z ich pozície vo vrstvovom slede.

Nad ojedinelými polohami rauvakov vystupujú gutensteinské dolomity. Gutensteinské dolomity sú sivé až tmavosivé, lavicovité (20 – 40 cm), s doskovitým rozpadom jednotlivých lavíc (hrubých 2 – 5 až 10 cm). Vystupujú v ojedinelých východoch ssz. od Starej Lehoty, v. a jv. od kóty Kňaží vrch a sz. od kóty Rovenca. Predpokladáme, že ich celková hrúbka je do 20 m.

Hlavným litotypom spodnej časti gutensteinského súvrstvia – gutensteinských dolomitov – sú sivé brekciovité dolomity v podloží gutensteinských vápencov. Brekciovité dolomity tvoria skalné kulis s výškou niekoľko metrov a predstavujú nápadné morfológické útvary. Brekciovité dolomity sú tmavosivé až sivé, drobno až stredne brekciovité, s ostrohrannými klastami dolomitov v žltkastej dolomitovej základnej hmote. Miestami v nich možno pozorovať vrstvitosť – lavicovitost' (hrubé 20 cm; v záreze lesnej cesty asi 200 m jz. od opusteného kameňolomu sz. od Starej Lehoty) až hrubú lavicovitost' (hrubé viac ako 1 m). Častým znakom brekciovitých dolomitov je ich silné tektonické po-

stiahnutie prejavujúce sa drvením a vyhojenými kalcitovými žilkami. Na mnohých miestach ich výskytu je možné usúdiť, že sa sklzávali v podobe väčších krýh, ktoré môžu prekryvať jednotlivé súbory vrstiev (najmä gutensteinských vápencov) v rámci gutensteinského súvrstvia.

Stratigrafické rozpätie vrstvomitých a brekciovitých dolomitov možno bez akýchkoľvek biostratigrafických údajov iba predpokladať, a to v rozpätí *starší egej – bityn*.

73 gutensteinské vápence: sivohnedé až čiernosivé vrstvomité vápence a tmavosivé brekciovité vápence (?mladší egej – pelsón)

Vo východnej časti regiónu vystupuje pomerne mohutné a súvislé teleso gutensteinských vápencov v dĺžke 4 km medzi kótou Smutný vršok (sz. okraj kryhy Úhradu) a lomom západne od obce Závada v spodnej časti stredného tektonického telesa (Havrila in Kohút et al., 2004). V južnej časti tohto pruhu tvoria gutensteinské vápence bázu príkrovu, severnejšie ležia nad spodnejšími členmi vrstvomitého sledu. Vystupujú aj na západných svahoch Úhradu, kde sú súčasťou vrchného tektonického telesa kryhy Úhradu. V juhozápadnej časti Strážovských vrchov vystupujú gutensteinské vápence v nadloží gutensteinských dolomitov v malom plošnom východe jz. od Trenčianskych Mitíc, sz. od kóty Hroblica (Polák in Ivanička et al., 2005).

Tieto vápence v priestore budovanom vyčlenenými telesami – stredným a vrchným – zaradil Kámen (1976) k vrchnému triasu (noriku). Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983) ich v priestore stredného telesa už zaradil ku gutensteinským vápencom a v priestore vrchného telesa ich síce ponechal vo vrchnom triase, ale konštatoval (l. c., s. 95), že „... *faciálne zodpovedajú skôr strednotriasovým vápencom gutensteinského typu*.“

Vápence sú tmavosivé až tmavohnedosivé, mikrokryštalické (mikritické až mikrosparitické), prevažne hrubovrstvomité (s hrúbkou vrstiev 0,5 – 60 cm, zriedkavejšie aj viac ako 100 cm), bituminózne, veľmi slabo ílovité. Majú svetlosivú patinu zvetrávania. Hornina je temer sterilná na organické zvyšky. Zriedkavo obsahujú voľne rozptýlené úlomky ľalioviek. Len veľmi zriedkavo sa vyskytujú styloliticky obmedzené, paralelne laminované telesá s malou hrúbkou (niekoľko cm) s pomerne hojným detritom ľalioviek. V nerozpustnom zvyšku sa zistili úlomky schránok ulitníkov, lastúrníkov a autigénne klence dolomitu. Sporadicky obsahujú polohy dolomitov. Charakteristickou črtou je dolomitizácia a kalcitové žilky prebiehajúce vrstvami.

V západnej časti regiónu v nadloží tenkej polohy rauvakov (južný svah kóty Siroň) alebo v nadloží gutensteinských dolomitov, resp. sivých brekciovitých dolomitov (západne od chrbta Javorníček) vystupujú tmavosivé brekciovité gutensteinského vápence s hrúbkou iba niekoľko metrov (Buček in Madarás et al., 2006; Buček in Havrila et al., 2006).

Gutensteinské vápence dosahujú plošne najväčšie rozšírenie z. od Kočoviec v okolí kóty Sochoň¹⁸. Smerom na juh vystupujú v podobe malých izolovaných východov na južných svahoch Skalky, jv. od Skalky, v. od obce Hôrka nad Váhom a severne od Hrádockej doliny, jv., sv. a s. od kóty Siroň. V podobe skalných kúl s hrúbkou niekoľko desiatok metrov vystupujú v priestore s. a sz. od Starej Lehoty (v. od chrbta Javorníček, v. a jv. od kóty Kňazí vrch a v. od kóty Rovence) a južným a juhozápadným smerom od Starej Lehoty pokračujú ich výskyty k obci Modrová. Najjužnejší výskyt sa zaznamenal v okolí obce Hubina.

Hlavná litostratigrafická jednotka gutensteinského súvrstvia sú tmavosivé a sivohnedé, miestami až čierne gutensteinské vápence, prestúpené hustou sieťou kalcitových žiliek. Miestami sa vyskytujú aj ružovkasté variety vápencov. Zriedkavo je možné pozorovať sivé lavicovité (hrubé 20 – 30 cm) vápence s krinoidmi (z. od kóty Kňazí vrch) a sivé laminované vápence (jz. od kóty Kňazí vrch, j. od Pavlusovej kopanice, z. od Javorníčka). Ojedinele sú v nich polohy dolomitov. Všeobecne sú vápence masívne, hrubolavicovité (hrubé 100 cm a viac ako 150 cm), vo vyšších častiach lavicovité (20 do 60 cm) a v najvyšších častiach sú vrstvy vápencov doskovito rozpadavé (hrubé do 10 cm), slabó organodetrítické, s prechodom do steinalmských vápencov. Na miestach, kde nie sú zachované steinalmské vápence, v ich nadloží vystupujú wettersteinské dolomity alebo wettersteinské vápence. Gutensteinské vápence sú často tektonicky postihnuté. Dajú sa pozorovať niekoľko metrov hrubé celky postihnuté drvením a zbrekčovatením, resp. tektonicky silne rozpukané vápence so zachovanými tektonickými zrkadlami (napr. na Skalke). Na území medzi kótou Kňazí vrch, Starou Lehotou a Modrovou vystupujú gutensteinské vápence v dvoch tektonicky oddelených šupinách s opakujúcim sa vrstvovým sledom zastúpených litostratigrafických jednotiek. Celková hrúbka gutensteinského súvrstvia (gutensteinských dolomitov a gutensteinských vápencov) je asi 100 – 120 m.

Z mikrofaciálneho hľadiska ide prevažne o mikrity (*mudstones*), v miestach postihnutia rekryštalizáciou sú vápence pseudosparitické. Rekryštalizované polohy obsahujú pseudoolity. Častá je dolomitizácia vápencov. V mikritických častiach vápencov sú často husto roztrúsené idiomorfne obmedzené klenčeky dolomitu (Divinec, 1975). Charakteristickým prostredím vzniku gutensteinských vápencov je subtidálna zóna.

Keďže nemáme žiadne¹⁹ biostratigrafické údaje, spodnú hranicu gutensteinských vápencov kladieme do *?mladšieho egeju*. Ich vrchná hranica pravdepodo-

¹⁸ Zimán (1979) zaradil gutensteinské vápence a dolomity stredného triasu z okolia Sochoňa do beckovskej série obalovej jednotky, ale tmavé vápence gutensteinského typu na kopci Skalka (239,4 m) asi 1 km v. od Kočoviec už zaradil do chočskej jednotky.

¹⁹ Divinec (1975) uvádza z gutensteinských vápencov mikroproblematiká *Aeolisaccus* cf. *tintinniformis* Mišík, *A. dunningtoni* ELLIOT, *A. sp.*, ostrakódy, veľmi zle zachované foraminifery, prierezy tenkostenných lastúrníkov a z polohy gutensteinských vápencov ležiacej uprostred dolomitov (z. od hradu Tematín) ostrakódy. Z nerozpustných zvyškov týchto vápencov uvádza *Tetravirga* sp. a *Achistrum issleri* (CRONEIS), ktoré určil R. Mock.

dobne zasahuje do *pelsónu*, pretože v ich nadloží vystupujú steinalmské vápence veku pelsón – starší ilýr, biostratigraficky doložené spoločenstvom dasykladálnych rias.

72 ramsauské dolomity: tmavosivé vrstvovité dolomity (pelsón – ilýr)

K ramsauským dolomitom môžeme s určitosťou zaradiť len jeden výskyt v jz. časti Strážovských vrchov jz. od Trenčianskych Mŕtíc sz. od kóty Hroblica (Polák in Ivanička et al., 2005).

Z litologického hľadiska sú to prevažne tmavosivé, väčšinou lavicovité dolomity. Sú to zväčša drobnokryštalické, celistvé, často pórovité typy. Mikrofaciálne ide prevažne o sparity s ojedinelými zvyškami rias. Vek týchto dolomitov na základe prítomnosti *Diplopora annulata* (SCHAF.) bol stanovený na ladin.

71 steinalmské vápence: svetlosivé a sivohnedé organodetrilitické vápence (pelsón – starší ilýr)

Vrchnú časť karbonátového komplexu aniského veku tvoria steinalmské vápence. Reprezentuje ich organodetrilitický (dasykladaceovo-foraminiforový *grainstone*, *packestone*; prítomné sú riasové hrudky a obalené zrná s. s.) komplex hrubolavicovitých (do 100 cm), miestami aj lavicovitých svetlosivých a sivohnedých steinalmských vápencov (predtým sa označovali ako annaberské vápence; cf. Maheľ, 1986).

Vystupujú v západnej časti regiónu jv. od Hrádku (v okolí kóty Chlm – Cigánova borina a v náprotivnom svahu; Buček in Madarás et al., 2006) a ojedinele v malých plošných východoch s. a sz. od Starej Lehoty v okolí Pavlusovej kopanice, Javorníčka a v. od kóty Kňazí vrch (Buček in Havrila et al., 2006).

Gutensteinské vápence smerom do nadložía prechádzajú do sivohnedých mikrokryštalických, hrubšie vrstvových (priemerná hrúbka vrstiev 50 cm, max. 100 – 150 cm) svetlosivých až sivohnedých lavicovitých (15 – 25 – 40 cm) organodetrilitických vápencov so zastúpením zvyškov dasykladálnych rias. Z nich sa dá makroskopicky (pomocou lupy) identifikovať druh *Physoporella dissita* (GÜMBEL) PIA s nápadnou intusanuláciou vápnitého obalu. Je možné pozorovať aj dolomitizáciu a rekryštalizáciu vápencov. V okolí kóty Cigánova borina (Chlm) sú sivé vápence tektonicky postihnuté a brekciovité. Prítomné sú kalcitové žilky. Ojedinele sa vyskytujú ružovkasté vápence. Hrúbka steinalmských vápencov je 10 – 25 až 50 – 80 m. Nadložím steinalmských vápencov sú biele až sivohnedé wettersteinské dolomity prevažne zrnitého (cukrovitého) vzhľadu alebo sivé brekciovité dolomity.

Na základe určenia Bystrického Maheľ (in Buday et al., 1962, 1963) zo sivých a tmavosivých vápencov anisu čiernovážskej série (z lokality južný svah Hrádckej doliny – nad Pavlusovou kopanicou³) uvádza *Physoporella pauciforata* (GÜMB.) var. *pauciforata* a *Ph. dissita* (GÜMB.). Bystrický (in Biely a Bystrický, 1964) a Maheľ (in Maheľ et al., 1967, 1986, gutensteinské – annaberské vápence) spresnili spoločenstvo dasykladálnych

rias z tejto lokality (chočský príkrov): *Physoporella pauciforata*(GÜMB.) STEINM. var. *pauciforata*, *Physoporella pauciforata* (GÜMB.) STEINM. var. *undulata* PIA, *Physoporella pauciforata* (GÜMB.) STEINM. var. *sulcata* BYSTR., *Ph. cf. praealpina* PIA a *Ph. dissita* (GÜMB.) PIA.

Tab. 2. *Dasycladales* zo steinalmských vápencov – Považský Inovec, S. Buček (2006).

Lokalita	1/70	2/70	3/70	4/70	4a/70
<i>Dasycladales</i> (det. J. Bystrický)					
<i>Physoporella dissita</i> (GÜMBEL) PIA	+	+	+	+	+
<i>Physoporella pauciforata</i> (GÜMB.) STEINM. v. <i>undulata</i> PIA		+			
<i>Physoporella cf. praealpina</i> PIA				+	+
<i>Teutloporella peniculiformis</i> OTT					+
<i>Favoporella</i> sp.				+	+
<i>Diplopora</i> sp.					+
<i>Foraminifera</i> (det. O. Jendrejáková)					
<i>Meandrospira insolita</i> (HO)	aff.		+	+	
<i>Meandrospira deformata</i> SALAJ	aff.				
<i>Endothyra keupperi</i> OBERH.	+		+	+	
<i>Frondicularia woodwardi</i> HOWCHIN			+		
<i>Meandrosipira cf. dinarica</i> KOCH.-DÉV. et PANTIĆ				+	
<i>Pilamina densa</i> PANTIĆ				+	

Lokalizácia odobraných vzoriek:

1/70: Hrádok: severný svah Chlmu (= Cigánova borina) nad kameňolomom: svetlý vápenec s ojedinělými diploporami (výbrus č. 4 041 – 4 043).

2/70: Hrádok: južne od obce Hrádok, kóta Chlm (361 m), severný svah powyše kameňolomu: svetlé vápence s diploporami (výbrus č. 4 073 – 4 075, 4 075a).

3/70: Hrádok: severný svah Chlmu pri elektrickom vedení: svetlý vápenec s diploporami (výbrus č. 4 050 – 4 051).

4/70: Hrádok: vrchol rázsochy pod elektrickým vedením: svetlé vápence s diploporami (výbrus č. 4 044 – 4 049).

4a/70: Hrádok: Chlm (= Cigánova borina): hrebeň z kóty 363,2 m západne od elektrického vedenia, v 358 m: svetlý vápenec s diploporami (výbrus č. 4 351 – 4 355, 6 943 až 6 947).

Bystrický (1985) po revízii Mahel'ovho materiálu doplnil spoločenstvo dasykladálnych rias z gutensteinských vápencov „chočského príkrovu“: *Physoporella dissita* (GÜMB.) PIA, *Ph. cf. dissita* (GÜMB.) PIA, *Ph. cf. praealpina* PIA, *Ph. pauciforata* (GÜMB.) STEINM. v. *undulata* PIA, *Ph. pauciforata* (GÜMB.) STEINM. v. *sulcata* BYSTR., *Ph. sp.*, *Teutloporella peniculiformis* OTT in GRANIER et DELOFFRE (Granier a Deloffre, 1995; Granier a Grgasović, 2000) a *Favoporella* (= *Kantia*) sp. Neuvádza však už druh *Ph. pauciforata* (GÜMB.) STEINM. var. *pauciforata*.

Bystrický (1985) podľa dokumentácie Mahel'a uvádza z tmavých vápencov v bezprostrednom podloží dolomitov (kóta 688, hrebeň k Bezovcu) *Physoporella dissita* (GÜMB.) PIA, *Ph. cf. dissita* (GÜMB.) PIA a *Ph. sp. indet.*

Uvedené spoločenstvo dasykladálnych rias podľa Bystrického (1986, strážovský príkrov, lokalita Chlm) prináleží k zóne spoločenstva *Physoporella pauciforata* – *Oligoporella pilosa* s vekovým zaradením pelsón – starší ilýr.

Spoločenstvo foraminifer (Buček in Madarás et al., 2006; tab. 1) poukazuje na širšie stratigrafické rozpätie svetlých vápencov – zastúpené sú zóny (Salaj et al., 1983): *Meandrospira insolita* (HO) (starší anis), *Meandrospira deformata* SALAJ (starší anis), *Meandrospira dinarica* KOCH.-DÉV. et PANTIĆ (starší pelsón) a *Pilamina densa* PANTIĆ (mladší pelsón – starší ilýr). Indikuje to zastúpenie pravdepodobne aj gutensteinských vápencov aniského veku (pelsón), ktoré sa však dajú ťažko kartograficky (aj litologicky) od seba odlíšiť (cf. Maheľ, 1986).

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

Bebravská skupina

70 wettersteinské dolomity: svetlosivé až bielosivé a sivohnedé dolomity, sivé brekciovité dolomity (?mladší ilýr – ?kordevol)

Vystupujú v nadloží gutensteinských vápencov, steinalmských vápencov (vo východnej časti pohoria sa doteraz nezistili) a v podloží lunzských vrstiev alebo v podloží hlavných dolomitov.

V juhozápadnej časti Strážovských vrchov (okolie kóty Hroblica) vystupujú v nadloží wettersteinských vápencov (Polák in Ivanička et al., 2005).

V strednom tektonickom telese hronika vo východnej časti pohoria (Havrila in Kohút et al., 2004) vystupujú v pruhu tiahucom sa naprieč celou kryhou Úhradu. Problémom je ich ohraničenie vo vzťahu k hlavným dolomitom. Vo vrchnom tektonickom telese hronika vystupujú wettersteinské dolomity na západných svahoch Úhradu v lokalite Holé brehy a v masíve Čierneho vrchu. Zastupuje ich lagunárny vývoj. Majú svetlosivú až veľmi svetlú sivobielu farbu, často sú cukrovité, hrubovrstvovité až masívne. Aj pre silný stupeň rekryštalizácie sa v nich nenašli žiadne organizmy. Nezistili sa ani mikroskopicky, lebo hornina je rekryštalizovaná na čistý dolosparit. V dôsledku tektonického postihnutia a zvetrania sa rozpadajú na ostrohranný štrk až piesok. Rýchlo podliehajú erózii. Sú v nich založené početné erózne ryhy a dlhé úzke doliny.

Wettersteinské dolomity vystupujúce v západnej časti pohoria (Buček in Madarás et al., 2006; Buček in Havrila et al., 2006) v. od obce Kočovce, jz. a sz. od kóty Sochoň, na Skalke, v. od Hôrky nad Váhom (Zimáň, 1979; Havrila in Maglay et al., 2005), sv. a jv. od obce Hrádok (okolie kóty Kozinec a Siroň, okolie Cigánovej boriny a Lackovej kopanice) a medzi obcami Lúka, Stará Lehota, Modrová a Hubina zaberajú plošne najrozsiahlejšiu časť územia budovaného karbonátovými sedimentmi tematickej kryhy považského príkrovu. Wettersteinské dolomity tvoria monotónne, až stovky metrov hrubé komplexy. Vertikálne, miestami aj laterálne prechádzajú do wettersteinských vápencov. Dosahujú hrúbku 250 – 350 m.

Dolomity sú prevažne bielej a svetlosivej farby, je možné pozorovať aj sivo-hnedé variety. Sú nevrvovité, často sú drobno brekciovité a miestami tektonicky porušené. Ojedinele pozorujeme aj vrstvomité lavicovité dolomity hrubé 5 až 10 až 15 cm. Sivé, sivo-hnedé a svetlosivé brekciovité dolomity vyskytujúce sa v podobe blokov (Kozinec, Siroň, Cigánová borina), a najmä ako polohy s hrúbkou niekoľko desiatok metrov (Lúka – Stará Lehota), sú tvorené ostrohrannými dolomitovými úlomkami (veľkými v priemere 2 až 4 cm), stmelené svetlým kontaktným tmelom. Charakteristickým znakom dolomitov je ich ostrohranný rozpad až na jemnozrnný dolomitový piesok. Dolomity sú väčšinou silne rekryštalizované a drobné pukliny sú vyhojené sekundárnym dolomitom. Vo wettersteinských dolomitoch sa ojedinele nachádzajú menšie bloky dolomitických vápencov a vápencov (napr. východná časť obce Hrádok).

Wettersteinské dolomity obsahujú dasykladálne riasy, ktoré ako prvý opísal Gumbel (1872) – *Diplopora annulata* z dolomitov lokality „Hrádok“ [Hrádek (Hradeck)]. Po revízii Gumbelovho materiálu Pia (1918) určil diplopóry, konkrétne *Diplopora annulata*, z dolomitov ladinu vrchného subtatranského príkrovu od Považskej Lúky a Starej Lehoty. Neskôr Pia (1920) uvádza z Považskej Lúky *Diplopora annulata* var. *septemtrionalis* (cf. Andrusov, 1938b) [= *Diplopora annulata* (SCHAFF.) SCHAFF. sensu Granier a Deloffre, 1995; Granier a Grgasović, 2000]. Andrusov (1936) uvádza zo svetlého vápenca a dolomitu (chočský) *Diplopora annulata septemtrionalis* Pia a „*Aciculella bacillum* Pia“ (cf. Maheľ, 1951). Andrusov (1938a, b) zo sz. časti Inovca – okolie hradu Tematín – uvádza *D. annulata* z chočského dolomitu. Maheľ (1951; in Buday et al., 1962; in Buday et al., 1963; in Maheľ et al., 1967²⁰) z dolomitov ladinu v podloží svetlých (wettersteinských) vápencov uvádza *Diplopora annulata septemtrionalis* Pia a „*Aciculella bacillum* Pia“. V sivých varieties dolomitov v priamom nadloží wettersteinských vápencov (!) našiel Divinec (1975) polohy vyplnené „diplopórami“, ktoré určil J. Bystrický: *Diplopora annulata* (SCHAFF.) SCHAFF. forma *trichofora* [= *Diplopora annulata* (SCHAFF.) SCHAFF.] a *D. annulata* (SCHAFF.) SCHAFF. forma *vesiculifera* [= *Kantia dolomitica* (Pia) GÜVENÇ].

Na jedinom mieste (v. od kóty Kňazí vrch) sme našli sivé zrnité dolomity s ojedinelými krinoidmi prechádzajúce do svetlosivých dolomitov, ale v ich okolí sú zastúpené aj drobno brekciovité dolomity.

Na základe uvedených druhov dasykladálnych rias *Diplopora annulata* (SCHAFF.) SCHAFF. a *Kantia dolomitica* (Pia) GÜVENÇ (cf. Bystrický, 1985; pozri tab. 2) a lokalít, ktoré sme zistili vo wettersteinských dolomitoch (výskyty mikrofosilií), možno uvedené spoločenstvo podľa Bystrického (1986, sub strážovský príkrov) zaradiť k zóne s rozsahom taxónu *Diplopora annulata* s vekovým zaradením do ladinu.

²⁰ Maheľ (1986, s. 320) zo svetlých wettersteinských dolomitov bebravskej jednotky nesprávne uvádza spoločenstvo dasykladálnych rias – *Physoporella pauciforata*, *Ph. dissita* a *Ph. Praealpina*, pretože ide o druhy aniského veku, ktoré uviedol z vrchných polôh svetlejších (annaberských) vápencov, resp. zo svetlých steinalmských vápencov bebravskej sekvencie. Správne má byť uvedený iba druh *Diplopora annulata*.

69 **wettersteinské vápence lagunárnej fácie: svetlosivé vápence** (ladin – ?kordevol)

Vo východnej časti regiónu sa zistilo menšie šošovkovité teleso wettersteinských vápencov v strednom tektonickom telese na malom hrebienku s kótou 573 nachádzajúcou sa 350 m jz. od Smutného vŕšku zsz. od Podhradia. Teleso vápencov sa nachádza vo wettersteinských dolomitoch (Havrila in Kohút et al., 2004).

V tejto oblasti už Kámen (1976) kreslil polohy vápencov v dolomitoch. Vápence sa bez dôkazov považovali za vrchnotriasové (norik). Takto zaradené zostali aj na mape Havrilu (in Havrila a Vaškovský, 1983). V spomenutom priestore sa vyskytovali tmavé aj svetlé vápence. V súčasnosti sa zistilo, že v svetlých typoch sa vyskytujú polohy vyplnené organizmami. Sú to teda organogénne svetlosivé až sivé rekryštalizované vápence, prevažne masívne až hrubolavicovité. Predbežne sa v nich zistili trsy vápnitých hubiek – sfinktozoí. Na základe toho, na základe nového pohľadu na ich pozíciu vo vrstvovom slede, ako aj vzhľadom na „hostiteľské“ horniny (wettersteinské dolomity) možno konštatovať, že ide o wettersteinské vápence fácie typu *patch reef* (Havrila in Kohút et al., l. c.).

V juhozápadnej časti Strážovských vrchov z. od Trenčianskych Mitíc (sz. od kóty Hroblica) vystupujú v nadloží gutensteinských vápencov, resp. ramsauských dolomitov. Litologicky ich tvoria svetlosivé až biele lavicovité a hrubolavicovité, často až masívne organodetritické a organogénne vápence. Mikrofaciálne sú to najmä biosparity s pomerne hojnou frekvenciou výskytu organických zvyškov. V konkrétnom prípade prevláda detrit dasykladaceí a kostrových elementov rifotvorných organizmov (Polák in Ivanička et al., 2005). Bystrický (1982) uvádza bohaté spoločenstvo dasykladaceí, ktoré dokumentujú vek wettersteinských vápencov ladin – starší karn.

V západnej časti regiónu (Buček in Madarás et al., 2006; Buček in Havrila et al., 2006) vystupujú svetlosivé wettersteinské vápence v malých plošných východoch na východnom okraji obce Hôrka nad Váhom, vjv. od Kočoviec na Skalke (v nadloží gutensteinských vápencov; Havrila in Maglay et al., 2005) a v pruhu tiahnucom sa v smere S – J sv. od Lúky (Prikraviny – Tematínsky hrad – Hradlová nivka – Panský les). Menší výskyt je zaznamenaný z. od Javorníčka v nadloží wettersteinských dolomitov.

Wettersteinské vápence sú svetlosivej farby, miestami (okolie Tematínskeho hradu) aj svetlosivé. Obsahujú dasykladálne riasy pozorovateľné voľným okom. Na základe zistenia prítomnosti ladinského druhu *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) SCHAFFH. ich pomocou lupy možno odlíšiť od steinalmských vápencov anisu (druhy rodu *Physoporella*). Hrúbka vápencov je asi 200 m.

Z mikrofaciálneho hľadiska ide o pelmikrity a biomikrity (dasykladaceovo-foraminiferové, foraminiferovo-ostrakódové a ?hubkové; cf. Divinec, 1975; Zimáň, 1979), časť patrí pravdepodobne k biolititom. Predstavujú ich rovné

a mierne zvlnené stromatolitické textúry typu loferitov, ktoré indikujú veľmi plytké, supratidálne prostredie. Vo wettersteinských vápencoch možno odlišiť riasovú biofáciu zastúpenú biodetritickými vápencami (*grainstone* a *rudstone*), ktorá obsahuje dasykladálne riasy, cyanofytne riasy, ?solenopóry, ulitníky a ojedinele foraminifery. Spoločenstvo miliolidných foraminifer a dasykladálnych rias (*Diplopora annulata*) je charakteristické pre lagunárne fácie s nižšou dynamikou prostredia (centrálne časti lagúny). Na Skalke v sivých vápencoch možno pozorovať rekryštalizovaný organodetrit (?vápnitých hubiek) a stopy po bioturbácii (Zimán, 1979).

Mahel' (1951) z chočského príkrovu uvádza prítomnosť dasykladaceí zo svetlých vápencov, ktoré pripomínajú wettersteinské vápence (okolie hradu Tematín). Vzhľadom na to, že neboli určené, ani ich stratigrafické postavenie nie je isté.

Biely a Bystrický (1964) a Mahel' (in Mahel' et al., 1967) uvádzajú zo svetlých vápencov chočského príkrovu/chočskej jednotky (prechodný vývoj medzi čiernovážskou a veternickou sériou) západne od hradu Tematín druh *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) SCHAFFH. var. *annulata*.

Divinec (1975) zistil prierezy foraminifer *Fronicularia* sp. a *Glomospira* sp., zriedkavejšie vápnité hubky, prierezy ostrakódov, tenkostenných lastúrníkov a dasykladálne riasy (určenie J. Bystrický) – *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) SCHAFFH., forma *vesiculifera* [= *Kantia dolomitica* (PIA) GÜVENÇ].

Bystrický (1985) na základe dokumentácie Mahel'a uvádza od Tematína, z pruhu svetlých vápencov z v. svahu Tematína a zo svetlých vápencov v doline pri zlome v. od Tematína: *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) SCHAFFH. v. *annulata* a *D. annulata* (SCHAFFH.) SCHAFFH. v. *dolomitica* (PIA) [= *Kantia dolomitica* (PIA) GÜVENÇ]. Z vlastných vzoriek (5/70, 7/70 a 8/70) uvádza spoločenstvo dasykladálnych rias uvedené v tab. 3.

Mahel' (1986) z wettersteinských vápencov bebravskej jednotky Považského Inovca uvádza ladinské dasykladálne riasy – *Diplopora annulata annulata* a *D. annulata dolomitica* [= *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) SCHAFFH. a *Kantia dolomitica* (PIA) GÜVENÇ].

Na základe výskytu druhov dasykladálnych rias *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) SCHAFFH. a *Aciculella bacillum* (PIA) BYSTR. v. *bacillum* BYSTR. (sensu Granier a Deloffre, 1995; Granier a Grgasović, 2000) zo svetlosivých wettersteinských vápencov možno uvedené spoločenstvo podľa Bystrického (1986, sub strážovský príkrov) zaradiť k zóne rozsahu výskytu taxónu *Diplopora annulata* s vekovým zaradením do ladinu.

Spodná hranica wettersteinských dolomitov (?mladší ilýr) sa zatiaľ nepotvrdila. O možnom zastúpení zóny *Diplopora annulatissima* [= *Kantia monregalensis* BARETTI (mladší ilýr) sensu Bystrický (1986)] vo wettersteinských vápencoch Považského Inovca máme dosiaľ iba nepriame biostratigrafické údaje (*Favoporella* sp. a *Diplopora* sp., sub steinalmské vápence). Kordevolský vek wettersteinských dolomitov je nateraz doložený jediným výskytom druhu *Poikiloporella duplicata* (PIA) PIA. Na ich vrchnú stratigrafickú hranicu je možné usudzovať iba na základe ojedinelých malých výskytov lunzských vrstiev, kartograficky nevyčlenených (Mahel' in Buday et al., 1962, 1963), ktoré majú všeobecne karnský až julský vek.

Tab. 3. *Dasycladales* z wettersteinských vápencov a dolomitov hronika Považského Inovca (S. Buček, 2006).

Lokalita	5/70	7/70	8/70	9/70	10/70
<i>Dasycladales</i> (det. J. Bystrický)					
<i>Diplopora annulata</i> (SCHAFH.) SCHAFH. v. <i>annulata</i>	+	+			
<i>Diplopora annulata</i> (SCHAFH.) SCHAFH. v. indet.			+	+	+
<i>Aciculella bacillum</i> PIA v. <i>bacillum</i>	+				

Lokalizácia odobraných vzoriek:

5/70: cesta v doline z. od hradu Tematín, zjz. od kóty 565,0 (kóta na hrebeni so zrúcaninou): svetlý vápenc (wettersteinský); výbrus č. 4 312 – 4 313.

7/70: Tematín: cesta z kóty 565,0 po západnom svahu hrebeňa so zrúcaninami hradu, východnejšie od sedla nachádzajúceho sa v. od kóty 512,0: wettersteinský vápenc; výbrus č. 4 253 – 5 254.

8/70: Tematín: rázsocha s kótou 499,0 (jjz. od Tematína) zhruba v 460 m, z. od kóty 499,0 m: wettersteinský vápenc s navetranými *D. annulata*; výbrus č. 0.

9/70: Borovište: východný svah rázsochy s kótou 406,5, svah nad západným okrajom cesty vedúcej dolinou k Hradlovej nivke: svetlý dolomit s diploporami (*D. annulata*); výbrus č. 4 246 – 4 247, 4 580 – 4 581.

10/70: sv. od obce Považská Lúka, pravý svah Lúčanskej doliny: dolomit s navetranými *D. annulata*; výbrus č. 4 244 – 4 245.

Skupina plošiny hlavného dolomitu

68 oponické vápence: sivohnedé celistvé a lumachelové vápence (tuval)

Jediný výskyt „karditových vrstiev“ vrchného triasu (karnu) v západnej časti regiónu v nadloží wettersteinských dolomitov pri Lúke opísal Divinec (1975).

Malú, sotva niekoľko metrov hrubú šošovku „karditových vrstiev“ opísal Divinec (l. c.) na hrebeni asi 1 km vsv. od Lúky (jjz. od vrchu Osičie, vsv. od kóty 306, v okolí d. b. 80PI; Buček in Havrila et al., 2006). Tvoria ju sivohnedé doskovité až lavicovité (5 – 30 cm) celistvé a lumachelové vápence (biomikrity). Smerom do podložia prechádzajú do trochu piesčitých dolomitov, ktoré obsahujú veľmi zriedkavé prierezy foraminifer a ostrakódov. Obsahujú aj veľmi malú prímies terigénneho kremeňa. Vo vápencoch zistil Divinec (l. c.) pomerne zle zachované odtlačky *Newaagia obliqua* (MÜNSTER), druh, ktorý jednoznačne poukazuje na karnský (tuval) vek vápencov [určila M. Kochanová, podľa ktorej druh *Newaagia obliqua* (MÜNSTER) patrí k významným druhom karnu (tuval) oponických vápencov Západných Karpát. Vo svojej rukopisnej správe ho však z oponických vápencov Považského Inovca neuvádza].

Okrem uvedeného druhu lastúrnika sa vo vápencoch nachádzajú kolumnálie krinoidov, úlomky ostnatokožcov a veľké množstvo prierezov lastúrnikov a ulitníkov. Prítomné sú aj sesilne foraminifery. Opísané vápence zaradíme k oponickým vápencom (Bystrický in Andrusov, Samuel et al., 1985)

Obdobné výskyty oponických vápencov z rozhrania wettersteinských dolomitov a hlavného dolomitu, resp. ako polohy v rámci spodných častí hlavného dolomitu sú známe z náprotivných svahov Malých Karpát (Buček et al., 1991; Mello in Salaj et al., 1987; Hanáček in Salaj et al., 1987).

67 lunzské vrstvy: pieskovce a ílovce (?mladší jul – ?tuval)

Zistili sa len v strednom tektonickom telese vo východnej časti pohoria (Havrila in Kohút et al., 2004). Menšie šošovkovité teleso sa zistilo 300 – 400 m ssz. od samoty Zľavy severne od lesnej škôlky sz. od obce Záhrada. Väčšie teleso sa našlo východne od obce Záhrada.

Lunzské vrstvy sú sediment flyšového charakteru pozostávajúci zo zelenosivých, do hrdzavohneda zvetrávajúcich jemnozrnných pieskovcov striedajúcich sa s tmavosivými piesčitými bridlicami.

V západnej časti pohoria našiel Divinec (1975) šošovku lunzských vrstiev (iba úlomky sivých piesčitých bridlíc a sivých, do hrdzava zvetrávajúcich pieskovcov) východne od samoty Stano, jv. od Hrádku. Tento výskyt sa nám nepodarilo potvrdiť a podľa litologickej povahy nájdených pieskovcov najpravdepodobnejšie ide o pieskovce patriace k paleogénnym sedimentom.

66 hlavné dolomity: sivé a hnedosivé vrstvovité dolomity (?tuval – norik)

V tomto regióne tvoria hlavné dolomity najmladšiu zistenú litostratigrafickú jednotku hronika. Vystupujú v nadloží lunzských vrstiev a wettersteinských dolomitov vo východnej časti Považského Inovca, na severných, východných a južných úpätiach Úhradu, jz. od Podhradia (Havrila in Kohút et al., 2004) a v západnej časti pohoria sz. od Kozinca, jjz. od Hôrky nad Váhom (Havrila in Maglay et al., 2005; Buček in Madarás et al., 2006).

Hlavné dolomity sú sivé a hnedosivé, vrstvovité, mikrokryštalické, bez organogénnych zvyškov. V ich spodnejšej časti bol zmapovaný horizont šošovkovitých telies tmavých vápencov (Úhrad), ktoré zriedkavo obsahujú ojedinelé úlomky ľalioviek. Makroskopicky pripomínajú gutensteinské vápence. Ojedinele v nich môžeme pozorovať (sz. od Kozinca) stromatolitické štruktúry zastreté rekryštalizáciou.

66a tmavé vápence (?tuval – norik)

V spodnej časti hlavných dolomitov bol zmapovaný horizont šošovkovitých telies tmavých vápencov, ktoré zriedkavo obsahujú ojedinelé úlomky ľalioviek. Makroskopicky pripomínajú gutensteinské vápence (Havrila in Kohút et al., 2005).

MANÍNSKA JEDNOTKA (M. Polák)

V oblasti medzi Soblahovom a Mnichovou Lehotou na okraji Strážovskej hornatiny vystupujú sedimenty manínskej jednotky. Je tu zastúpený takmer kompletný vrstvomý sled (obr. 30).

65 karpatský keuper: pestré bridlice, pieskovce a dolomity (norik)

Súvrstvie karpatského keuperu litologicky tvoria pestré (červené, fialové a zelené) bridlice a ílovité bridlice až ílovce. Časté sú polohy a vložky ružových a svetlosivých jemnozrnných pieskovcov až kremencov. Ojedinele sú prítomné polohy a vložky svetlosivých žltkavých dolomitov. Pelity z petrografického hľadiska tvorí predovšetkým illit, chlorit, sericit a jemne dispergovaný hematit. Kremeň tvorí prímes vo forme jemných zŕn.

Dolomity sú mikrofaciálne tvorené predovšetkým mikritmi bez prítomnosti akýchkoľvek organických zložiek. Klastickú prímes tvorí angulárny kremeň aleuritovej veľkosti.

Z petrografického hľadiska sa pieskovce skladajú zo 60 – 70 % úlomkov kremeňa s veľkosťou do 2 mm prevažne angulárnych tvarov. Nestabilný komponent zastupujú K- a Ca-Na-živce, sericit a muskovit. Podstatná časť muskovitov patrí k novovzniknutým minerálom. Základná hmota je sericiticko-ílovitá.

64 piesčité a krinoidové vápence s rohovcami, piesčité bridlice (hetanž – sinemúr)

Z litologického hľadiska je súvrstvie zložené z rytmického sledu sivých až čiernych piesčito-krinoidových vápencov a vápnitých pieskovcov. Vápence a bridlice sú laminované a často majú krížové zvrstvenie. Prevládajúcim komponentom súvrstvia sú piesčito-krinoidové vápence s hrúbkou lavíc od 20 do 80 cm. Je to rytmická litorálna litofácia s malým vytriedením klastickej zložky. Index klasticity detritického kremeňa je 1,6 mm. Úlomky zriedkavo dosahujú veľkosť až do 2 cm. Tmel v pieskovcoch je prevažne vápnitý, zriedkavejšie kemitý, kontaktný a bazálny. Vápence obsahujú časté polohy a hľuzy čiernych pórovitých rohovcov.

Mikrofaciálne sú spodnoliasové vápence charakterizované prevažne ako biomikritické, často mikrosparitické až sparitické, s pomerne vysokou mierou klastickej prímеси. Charakteristická je pre ne veľká pestrosť a frekvencia výskytu organických zvyškov, a to predovšetkým úlomkov lamelibranchiát, gastropódov, brachiopódov, echinodermátových článkov či foraminifer [*Nodosaria ordinata* (TRIF.), *Involutina liassica* (JONES), *Vidalina martana* (FARNACCI), *Marginulina* cf. *spinata*, *Trocholina* sp., *Opthalmidium* sp., *Fronicularia* sp., *Glomospira* sp.], globochéty, ostne ježoviek, ihlice húb a podobne.

Zo súvrstvia uvádza Mahel' (1985) túto makrofaunu: *Plagiostoma* cf. *compressus* (TERQUEM), *Clamys* cf. *aequiplicata* (TERQ.), *Liostrea irregularis* (MUNST.), *Lobothyris punctata* (SOW.) a mnoho ďalších druhov. Na základe tejto makrofauny bolo stanovené stratigrafické rozpätie súvrstvia na hetanž – sinemúr.

Silicity sú z väčšej časti zastúpené spongolitmi. Tie sú asi na 90 % tvorené ihlicami spongií, rádioláriami a mikrokryštalickým kremeňom.

ÉRA	PERIÓDA	STUPEŇ	PODSTUPEŇ	Mil. r.	(m)	LITOLOGICKÉ ZLOŽENIE
MEZOZOIKUM	KRIEDA	MÁSTRICHT		85,0 71,3		
		KAMPÁN		83,5		
		SANTÓN		85,8		
		KOŇAK		89,9		
		TURÓN		93,5		
		CENOMAN		98,9		
		ALB		112,2	100	porubské súvrstvie pieskovce, bridlice
		APT		121,0	60	tmavosivé a sivé slienité vápence, slienité bridlice, silicity
		BARÉM		127,0	80	svetlosivé a sivé slienité vápence slienité bridlice, silicity (kalištské súvrstvie)
		HOTERIV		132,0		
		VALANGIN		137,0		
		BERIAS		144,2	20	červené hluznaté vápence
	JURA	TITÓN		150,7	10	pestré rádiolárové vápence, radiolarity
		KIMERIDŽ		154,1		
		OXFORD		159,4		
		KELOVEJ		164,4		
		BAT		169,2		
		BAJOK		176,5		
		ÁLEN		180,1		
		TOARK		189,6		
		PLIENSBACH	DOMÉR KARIX	195,3	20	piesčité krinoidové vápence s rohovcami, bridlice
		SINEMŮR	LOTARING SINEMŮR S. S.	201,9		
		HETANŽ		205,7		
	TRIAS	RÉT		209,6	30	karpatský keuper pestré bridlice, pieskovce
		NORIK	SEVAT			
			ALAUN			
			LÁC	220,7		
		KARN	TUVAL			
			JUL	227,4		
		LADIN	LONGOBARD			
			FASAN	234,3		
		ANIS	ILÝR			
			PELSÓN			
			BITYN			
			EGEJ	241,7		
		SKÝT		248,2		

Obr. 30 Litostratigrafická tabuľka manínskej jednotky (M. Polák, 2005).

63 rádiolárióvé vápence a rádiolarity (vrchný bat – kelovej)

Toto charakteristické súvrstvie je významný markerový horizont v jurskom sedimentačnom cykle.

Litologicky ho tvoria pestré, prevažne červené a fialové rádiolárióvé vápence. Sú výrazne lavicovité (10 – 20 cm), so zvlhými vrstvomými plochami. Obsahujú veľké množstvo hľúz červených rádiolaritov, ktoré v niektorých laviciach vytvárajú aj súvislé polohy. V súvrství sú časté polohy ílovitých a slienitých bridlíc, ktorých hrúbka nepresahuje 5 cm. Mikrofaciálne sú to biomikrity s monotónnou náplňou organických zvyškov tvorených rádioláriami, ostrakódmi a ihlicami húb, ojedinelé sú úlomky krinoidových článkov. Polohy a hľuzy silicítov môžeme označiť ako kremito-vápnité rádiolarity. Zložením zodpovedajú silikátovo-kalcitovým biomikritom s pomerne vysokou frekvenciou rádiolárií. Tie sú prevažne kalcifikované, podstatne menšie množstvo si zachovalo pôvodnú kremitú schránku.

Mahel' (1985) uvádza z tohto súvrstvia faunu lastúrnikov a brachiopódov, ktoré poukazujú na álen – bajok. Rakús a Ožvoldová (1999) uvádzajú z tohto súvrstvia skupinu rádiolárií poukazujúcich na bat – kelovej.

62 červené slienité hľuznaté vápence (vrchný doger – kimeridž)

Vystupujú v bezprostrednom nadloží rádiolárióvých vápencov a rádiolaritov. Prechod sprostredkujú červené, slabo slienité laminované vápence, ktorých hrúbka je asi 3 m. Prechádzajú do ružových a červených, prevažne hľuznatých, slabo slienitých vápencov, v ktorých sú vložky červených slienitých bridlíc. Vyššie tieto vápence prechádzajú do hľuznatých lavicovitých vápencov. V nich sa nachádzajú vložky drobnodetrítických vápencov, miestami obsahujú drobné hľúzy rohovcov.

Mikrofaciálne sú to výlučne biomikrity s vysokou frekvenciou výskytu organických zvyškov. Sú to predovšetkým *Sacoccoma* sp., rôzne formy a tvary, rádiolárie, prevažne kalcifikované, veľmi frekventované sú filamenty, po nich nasledujú protoglobigeríny, z ktorých bola určená *Globigerina* cf. *oxfordiana*, časté sú charakteristické prierezy aptychov, ojedinele aj juvenilných amonitov. V drobnodetrítických polohách sú to najmä úlomky krinoidov a planktonických krinoidov *Sacoccoma*. Vo vrchných častiach súvrstvia a vo výbrusovom materiáli sa začínajú objavovať prierezy kalpionelíd *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella eliptica* CADISCH, *Crassicollaria intermedia* (DURAND DELGA) a kadosíny *Cadosina malmica* (BORZA), *Cadosina pulla* (BORZA) a *Cadosina lapidosa* (VOGLER).

Súvrstvie bolo stratigraficky zaradené predovšetkým na základe prítomnosti mikrofauny a postavenia súvrstvia vo vrstvomom slede medzi rádiolaritmi veku bat až kelovej a nadložným súvrstvom kalpionelových vápencov. Na základe uvedenej mikro- a makrofauny sme stanovili vek súvrstvia vrchný doger až kimeridž.

Trenčianska hradná skala

Už oddávna priťahuje pozornosť verejnosti svojou výnimočnosťou, mohutnosťou, zaujímavou históriou datovanou zachovanými vytesanými nápismi z čias prítomnosti rímskych légii v tomto regióne, a predovšetkým monumentálnou stavbou Trenčianskeho hradu. Ako všeobecnú pospolitosť, tak aj geológov zaujímala geologická história hradnej skaly. Podľa ostatných údajov pochádzajúcich od Mahela (1985) a Masaryka (1993) hradnú skalu reprezentuje reiflinský vápenc. Nové analýzy ukázali, že reálne zhodnotenie týchto hornín poskytuje výrazne odlišné hodnotenie, a najmä diametrálne odlišné stratigrafické a nakoniec aj tektonické začlenenie trenčianskej hradnej skaly do manínskej jednotky.

V nadloží mrazníckeho súvrstvia, ktoré je jasne viditeľné v bazálnej časti lokality tesne pod skalou, leží komplex hornín, ktorých litologické zloženie je takéto: súvrstvie tvoria sive a tmavosivé slienité a slabo slienité hrubovrstvovité, miestami až masívne vápence. Charakteristickou zložkou tohto súvrstvia sú sivé až tmavosivé hľuzy rohovcov s veľkosťou 1 – 20 cm. Mikrofaciálne rohovce tvorí jemne kryštallický chalcedón so zvyškami rádiolárií, silicispongií a globochét. Vápence majú prevažne biomikritovú (*mudstone-wackestone*), len ojedinele biosparitovú štruktúru. Z organických zložiek v spodnej časti profilu (TN 28) prevládajú rádiolárie, prevažne silicifikované, len menšia časť je kalcifikovaná. Vyskytujú sa aj ostrakódy, ojedinelé prierezy planktonických foraminifer *Saccocoma* sp., ihlic húb, filamentov a ojedinelá klastická prímies. Vyššiu časť v hlavnej časti hradnej skaly, na ktorej bol vystavaný hradný areál, zastupuje skupina vzoriek karbonátov TN 34AI. V týchto častiach hradnej skaly majú vápence opäť prevažne biomikritickú štruktúru (s výnimkou TN 34C). Organické zvyšky zastupujú rádiolárie, tak kalcifikované, ako aj silicifikované, ostrakódy, detrit (veľmi jemný) krinoidových článkov a filamentový detrit. Ojedinele sú prítomné ihlice húb, zriedkavé sú prierezy ostňov ježoviek a belemnitov. Z markerových mikroorganizmov J. Salaj identifikoval *Tintinnopsella carpathica* (MURG. et FILIPESCU), *Calpionella alpina* (LORENZ), foraminifery *Lenticulina* sp., *Nodasaria* sp., *Ammodiscus tenuissimus* (GUEMB.), *Hedbergella* sp. a *Hedbergella infractacea* (GLAESSNER).

Z odobraných vzoriek TN 28, TN 34B, TN 34D, TN 34F, TN 34G a TN 34I (tab. 4) z trenčianskej hradnej skaly sa urobila dôsledná paleontologická analýza získaných rádiolárií (Mgr. Vaněková). Nájdená asociácia rádiolárií bola zle zachovaná. Rádiolárie sa ukázali len ako jadrá rádiolárií, bez zreteľných morfológických znakov. To veľmi sťažilo presné určenie rodov a druhov.

Pomer nájdených spumelárií a naselárií je približne vyrovnaný. Z hľadiska počtu druhov najbohatšia bola vzorka TN 28. Najviac zastúpený rod bol *Zhamoidellum* sp. Druh *Acanthocircus suboblongus minor* sa vyskytoval len vo forme fragmentov. Použitím biostratigrafickej zonácie P. O. Baumgartnera et al. (1995) sa určilo, že nájdená rádiolárová asociácia reprezentuje U. A. zónu 11, čo predstavuje vrchný kimeridž – titón. Zdola

ju ohraničujú viaceré druhy, ktorých výskyt sa končí v zóne 11 (*Napora pyramidalis*, *Acanthocircus suboblongus minor*, *Cinguloturris carpathica*, *Crucella theokaftensis*, *Zhamoidellum ovum*), a zhora dva kusy jedincov druhu *Ditrabs sansalvadorensis*, ktorý sa v zóne 11 začína len objavovať (Baumgartner et al., 1995). Ostatné druhy sa vyskytovali v rôznych rozpätiach zón od UAZ 2 až po UAZ 22.

Tab. 4. Výskyty druhov v skúmaných vzorkách.

TN 28	Počet ks	UAZ
<i>Acanthocircus</i> cf. <i>suboblongus minor</i> BAUMGARTNER	9	3 až 11
<i>Crucella</i> cf. <i>theokaftensis</i> BAUMGARTNER	1	7 až 11
<i>Ditrabs sansalvadorensis</i> (PESSAGNO)	2	11 až 21
<i>Napora</i> cf. <i>pyramidalis</i> BAUMGARTNER	1	2 až 11
<i>Parvicingula moshitensis</i> MIZUTANI	1	8 až 15
<i>Saitoum</i> cf. <i>elegans</i> DE WEVER	5	8 až 21
<i>Tetratrabs</i> cf. <i>zealis</i> (OZVOLDOVA)	1	4 až 13
<i>Stichocapsa</i> sp.	3	vrchná jura
<i>Zhamoidellum</i> sp.	5	vrchná jura
TN 34B		
<i>Cinguloturris carpathica</i> DUMITRICA	2	7 až 11
<i>Paronaella</i> sp.	1	vrchná jura
<i>Podobursa</i> sp.	2	vrchná jura
TN 34D		
<i>Crucella</i> cf. <i>theokaftensis</i> BAUMGARTNER	2	7 až 11
<i>Tetratrabs</i> cf. <i>zealis</i> (OZVOLDOVA)	1	4 až 13
<i>Tritrabs</i> cf. <i>ewingi</i> (Pessagno)	1	4 až 22
<i>Paronaella</i> sp.	1	vrchná jura
<i>Triactoma</i> sp.	3	vrchná jura
<i>Zhamoidellum</i> sp.	5	vrchná jura
TN 34F		
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i> (RUST)	1	8 až 22
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.	1	vrchná jura
TN 34G		
<i>Zhamoidellum ovum</i> DUMITRICA	1	9 až 11
<i>Parvicingula</i> cf. <i>mashitaensis</i> MIZUTANI	1	8 až 15
<i>Sethocapsa</i> sp.	2	vrchná jura
<i>Stichocapsa</i> sp.	3	vrchná jura
<i>Zhamoidellum</i> sp.	5	vrchná jura
TN 34I		
<i>Cinguloturris carpathica</i> (DUMITRICA)	1	7 až 11
<i>Cinguloturris</i> sp.	1	vrchná jura
<i>Xitus</i> sp.	1	vrchná jura

Na základe uvedenej zonácie nájdených druhov rádiolárovej asociácie zaraďujeme vápence trenčianskej hradnej skaly do veku vrchný kimeridž – titón, čiže U. A. zóna 11. Ak zoberieme do úvahy výsledky mikropaleontologickej analýzy foraminiforovej fauny, môžeme stanoviť stratigrafické rozpätie tohto komplexu na vrchný kimeridž – hoteriv.

Jednou z charakteristických črt týchto vápencov je prítomnosť rohovcov v tomto stratigrafickom horizonte. Prítomnosť rohovcov vo vrchnej jure a spodnej kriede v západokarpatskom regióne sa viaže na horninové komplexy manínskej jednotky, tatrické obalové sekvencie a čiastočne na vysokú, resp. beliansku jednotku fatrika. Domnievame sa, že tento komplex vápencov trenčianskej hradnej skaly je súčasťou manínskej, resp. belianskej tektonickej jednotky.

60 svetlosivé slienité kalpionelové vápence, tmavosivé slienité vápence, bridlice a silicity (berias – hoteriv)

Súvrstvie tvoria sivé a tmavosivé slienité a slabo slienité hrubovrstvovité, miestami až masívne vápence. Charakteristickou zložkou tohto súvrstvia sú sivé až tmavosivé hľuzy rohovcov s veľkosťou 1 – 20 cm. Mikrofaciálne rohovce tvorí jemne kryštalický chalcedón so zvyškami rádiolárií, silicispongií a globochét. Vápence majú prevažne biomikritovú (*mudstone-wackestone*), len ojedinele biosparitovú štruktúru. Z organických zložiek prevládajú rádiolárie, prevažne silicifikované, len menšia časť je kalcifikovaná, po nich nasledujú ostrakódy, ojedinelé prierezy planktonických foraminifér, ihlic húb a filamentov. Z markerových mikroorganizmov J. Salaj (1982) identifikoval *Tintinnopsella carpathica* (MURG. et FILIPESCU), *Calpionella alpina* (LORENZ), foraminifery *Lenticulina* sp., *Nodasaria* sp., *Ammodiscus tenuissimus* (GUEMB.), *Hedbergella* sp. a *Hedbergella infracretacea* (GLAESSNER). Detailné zoznamy fauny uvádzajú Kullmanová (1980) a Borza (1980a) in Mahel' (1985), na základe ktorých stanovili vek súvrstvia na vrchný titón – hoteriv.

59 tmavosivé organodetrilitické vápence (barém – apt)

Litologicky ich zastupujú sivé a tmavosivé organodetrilitické vápence s hľuzami čiernych drobných rohovcov. Vápence sú prevažne hrubolavicovité, často prechádzajú do masívnych typov vytvárajúcich skalné bralá.

Mikrofaciálne ich reprezentujú predovšetkým biomikritické typy vápencov. Organickú zložku predstavuje rozmanitý detrit – úlomky bivalvií, krinoidov, ostne ježoviek, machoviek, solenopór a koralinných rias. Prevažnú časť tvoria foraminifery a ich detrit. Sú to predovšetkým orbitolíny ako *Orbitolina* cf. *conoides* GRAS. Klastická zložka v niektorých prípadoch predstavuje až 10 %. Tvoria ju najmä úlomky kremeňa angulárnych tvarov prevažne monokryštalického charakteru s veľkosťou do 2 mm. Z ostatných minerálov sa sporadicky vyskytujú glaukonit, úlomky fosfátov a autigénne zrná kremeňa, pomerne časté sú úlomky

karbonátových hornín. Zriedkavo sú prítomné oolity. Mahel' (1985) na základe určení Borzu (1980a) stanovil vek súvrstvia na barém – apt.

58 porubské súvrstvie: ílovité bridlice, piesčité vápence a jemnozrnné pieskovce (alb – spodný cenoman)

Porubské súvrstvie tvorí najmladšiu litostratigrafickú jednotku. Z litologického hľadiska porubské súvrstvie tvorí charakteristická alternácia tmavosivých ílovitých a ílovito-piesčitých bridlic a jemnozrnných piesčitých vápencov. Vo vyšších častiach sú to tmavosivé a hrdzavosivé jemnozrnné pieskovce, zväčša lavicovité (10 – 30 cm). Z petrografického hľadiska sú pieskovce zložené asi zo 60 – 70 % úlomkov kremeňa angulárnych tvarov. Veľkosť zŕn je do 2 mm. Nestabilnú zložku zastupujú úlomky K-živcov, Ca- a Na-živcov, sericit, muskovit a zriedkavejšie biotit. Akcesórie predstavuje predovšetkým zirkón, zriedkavejší je rutil a turmalín. Z ťažkých minerálov je zaujímavá prítomnosť minerálov chrómspinelovej skupiny (Jablonský in Jablonský a Marschalko, 1992).

Stratigrafické rozpätie porubského súvrstvia stanovil Salaj (1982) na základe forminifer: *Thalmaninnella gandolfi* LUTERBACHER, *Thalmaninnella appenninica* (RENZ), *Thalmaninnella evoluta* SIGAL, *Pseudotycinella bicarinata* (SAMUEL et SALAJ) a *Rotalipora montsalvensis* (MORNOD). Na základe týchto foraminifer je vek súvrstvia stredný alb – spodný cenoman.

VULKANITY NEISTÉHO VEKU (?krieda) (L. Šimon)

Výskyty dajkovitých telies vulkanických hornín v študovanej oblasti pomenovali Hovorka a Spišiak (1990) ako považskoinovecké dacity. Prvú zmienku o prítomnosti dacitoidných eruptív v oblasti publikoval Polák (1956). Dajky vulkanitov lokalizovaných v prostredí svorov v severnej časti Považského Inovca označil Hovorka (1961) ako kremité porfyrity a považoval ich za mezozoické. Neskôr, vychádzajúc zo širších súvislostí, Hovorka a Spišiak (1988) revidovali predchádzajúce zaradenie a pričlenili ich k mladokenozoickej provincii stredoslovenských neovulkanitov. V poslednom litostratigrafickom členení Hovorka a Spišiak (1990) iba predpokladajú neogénny vek. Plašienka a Marko (1993) tieto vulkanity zaradili do miocénu. Vek vulkanitov zatiaľ nie je evidentne dokázaný.

57a trachytické andezity s kremeňom

Vyskytujú sa na viacerých miestach mapovaného územia (na hlavnom horskom chrbte Považského Inovca, a to južne od Jarabského vrchu, v závere doliny Svinnica, jz. od k. Inovec – oblasť Pod Inovcom). Na povrchu vystupujú v podobe menších či väčších telies oválneho, častejšie pozdĺžneho tvaru, ktoré buď ležia konkordantne, alebo diagonálne prenikajú cez komplex kryštalinických hornín svorovo-rulového zloženia.

Telesá piatich dajok situovaných na hlavnom hrebeni sú orientované prevažne v smere SSV – JJZ až SV – JZ. Hrúbka telies je od 20 cm až do 5 m, ich dĺžka je od niekoľko metrov až do 400 m. Charakteristická je hrubá stĺpcová až bloková odlučnosť kolmo na steny dajky. Telesá v Svinnickej doline sú menšie, majú tvar dajok šírky 1 – 5 m, ale aj ložných žíl s hrúbkou 20 – 50 cm. Miestami je možné pozorovať náznaky intruzívneho kontaktu telies s okolitými horninami. Svedčí o tom aj ich intenzívna silicifikácia v zóne širokej 5 – 10 m.

Makroskopicky ide o horniny vulkanického pôvodu, ktoré majú masívny vzťah, a zelenosivé, zelenohnedé až zelené zafarbenie. Zväčša majú drobno- až strednoporfýrickú textúru. Výrastlice tvorí magmaticky skorodovaný plagioklas a kremeň, ojedinele aj pyroxén, ktorý je zväčša premenený. Matrix je chloritizovaný a tvoria ho drobné ihličky plagioklasov, chloritov a karbonátov. Prítomné sú aj rudné minerály a ojedinele apatit. Pre telesá je charakteristická aj prítomnosť žiliek s kremenno-hematitovou výplňou.

V mikroskope možno pozorovať výrastlice kremeňa, obklopené rovnomerne zrnitou základnou hmotou. Všetky výrastlice kremeňa majú v dôsledku korózie výrazne zaoblené tvary. Niektoré kremenné výrastlice dosahujúce veľkosť 2 – 3 mm obsahujú inkludované (zarastené) tyčinkovité apatity. Okrem výrastlíc kremeňa sú prítomné aj iné výrastlice, ktoré môžeme identifikovať iba podľa tvarov pseudomorfóz. Sú dvojaké: jedny pseudomorfózy pôvodne zodpovedali výrastliciám plagioklasov a druhé (často je v nich magnetit alebo reliktný apatit) považujeme za relikt po mafických výrastliciach – amfiboloch alebo pyroxénoch. Základnú hmotu dominantne tvorí kremeň a lištovité plagioklasy, ktoré sú často fluidálne usporiadané. Horniny boli intenzívne hydrotermálne premenené, pričom sa celkom zotrela pôvodné zloženie výrastlíc a minerálov v základnej hmote. Plagioklasy podľahli albitizácii a následne sericitizácii, mafické minerály boli chloritizované a silicifikované, niektoré vzorky javia známky výraznejšieho prekremenenia a karbonatizácie základnej hmoty.

Podrobnú petrologicko-geochemickú charakteristiku vulkanitov uviedol P. Konečný in Ivanička et al. (2005). Podľa neho dominantná prevaha plagioklasu vo forme výrastlíc a mikrolitov v základnej hmote nad mafickými minerálmi poukazuje na felzitický charakter horniny. Veľké zaoblené kremene nemajú undulózne zhášanie a niektoré obsahujú ojedinelé ihlice apatitu. To poukazuje na ich magmatický pôvod. Prítomnosť výrastlíc kremeňa svedčí o kryštalizácii z taveniny nasýtenej Si, t. j. môžeme uvažovať o kyslejšej, viac felzitickej magme. Podľa pozorovaných vlastností horniny a jej zloženia P. Konečný (l. c.) konštatuje, že ide o horniny blízke trachytickým andezitom s kremeňom – TAQ.

Podľa P. Konečného in Ivanička et al. (l. c.) existuje celý rad argumentov, ktoré hovoria v neprospech neogénneho veku vulkanitov. Konštatuje, že zaradenie TAQ medzi vulkanity stredného Slovenska je prinajmenšom sporné. V rámci neovulkanitov stredného Slovenska nenájdeme ekvivalentné horniny s rovnakým typom premeny, aký pozorujeme v prípade TAQ. Otázka presného vekového

zaradenia TAQ zatiaľ ostáva otvorená. Podľa pozorovaných vlastností TAQ nie sú neogénne, ale s najväčšou pravdepodobnosťou staršie (kriedové?).

57b *roj dajok andezitov trenčianskeho hradného kopca*

Roj dajok Trenčianskeho hradu dosiaľ nebol opísaný. V rukopisnej mape (M-34-109-A-c) Maheľa sú v oblasti trenčianskeho hradného kopca zaznačené výskyty dvoch telies. Roj dajok andezitov sme pomenovali podľa výskytu na kopci, na ktorom je situovaný Trenčiansky hrad. Hrúbka dajkových telies je od 5 cm až do 3 m. Zatiaľ sú evidované 4 telesá. Vystupujú vo vápencoch trenčianskeho hradného kopca. Hranice telies dajok a vápencov sú intruzívne.

Dajky tvoria masívne telesá, vertikálne uložené vo vápencoch. V prípade, ak je dajka zhrubnutá, smerom k okrajom môžeme pozorovať brekciáciu. Zelenkáva farba a náznaky štruktúr *jig-saw* naznačujú, že dajky mohli prejsť aj procesom hyaloklastitizácie. Preto predpokladáme, že v paleooblasti sa vyskytovalo vodné alebo vodou nasýteného prostredie.

Horninou je drobno- až strednoporfýrický andezit sivozelenkavej alebo zelenosivej farby. Výrastlice tvoria plagioklasy a pyroxény. Matrix tvoria drobné ihličky plagioklasov, chloritov a rudných minerálov.

Vek dajok dosiaľ nie je spoľahlivo určený.

TERCIÉR (*K. Fordinál, M. Elečko, S. Buček a M. Havrila*)

PALEOGÉN

Eocén

Predtransgresívne sedimenty

Vývoj a zloženie eocénnych uloženín je znázornený v litostratigrafickej tabuľke (obr. 31).

56a *brekcie: s prevahou úlomkov gutensteinských vápencov*

Tieto brekcie vystupujú v širšom okolí Nových mlynov, t. j. po oboch stranách Zľavského potoka v úseku posledného kilometra nad ústím jeho severného prítoku pri Nových mlynoch. Vystupujú aj po oboch stranách bezmenného údolia 400 m južne od Nových mlynov.

V starom lome 500 m sz. od Nových mlynov vystupujú brekcie v priamom v nadloží gutensteinských vápencov. Vzhľadom na charakter horniny je často na iných miestach obťažné rozhodnúť, či ešte ide o gutensteinský vápenec alebo už o paleogénnu brekciu. V hornine sa nachádzajú väčšinou celkom neopracované ostrohranné úlomky tmavosivých mikrokryštalických gutensteinských vápencov, ktoré sú usporiadané chaoticky (netriedené). Ich veľkosť sa väčšinou pohybuje

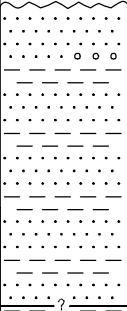
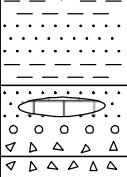
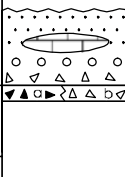
v rozmedzí 2 až 10 cm, ojediniele sa vyskytujú bloky väčšie ako 25 cm. Klasty sú uložené tak natesno, že v niektorých prípadoch je problematické hovoriť o základnej hmote. V spomenutom lome sa v brekcii zistili malé „kapsy“, ktorých výplň tvorili drobnozrnné brekcie obsahujúce ostrohranné úlomky (3 až 5 mm) svetlosivých dolomitov. V záreze cesty 150 m južne od samoty Nové mlyny sú ostrohranné klasty s veľkosťou od milimetra do 2 – 3 cm. Majú pestršie zloženie (tmavosivé gutensteinské vápence, svetlejšie žltosivé vápence, sivé jemnozrnné dolomity, tmavosivé až čiernosivé bituminózne hrubozrnné dolomity, okrové dedolomitizované karbonáty a tmavosivé vápence s organickým detritom; mikroskopicky sa potvrdili dolosparity stredného, prípadne vrchného triasu, oosparity rétu, mikrity neznámeho veku a kremenné pieskovce spodného triasu). Zreteľne sú utopené v jemne piesčitej žltosivej dolomitovej základnej hmote (pôvodne piesok).

V minulosti sa tieto brekcie považovali za triasové vápence podložia. Tak ich na základe rukopisnej mapy Kamenického zobrazili Biely (in Kuthan et al., 1960 a 1964), Kámen (1976), Brestenská et al. (1980), Maheľ et al. (1980), Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983) a Maheľ (1984). Gross (in Pristaš et al., 1997, 2000) ich včlenil do borovského súvrstvia, pričom pripustil, že ide o predtransgresívne sedimenty.

56b brekcie: s úlomkami dolomitov (M. Havrila)

Dolomitové brekcie sa nachádzajú v okolí obce Závada. Zachované sú dve väčšie izolované telesá dolomitových brekcií (a viacero menších medzi Závadou a Novými mlynmi). Severné teleso sa nachádza na lokalite pri vodojeme v starom ovocnom sade 700 – 800 m ssz. od kostola v Závade. Leží na kryštaliniku (granodioritoch) tatrika. Južné teleso je na hrebienku pri kostole a cintoríne. Leží priamo na zdrojovej hornine – wettersteinskom dolomite spodného tektonického telesa hronika. Južné teleso opísané ako rauvaky kartograficky vyčlenil Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983). Severné teleso zaradené k borovskému súvrstviu kartograficky znázornil Gross (in Pristaš et al., 2000).

Brekcie tvoria neopracované ostrohranné klasty (s priemernou veľkosťou do 2 cm) wettersteinského dolomitu (dolosparitu) utopené v piesčitej základnej hmote tvorenej dolomitickou „múčkou“, ktorá vznikla dezintegráciou wettersteinského dolomitu. Brekcie sú monomiktne. Klasty aj základná hmota dolomitových brekcií majú svetlosivobielu farbu (základná hmota býva niekedy aj svetložltosivá). Neobsahujú temer žiadnu, ani pelitickú prímes. Preto možno predpokladať, že vznikali sutinením v kontinentálnom suchozemskom prostredí (sutiny a osypy). Sú usadené priamo alebo temer priamo na mieste vzniku, teda na podloží, z ktorého je derivovaný ich materiál (wettersteinský dolomit), prípadne sú usadené vo veľmi blízkom okolí (v prípade ich presutinenia na krátku vzdialenosť na iný podklad, napríklad na granodiority tatrika pri Závade). Nezistili sa v nich žiadne fosílné zvyšky.

VEK			LITOLOGICKÉ ZLOŽENIE		LITOSTRATIGRAFIA				
ÚTVAR	ODDE- LENIE	STUPEŇ	P O V A Ž S K Ý I N O V E C						
			západný okraj	východný okraj	západný okraj	m	východný okraj	m	
P A L E O G É N	O L I G O C É N								
	E O C É N	v r c h n ý							
		p r i a b ō n							
	s t r e d n ý	b a r t ō n							
		l u t é t							
									

Obr. 31. Litostratigrafická tabuľka paleogénu Považského Inovca (K. Fordinál, M. Havrila a S. Buček, 2006).

Dolomitové brekie vystupujú aj na západnej stene pohoria v okolí Modrovky. Ležia v nadloží wettersteinských dolomitov tematínskej kryhy považského príkrovu. Pozostávajú z ostrohranných netriedených klastov tmavohnedosivého (hlavného) dolomitu.

55 borovské súvrstvie: brekcie, zlepenca, pieskovce a piesčité vápence (neskorý lutét – bartón) (*M. Havrila, K. Fordinál a S. Buček*)

Sedimenty borovského súvrstvia sa nachádzajú na východnom aj západnom okraji Považského Inovca. Na východnom okraji sa vyskytujú na území medzi hydinarňou 1 km jv. od obce Závada, osadou Záhrada, samotou Zľavy a nepomenovaným údolím ústiace do údolia Zľavského potoka pri pieskovni asi 1,5 km sz. od obce Tesáre.

Na západnom okraji sa nachádzajú jv. od obce Hrádok – horáreň, vo svahu nad bezmenným potokom, na ľavej strane vyústenia bočnej dolinky, nad starou horárňou a vyššie vo svahu (Buček in Madarás et al., 2006) a na území sv. od Modrovky (Modrovka – obec), jjv. a ssv. od Lúky (Lúka – obec, Lúka – Dolný vŕšok).

Sedimenty borovského súvrstvia sú tvorené karbonátovými zlepenkami, karbonátovými pieskovecami a piesčitými organogénnymi vápencami. Na väčšine územia v podloží bazálnej transgresívnej litofácie alebo v jej blízkosti sú svetlosivobiele dolomity wettersteinskej fácie hronika alebo hnedosivé hlavné dolomity hronika. To podmienilo vznik predtransgresívnych dolomitových brekcií. Bázu borovského súvrstvia však tvoria podobné brekcie, v ktorých sa už sporadicky vyskytuje morská fauna a drobné polohy drobnozrnných zlepenčov. Či ide o novovytvorené brekcie alebo predtransgresívne brekcie prepracované transgresiou, nie je v súčasnosti vyriešené. Problematické je aj stanovenie rozhrania oboch facií. Úlomky v nich sú v prevažnej miere ostrohranné, ojedinele čiastočne zaoblené a sú usporiadané chaoticky. Ich veľkosť sa pohybuje v rozpätí 0,5 až 2,5 cm. Základnú hmotu brekcií tvorí dolomitový piesok. Zhruba na rozhraní brekcií so zlepenkami medzi samotou Zľavy a Záhradou sa vyskytujú polohy vápenčov s morskou faunou. Okrem veľkých foraminifer, ktoré vyhodnotil Buček (2004), sa v nich v minulosti (Havrila in Havrila a Vaškovský, 1983) našli jadrá veľkých hrubostenných lamelibranchiát, ojedinele gastropódy a ježovky.

Zlepenca tvoria v prevažnej miere dokonale zaoblené obliaky svetlosivobielych až tmavosivých dolomitov rôznych facií, v menšej miere aj obliaky vápenčov. Medzi nimi sa už vyskytujú aj vápence paleogénu. V najväčšom množstve sú zastúpené obliaky s veľkosťou 0,5 – 1 cm, ojedinele 3 – 5 cm. Základnú hmotu zlepenčov tvorí karbonátový piesok, v niektorých prípadoch sú obliaky stmeľené len hrubozrnným kalcitom (sparitom).

Na západnom okraji Považského Inovca sa zlepenca borovského súvrstvia našli v starom lome a v záreze lesnej cesty ssv. od obce Lúka v časti Hôľny vŕšok. Zlepenca tvoria dobre až dokonale opracované obličky rozličných karbonátových hornín. V najväčšom množstve je zastúpený dolomit s dolosparitovou štruktúrou, dolomitová tektonická brekcia so sekundárnym mikritovým matrikom, ako aj klasty s peloidmi. Základná hmota je mikritová, s detritom karboná-

tových zŕn. V zlepenkoch sme identifikovali fragmenty veľkých foraminifer (numulitov a diskocyklín) a miliolidných a rotaloidných foriem (Boorová, 2006.)

Pieskovce sú žltosivej až hnedožltej farby. Tvoria polohy v zlepenkoch, vystupujú však najmä vo vyššej časti súvrstvia. Ide o strednozrnné vápnité kremené a litické arenity s polozaoblenými až zaoblenými zrnami, ktoré sú dobre vytriedené (Siránová, 2005). Obsahujú rozptýlené ostrohranné až polozaoblené úlomky karbonátov do 1 cm a zrnká kremeňa do 0,2 mm. Vzácné sa vyskytujú zrnká glaukonitu. Buček (2004) v nich zistil poškodené schránky veľkých foraminifer *Nummulites perforatus* (DE MONTFORT), *Alveolina elongata* (ORBIGNY), *Orbotolites complanatus* (LAMARCK) a iné, resp. spoločenstvo veľkých foraminifer (Buček, 2005), malých foraminifer a sprievodných mikrofosilií. Tie umožnili zaradiť tieto sedimenty do stredného eocénu až mladšieho lutétu s možným zasahovaním do spodnej časti staršieho bartónu.

Vápence sú svetlohnedej, sivastej až ružovkastej farby. Vo vápencoch sa zistili čiastočne opracované klasty karbonátov (s dolosparitovou, mikritovou, intrapelmikritovou/intrapelmikrosparitovou štruktúrou), peloidy, množstvo rekryštalizovaného neurčiteľného karbonátového detritu a prímes klastického, pomerne málo opracovaného kremeňa prachovej a piesčitej frakcie (Boorová, l. c.).

Okrem veľkých foraminifer sú zastúpené malé foraminifery (nápadné veľké miliolidy do 0,8 mm, rozličné rotalidy s veľkosťou do 0,4 – 1,0 mm aj s výraznými piliermi, nápadné kôrové *Gypsina* sp. a *Acervulina* sp., ojedinelé hrubostenné aglutinancie (aj sesilne) a drobný bentos. Z ostatných fosilií sú zastúpené koralinné riasy – *Sporolithon* sp., *Lithoporella* sp. a *Amphiroa* sp. (v hornine rozptýlené úlomky stielok s veľkosťou 4 – 5 mm a úlomky kôr, ktoré sú súčasťou kôr s *Acervulina* sp., rekryštalizované úlomky koralov obrastané *Acervulina* sp., machovky (cyklostomátne formy), vzácne drobné úlomky lastúrníkov (aj *Ostrea* sp.), rekryštalizované úlomky segmentov krinoidov a ostne ježoviek. Zriedkavé sú úlomky stielok *Distichoplax biserialis* (DIETRICH) PIA a *Polystrata alba* (PFENDER) DENIZOT.

Na základe biostratigrafického vyhodnotenia spoločenstva veľkých foraminifer (tab. 5) môžeme sedimenty borovského súvrstvia zaradiť do stredného eocénu – mladšieho lutétu, SBZ 16 sensu Serra-Kiel et al. (1998). Spoločenstvo obsahuje až 5 druhov SBZ 16: *Nummulites deshaysi* D'ARCHIAC et HAIME, *N. praepuschi* SCHAUB, *Orbitoclypeus roberti* (DOUVILLÉ), *Assilina* cf. *gigantea* DE LA HARPE a *Discocyclus pulchra balatonica* LESS. Spoločenstvo veľkých foraminifer z lokality 1 321 Lúka-Dolný vŕšok 2 poukazuje na možné zasahovanie do SBZ 17 (spodná časť staršieho bartónu). Typické spoločenstvo patriace do SBZ 17 (starší bartón) sa v skúmaných vzorkách nezistilo.

Podľa spoločenstva veľkých foraminifer možno bazálne súvrstvie korelovať s paleogénnymi sedimentmi Hornej Nitry a Pohronia (Bojnice, Slovenská Ľupča – typová lokalita druhu *Nummulites deshaysi* D'ARCHIAC et HAIME) s nadväznosťou na južný epikontinentálny (budínsky) vývoj paleogénu (porovnaj Vaňová, 1972, 1976, 1980).

Tab. 5. Biostratigrafické vyhodnotenie veľkých foraminífer z Považského Inovca (S. Buček, 2005).

Lokalita (počet výbrusov)	13PI Hrádok-horáreň (16)	14PI Hrádok-pod kopčekom (4)	1 210 Modrovka-obec (5)	1 211 Modrovka-lom (23)	1 303 Lúka-obec 1 (1)	1 303a Lúka-obec 2 (2)	1 306 Lúka-Dolný vŕšok 1 (4)	1 318 Lúka-obec 3 (3)	1 321 Lúka-Dolný vŕšok 2 (12)	1 321 Lúka-Dolný vŕšok 2 (3)	1 322 Lúka-Dolný vŕšok 3 (4)	97F Lúka-Dolný vŕšok 4 (3)	1 233/2, 3a, 3b Záhrada – kóta 301 (12)	1 238 Záhrada-Zľavy (5)	1 248 Záhrada-Nové Mlyny (5)
Veľké foraminifery															
<i>Nummulites deshaye-</i> <i>si</i> D'ARCHIAC et HAIME	cf.	cf.	cf.	++		cf.	+	+	+	cf.	+	cf.			
<i>Nummulites semi-</i> <i>costatus</i> (KAUFMANN)			+	+				+	+	+		cf.			
<i>Nummulites perfora-</i> <i>tus</i> (DE MONTFORT)			+	+			+		+	+	+	+	+	+	+
<i>Nummulites striatus</i> <i>minor</i> D'ARCHIAC et HAIME				+		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Nummulites striatus</i> (BRUG.)	cf.		cf.	+			cf.		+	+	+	+	+	cf.	+
<i>Nummulites mille-</i> <i>caput</i> BOUBÉE	cf.			cf.					+			cf.			cf.
<i>Nummulites rotula-</i> <i>rius</i> DESHAYES			cf.	cf.					cf.						
<i>Nummulites prae-</i> <i>puschi</i> Schaub						+			cf.	+	cf.				
<i>Nummulites gallen-</i> <i>sis</i> HEIM													cf.	cf.	
<i>Nummulites variola-</i> <i>rius</i> (LAMARCK)													cf.		
<i>Nummulites</i> sp.	+					+	+	+	+	+	+	+	+	+	
<i>Assilina tenuimargi-</i> <i>nata</i> HEIM			+	+					+				+		
<i>Assilina exponens</i> (SOWERBY)			+	+			+	+	+	+	+	+			
<i>Assilina gigantea</i> DE LA HARPE									cf.	cf.	+				
<i>Assilina spira plano-</i> <i>spira</i> BOUBÉE									+		+	+			
<i>Assilina</i> sp.				+		+	+	+							

Lokalita (počet výbrusov)	13PI Hrádok-horáreň (16)	14PI Hrádok-pod kopčekom (4)	1 210 Modrovka-obec (5)	1 211 Modrovka-lom (23)	1 303 Lúka-obec 1 (1)	1 303a Lúka-obec 2 (2)	1 306 Lúka-Dolný výšok 1 (4)	1 318 Lúka-obec 3 (3)	1 321 Lúka-Dolný výšok 2 (12)	1 321 Lúka-Dolný výšok 2 (3)	1 322 Lúka-Dolný výšok 3 (4)	97F Lúka-Dolný výšok 4 (3)	1 233/2, 3a, 3b Záhrada – kóta 301 (12)	1 238 Záhrada-Zľavy (5)	1 248 Záhrada-Nové Mlyny (5)
<i>Operculina schwa- geri</i> SILVESTRI			+	+					+						
<i>Operculina parva</i> DOUVILLÉ et O'GORMAN			+	+					+		+				
<i>Operculina</i> sp.				+					+					+	
<i>Discocyclina pratti</i> (MICHELIN)	cf.								+	cf.	+	+	cf.		+
<i>Discocyclina dis- pansa hungarica</i> LESS			+												
<i>Discocyclina dis- pansa</i> (SOWERBY)	+	+	cf.	+					+						
<i>Discocyclina pulcra</i> <i>balatonica</i> LESS			+	+											
<i>Discocyclina pulcra</i> (CHECCHIA-RISPOLI)			+	+					+		+	cf.			
<i>Discocyclina sella</i> (D'ARCHIAC)			+	+					+		+				
<i>Discocyclina discus</i> (RÜTIMEYER)				cf.			+							+	+
<i>Discocyclina distans</i> (RÜTIMEYER)				+											
<i>Discocyclina aspera</i> GÜMBEL															+
<i>Discocyclina</i> sp.	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+	+
<i>Orbitolites compla- natus</i> (LAMARCK)	+												+	+	
<i>Orbitolites</i> sp.	+			+									+	+	
<i>Orbitoclypeus ro- berti</i> (DOUVILLÉ)	+			+			+		+						
<i>Orbitoclypeus va- rians scalaris</i> (SCHLUMBERGER)	+			+									+		+
<i>Orbitoclypeus mar- thae</i> (SCHLUMBERGER)	+														

Lokalita (počet výbrusov)	13PI Hrádok-horáreň (16)	14PI Hrádok-pod kopčekom (4)	1 210 Modrovka-obec (5)	1 211 Modrovka-lom (23)	1 303 Lúka-obec 1 (1)	1 303a Lúka-obec 2 (2)	1 306 Lúka-Dolný výšok 1 (4)	1 318 Lúka-obec 3 (3)	1 321 Lúka-Dolný výšok 2 (12)	1 321 Lúka-Dolný výšok 2 (3)	1 322 Lúka-Dolný výšok 3 (4)	97F Lúka-Dolný výšok 4 (3)	1 233/2, 3a, 3b Záhrada – kóta 301 (12)	1 238 Záhrada-Zľavy (5)	1 248 Záhrada-Nové Mlyny (5)
<i>Orbitoclypeus varians</i> (KAUFMANN)													+		
<i>Alveolina elongata</i> (D'ORBIGNY)				+									+	+	
<i>Alveolina boscii</i> (DEFrance)													+	+	
<i>Alveolina</i> sp.	+		+	+			+				+	+	+	+	
<i>Asterocyclina alticostata cuvillieri</i> (NEUMANN)				+					+						
„ <i>Actinocyclina</i> “ sp.															+
<i>Asterocyclina</i> sp.	+			+			+		+	+	+	+	+	+	
<i>Fabiania cassis</i> (OPPENHEIM)				+	+										
Malé foraminifery															
miliolidy	++	++	+	+			+		+		+		+	+	+
<i>Lituonella</i> sp.				?							?				
<i>Linderina</i> sp.											+				
rotalidy	++ +	++	+	++	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Gypsina</i> sp.	++		+	+	+	+	+		+	+		+	+	+	+
<i>Acervulina</i> sp.	++ +	++ +	+							+			+		+
drobný bentos	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
aglutinancie	+	++	+	+					+		+	+	+	+	+
<i>Sphaerogypsina</i> sp.	+					+					+		+		+
<i>Gyroidinella</i> sp.	+		+	+	+		+		+		+		+	+	
globigerinidy											+		+		
Iné fosílie															
koralinné riasy	++	++	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	++	+	++
<i>Sporolithon</i> sp.	+	+	+										+		+
<i>Amphiroa</i> sp.		+													
<i>Lithoporella</i> sp.	+	+	+												

Lokalita (počet výbrusov)	13PI Hrádok-horáreň (16)	14PI Hrádok-pod kopčekom (4)	1 210 Modrovka-obec (5)	1 211 Modrovka-Iom (23)	1 303 Lúka-obec 1 (1)	1 303a Lúka-obec 2 (2)	1 306 Lúka-Dolný výšok 1 (4)	1 318 Lúka-obec 3 (3)	1 321 Lúka-Dolný výšok 2 (12)	1 321 Lúka-Dolný výšok 2 (3)	1 322 Lúka-Dolný výšok 3 (4)	97F Lúka-Dolný výšok 4 (3)	1 233/2, 3a, 3b Záhrada – kóta 301 (12)	1 238 Záhrada-Zľavy (5)	1 248 Záhrada-Nové Mlýny (5)
<i>Polystrota alba</i> (PFENDER) DENIZOT	+	+		+											
<i>Distichoplax bise-</i> <i>rials</i> (DIETRICH) PIA	+			+											+
lastúrniky	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+	++	+
<i>Ostrea</i> sp.	+								+				+	+	
ulitníky													+	+	
machovky	++ +	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
koraly	+	+											+		+
krinoidy	+	+	+	+			+		+	+	+	+	+		+
ostrakódy	+												+		
ježovky	+												+		+
červy (<i>Ditrupa</i> sp.)				+	+			+		+				+	+
problematiká	+														

Vysvetlivky: borovské súvrstvie: 13PI – pieskovec až piesčitý vápenec, organogénny/organodetritický vápenec, 14PI – organogénny/organodetritický piesčitý vápenec, 1 233/2 – sivastý organogénny/organodetritický piesčitý vápenec až pieskovec, 1 233/3a – numulitový vápenec, 1 233/3b – organodetritický piesčitý vápenec, 1 238 – detto, 1 248 – organogénny/organodetritický piesčitý vápenec; obliaky paleogénnych sedimentov zo zlepenecov a klasty paleogénnych sedimentov z brekcií pochádzajúce z hruboklastických brekcií neogénu: 1 210 – organodetritický/organogénny karbonátový pieskovec, 1 211 – organogénny/organodetritický pieskovec, 1 303 – polymiktný pieskovec, neogén, 1 303a – detto, neogén, 1 306 – karbonátový pieskovec, 1 318 – polymiktný pieskovec, neogén, 1 321 – organodetritický/organogénny karbonátový pieskovec až jemnozrnný zlepenec, piesčitý vápenec a karbonátová brekcia, 1 322 – organogénny/organodetritický piesčitý vápenec, 97F – organodetritický/organogénny piesčitý vápenec; distribúcia malých foraminifer a sprievodných fosilií: + = zriedkavý výskyt, ++ = častý výskyt, +++ = veľmi častý výskyt.

Hutianske súvrstvie: ílovce s polohami pieskovcov (len v litostratigrafickej kolónke) (priabón)

Sedimenty hutianskeho súvrstvia nevystupujú na povrch. Zistili sa len vo vrte PID-2 ssv. od obce Lúka. Reprezentujú ich ílovce s tenkými polohami pieskovcov (Dovina, 2000).

54 zuberecké súvrstvie: pieskovce s ojedinelými polohami ílovcov a zlepcov (bartón – priabón) (K. Fordinál)

Sedimenty zubereckého súvrstvia sa zistili len na západnom okraji Považského Inovca v širšom okolí obce Lúka. Reprezentujú ich prevažne pieskovce, v ktorých sa nachádzajú ojedinelé polohy zlepcov a ílovcov. Malá odkrytosť uvedených sedimentov znemožňuje určiť ich pomerné zastúpenie. Pieskovce svetložltej farby patria k strednozrnným sublityckým arenitom. Zrná sú v nich polozaoblené až zaoblené (Siráňová, 2006). V pieskovcoch, ktoré boli redeponované z bazálneho borovského súvrstvia, sa našli veľké foraminifery *Nummulites* cf. *deshayesi* D'ARCIAC et HAIME, *N. striatus minor* D'ARCIAC et HAIME a *N. cf. praepuschi* SCHAUB (Buček, 2005). Vyskytujú sa v nich polohy drobnozrnných polymiktných zlepcov, ktoré sú slabo vytriedené a klasty v nich sú dobre zaoblené. Okolo klastov sme pozorovali nápadné lemy, čo môže poukazovať na subaerické zvetrávanie (Siráňová, 2006).

Pieskovce a drobnozrnné zlepence sa vyznačujú neprítomnosťou základnej hmoty, prítomnosťou kalcitového cementu a slabým zastúpením nestabilných živcov. Spolu so slabým vytriedením a značným zastúpením lityckej zložky (karbonáty) to poukazuje na mineralogicky nezrelé sedimenty (Siráňová, l. c.).

Ílovce sú vápnité a majú svetlosivozelenú farbu. Vyznačujú sa lastúrnatou odlučnosťou. V ílovcoch nájdených v rokline pri sv. okraji obce Lúka sa zistil vápnitý nanoplanktón stredného eocénu – bartónu (zóny NP 17). V ílovcoch v záreze cesty priamo v obci Lúka bolo identifikované bohaté a diverzifikované spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu neskorého eocénu – priabónu [(vrchná časť zóny NP-18 a spodná časť zóny NP-19) (Žecová, 2005)] a skorodované schránky foraminifer *Bolivina crenulata* CUSH., *Globigerinoides praebulloides* BLOW, *Globigerina senilis* BANDY, *Paragloborotalia opima nana* (BOLLI) a iné. Poukazujú pravdepodobne na neskoroeocénny až ranokišcelský vek (Zlinská, 2005).

Do zubereckého súvrstvia pravdepodobne patria aj sivohnedé hrubozrnné, do hrdzava vetrajúce pieskovce. Ich úlomky sa vyskytujú jv. od obce Hrádok na ľavej strane vyústenia bočnej dolinky. Pieskovce nad starou horárňou neobsahujú žiadne fosilné zvyšky (Buček in Madarás et al., 2006). Ich zaradenie k zubereckému súvrstviu vyplynulo z geologických pomerov paleogénnych sedimentov na území listu Horná Streda (Fordinál in Havrila et al., 2006) a z lito-logických pomerov vrtu PID-2 situovaného ssv. od obce Lúka (Dovina, 2000).

NEOGÉN

Z neogénnych sedimentov sa na mapovanom území nachádzajú spodnomiocénne (egenburg až karpat) a pliocénne usadeniny, ktoré tvoria sedimentárnu výplň Trenčianskej kotliny, a spodnomiocénne (karpat), strednomiocénne (báden), vrchnomiocénne (panón až pont) a pliocénne sedimenty, ktoré sa nachádzajú na východnom a západnom okraji Považského Inovca (obr. 32).

Miocén

Sediment egenburského veku reprezentuje čausianske súvrstvie, ktoré tvorí súčasť sedimentárnej výplne Trenčianskej a Bánovskej kotliny. Reprezentujú ho zlepenec a hrubozrnné pieskovce (kľačniansky zlepenec), piesky a rozpadavé pieskovce s lavicami pieskovcov (okrajový vývoj) a šlirom – sivým vápnitým ílom/ílovcom a prachom/prachovcom s piesčitou lamináciou a bridličnatým rozpadom (panvový vývoj).

Čausianske súvrstvie (egenburg)

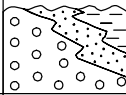
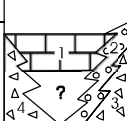
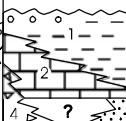
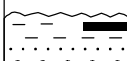
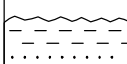
53 kľačniansky zlepenec: zlepenec a hrubozrnný pieskovec (*M. Elečko*)

Kľačniansky zlepenec vystupuje na povrch v oblasti mesta Trenčína na západných svahoch a vrcholoch kopca lesoparku Breziny. Mahel' et al. (1982) ich uvádzajú na mape regiónu Strážovských vrchov 1 : 50 000 aj z východnej časti mesta, ako aj z oblasti zvernice. Odkryvy zlepenčov vo východnej časti mesta sú buď už v zastavanej časti, resp. zanikli. Všetky východy však dokumentujú prítomnosť zlepenčov a hrubozrnných pieskovcov v študovanom území.

V oblasti trenčianskeho lesoparku, najmä v roklinách jeho východných svahov sú odkryvy hrubozrnných pieskov a drobných zlepenčov, pričom zvyčajne piesčitý tmel prevláda nad obliačikmi. Veľkosť obliačikov kolíše od niekoľko mm až do 4 cm, väčšinou však majú veľkosť do 1 – 1,5 cm. Obliaky sú veľmi dobre opracované a veľmi časté sú aj ich fantómy v tmele.

Pevnosť zlepenčov závisí od karbonátového tmelu, resp. obsahu dolomitového piesku (pevné rozpadavé polohy). Klastickú zložku zlepenčov tvoria takmer výhradne mezozoické karbonáty (vápence a dolomity), sporadicky žilný kremeň a silicit.

Hrubozrnný pieskovec a jemnozrnný karbonátový zlepenec tvorí lavice v hrúbke 15 – 20 cm. Veľmi často sa rozpadáva na oddelené úlomky. Je sivé a sivohnedej farby. Vo výbrusoch ide o jemnozrnný karbonátový zlepenec, pričom miestami prevládajú sparitové zrná nad mikritickými, miestami je to naopak. Základná hmota je sparitická, miestami mikritická, podporná štruktúra je pórová. Zriedkavé sú zrná kremeňa, veľmi sporadický je silicit. Zrnká karbo-

V E K			LITOLOGICKÉ ZLOŽENIE		LITOSTRATIGRAFIA							
ÚTVAR	ODDE- LENIE	STUPEŇ	P O V A Ž S K Ý I N O V E C									
			západný okraj		východný okraj		západný okraj	m	východný okraj	m		
N E O G É N	P L I O C É N	neskorý	raný	dák	roman					volkovské súvrstvie štrky, íly	do 100	
	É N	neskorý	panón	stredný	neskorý			1 – hlavinské vrstvy: sladko- vodné vápence, travertíny 2 – ducovské vrstvy: zlepenec brekcie, piesky 3 – modrovské brekcie: brekcie 4 – hruboklastické brekcie	do 100	1 – beladické súvrstvie: štrky, íly 2 – hlavinské vrstvy: sladko- vodné vápence, travertíny 3 – dolomitové pieskovce s konkréciami, travertíny 4 – bazálne polymiktné kon- glomeráty (štrky), dolomi- tové brekcie, piesky	do 100	
	O C	stredný	sarmat	raný				piešťanské vrstvy: zlepenec, pieskovce, pestré íly	do 150			
	M	raný	karpat	otbang	egenburg			lakšárske súvrstvie: vápnité íly, vápnité ílince s polohami siltovcov a pieskovcov	do 15			
				</								

Obr. 32. Litostratigrafická tabuľka neogénu okrajov Považského Inovca (K. Fordinál, M. Havrila a M. Elečko, 2006).

nátov sú dobre až veľmi dobre zaoblené, zrnká kremeňa sú ostrohranné, resp. poloostrohranné, piesčitej frakcie (Siráňová in Elečko et al., 2004).

Kľačnianske zlepenca sa zistili aj na východnom okraji Považského Inovca, a to v obci Dubodiel a asi 2,5 km od obce Zlatníky vo svahu nepomenovaného potoka (Elečko in Kováčik et al., 2006).

52a piesky a rozpadavé pieskovce s lavicami pieskovca (okrajový vývoj) (M. Elečko)

Tieto sedimenty vystupujú v oblasti Trenčína na východnom svahu lesoparku Breziny. Predstavujú prechod bazálnych zlepenčov a hrubých pieskovcov kľačnianskeho zlepenca do nadložných šlírových sedimentov, resp. do šlírových sedimentov laterálne vstupujúcich do panvy. Reprezentujú ich žltosivé, sivé a sivohnedé drobnozrnné piesky a rozpadavé pieskovce s lavicami pevného pieskovca s hrúbkou 30 – 40 cm.

Mikroskopicky ide o drobnozrnný piesčitý karbonát. Ostrohranné zrnká kremeňa sú piesčitej frakcie, základná hmota je sparitická. Prítomné sú úlomky foraminifer a lastúrnikov. V iných prípadoch ide o veľmi rekryštalizovaný biomikrit s neidentifikovateľnými organickými zvyškami, pukliny vyplňa sparit (Siráňová in Elečko et al., 2004). V niektorých prípadoch piesok, resp. rozpadavý pieskovec prechádza do prachovca ($Md = 0,024$; $So = 2,61$). V piesku sa nachádzajú úlomky lastúrnikov.

V pieskoch a pieskovcoch okrajového vývoja sa zistila drobná rekryštalizovaná fauna foraminifer reprezentovaná druhmi *Asterigerinata planorbis* (ORB.), *Bolivina molassica* HOFMANN, *Elphidium subtypicum* PAPP, *Textularia gramen gramen* ORB., *Almaena osnabrugensis* (ROEMER), *Lagena* sp., *Cibicides ungerianus ungerianus* (ORB.), *Virgulopsis tuberculatus* (EGGER), *Nonion commune* (ORB.), *Ammonia beccarii* (L.), *Laevidentalina communis* (ORB.), *Globigerinoides trilobus* (RSS.) a *Globigerina* sp. (Zlinská in Elečko et al., 2004).

52b íly/ílince, prachy/prachovce (hlbokovodný vývoj)

Tieto sedimenty vystupujú na povrch v oblasti mesta Trenčína. Nachádzame ich veľmi zriedkavo, pretože ide o husto zastavanú staršiu časť mesta (domy a záhrady), okrem toho sú pokryté hrubými polohami spraší. Tieto šlírové sedimenty reprezentujú sivé a sivookrovo škvrnité íly/ílince (67,4 %, 30,6 % prach, 2,0 % piesok, $Md = 0,0046$) s piesčitou lamináciou a bridličnatým rozpadom.

Polohy šlírov v minulosti vystupovali na povrchu aj južnejšie. Dnes tieto odkryvy v zastavanej časti mesta už neexistujú. Na geologickej mape Strážovských vrchov (Mahel' et al., 1981) sú tieto sedimenty zaradené do egenburgu až otnangu ako vrchná flyšoidná časť (ílince $\pm$ aleurity s rozpadavými pieskovcami).

51 **bánovské súvrstvie: íly/ílovce, prachovce a pieskovce – flyšoidný vývoj (otnang) (M. Elečko)**

Sedimenty bánovského súvrstvia tvoria výplň Trenčianskej kotliny. Na povrch vystupujú v oblasti záhradkárskej kolónie asi 1 km severne od Soblahova. V širšom okolí sú zakryté iba sedimentmi kvartéru. Na mape Strážovských vrchov (Maheľ et al., 1981) sú označené ako vrchné flyšoidné časti egenbursko-otnanského veku. Žiaľ, v súčasnosti povrchové východy v záhradkárskej kolónii už neexistujú. Geologická rekonštrukcia geofyzikálnych podkladov naznačuje, že vzhľadom na neskoršie obdobie denudácie sa sedimenty bánovského súvrstvia dostali na povrch. Je otázne, či v tejto časti územia boli pôvodne prekryté sedimentmi karpatského veku, ako je to generálne v ostatnej časti depresie. Ich prítomnosť predpokladáme vo výplni depresie, kde ležia v nadloží egenburských sedimentov a sú zakryté sedimentmi karpatského veku (Elečko in Elečko et al., 2004).

Bánovské súvrstvie tvoria sivé vápnité ílovce a prachovce, ktoré sa striedajú s pieskovecami. Na ich litologické zloženie a biostratigrafický obsah môžeme usudzovať z vývoja v Bánovskej kotline (Fordinál et al., 2001).

Karpat

50 **lakšárske súvrstvie: sivozelené vápnité íly a tmavosivé vápnité ílovce s polohami siltovcov a pieskovcov (karpat) (K. Fordinál a M. Elečko)**

Sedimenty lakšárskeho súvrstvia sa zistili pri západnom okraji Považského Inovca v obci Modrovka. Tvoria ich sivozelené vápnité íly. Obsahujú bohatú a diverzifikovanú faunu foraminifer reprezentovanú druhmi *Globigerina dubia* EGGER, *G. ottangiensis* RÖGL, *Lenticulina melvilli* (CUSHMAN-RENTZ), *Globigerina concinna* RSS., *Globoquadrina altispira* (CUSHMAN et JARVIS), *Pygmaeo-seistron hispidum* (RSS.), *Tenuitella clemenciae* (BERMUDEZ) a *Uvigerina acuminata* HOSIUS (Fordinál et al., 2004). K tomuto súvrstviu boli zaradené aj sivozelené íly zo zárezu lesnej cesty západne od obce Modrová. Obsahujú veľmi chudobné spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu. Bol v nich identifikovaný druh *Helicospaera ampliaperta* BRAMLETTE et WILCOXON, ktorého stratigrafický rozsah je egenburg až karpat (Holcová, ústna informácia).

Do lakšárskeho súvrstvia sme začlenili aj tmavosivé, slabo diageneticky spevnené ílovce s polohami siltovcov a pieskovcov (Fordinál in Madarás et al., 2006). Boli tektonicky *zavčiknuté* v triasových dolomitoch hronika v lome v katastri obce Hrádok (Marko, 2002). Zistili sa v nich foraminifery stratigrafického rozsahu oligocén až neogén, ?bádenské dinoflageláty (Hudáčková in Marko, 2002) a vápnitý nanoplanktón so zástupcami rodu *Thoracosphaera* poukazujúci na miocénny vek sedimentov (Holcová, ústna informácia).

Prítomnosť sedimentov lakšárskeho súvrstvia predpokladáme aj vo výplni Trenčianskej kotliny. Na ich celkový vývoj a zloženie usudzujeme najmä podľa geologickej stavby v Bánovskej kotline. Z geologickej rekonštrukcie geofyzikálnych profilov vyplýva, že po výzdvihu územia po karpate sa celkovo zmenšila hrúbka jeho sedimentov v celej oblasti Trenčianskej kotliny. Na základe toho predpokladáme, že vo výplni kotliny sú zastúpené len peliticko-piesčité (flyšoidný vývoj) sedimenty karpatského veku (Elečko in Elečko et al., 2004).

Báden

Sedimenty bádenského veku na zmapovanom území zastupuje svinianske súvrstvie ranobádenského veku, ktoré sa nachádza pri východnom okraji Považského Inovca, a ratkovské vrstvy špačinského súvrstvia strednobádenského veku, ktoré sa našli na južnom okraji pohoria.

49 svinianske súvrstvie: ílovce, pieskovce a lignity (raný báden) (M. Elečko)

Svinianske súvrstvie sa nachádza pri východnom okraji Považského Inovca v obci Trenčianske Jastrabie a jej okolí. Tvoria ho prevažne sivé ílovce s črepiňovitým alebo bridličnatým rozpadom so zuhoľnatými zvyškami rastlín. Zriedkavo sa v nich vyskytujú polohy lignitu a drobnozrnných pieskovcov s aleuritickou a tufitickou prímесou. Sedimenty svinianskeho súvrstvia vznikli v limnických sladkovodných podmienkach s nepravidelnými ingresiami mora. Generálne zrejme ide o polouzavretú depresiu s nedostatočnou cirkuláciou vodných mäs a redukčnými podmienkami pri dne (Gabčo, 1969).

Z fosilných zvyškov sa v súvrství našli ojedinele sa vyskytujúce foraminifery *Ammonia* ex. gr. *beccarii* (L.) a ostrakódy rodu *Candona*, *Darwinula*, *Iliocypris*, *Mediocypris* a *Amnicothera*. Z rastlinných zvyškov sa našli oogónie characey a zuhoľnaté a pyritizované zvyšky *Glybostrobis europaeus* (BRNGT) HEER (Brestenská, 1977).

48 ratkovské vrstvy: brekcie, zlepenec, piesky a pieskovce (stredný báden) (K. Fordinál)

Ratkovské vrstvy sa zistili na južnom okraji pohoria, severne od mesta Hlohovec, jv. od Koplotoviec a severne od Tepličiek. Reprezentujú ich brekcie, zlepenec, piesky a pieskovce. Brekcie sú tvorené ostrohrannými úlomkami svetlosivých metamorfovaných vápencov. Úlomky dosahujú veľkosť až 20 cm. V nadloží brekcií sú polohy opracovaných obliakov. Povrch obliakov aj podložné horniny sú často navŕtané morskými vŕtavými lastúrníkmi.

Súčasťou ratkovských vrstiev sú aj okrové hrubozrnné pieskovce, v ktorých sú rozptýlené obliaky kremencov a vápencov (veľkosť asi 5 – 12 cm) a žlté pies-

ky s polohami brekcií. Tvoria ich ostrohranné a čiastočne zaoblené úlomky sivých vápencov. V pieskoch sa našli rekryštalizované schránky foraminifer *Elphidium*, *?**Budashevaella*, *Almeana*, *Ammonia*, *Globigerina*, *?**Globorotalia* (Zlinská, 1998) a *Ophiomorpha*. Uvedená fauna poukazuje na vznik sedimentov v morskom litorálnom prostredí. Z ťažkých minerálov sa v pieskoch zistili zirkón, rutil, sillimanit, granát, turmalín, epidot, amfibol, pyroxén, biotit a chlorit. Zdrojovými horninami boli granitoidy a metamorfity kryštalinika Považského Inovca (Törökóvá in Pristaš et al., 2000).

Panón

47 piešťanské vrstvy: zlepenec, pieskovce, pestré íly a lignity (raný panón) (K. Fordinál)

Piešťanské vrstvy sa vyskytujú na západnom okraji Považského Inovca na území medzi obcami Koplotovce a Banka. Do piešťanských vrstiev sme zahrnuli aj tzv. koplotovskú sériu, ktorú vyčlenil Buday (1955). Jej sedimenty sa nachádzajú na západných svahoch Považského Inovca v oblasti medzi obcami Ratnovce a Koplotovce.

Piešťanské vrstvy reprezentujú pestro sfarbené (fialové, žlté, ružové) drobnoaž hrubozrnné kaolinické kemité pieskovce a zlepenec. Vyskytuje sa v nich aj červený a svetlosivý kaolinický íl (farbiaca hlinka) s pyritovými konkréciami. Obliaky v zlepencoch tvorí prevažne kremeň. V menšej miere sú zastúpené vápence, rohovce a bridlice. V puklinách kaolinického pieskovca je vykryštalizovaný kaolinit a hallozyt. Vrstvy sú uložené subhorizontálne.

Piešťanské vrstvy boli navŕtané aj pod kvartérnymi fluviálnymi štrkami na Kúpeľnom ostrove v Piešťanoch. Tvoria ich pieskovce, ktoré sa striedajú s pestro sfarbenými (červenohnedými, žltohnedými, zelenosivými a sivými) ílmi. V menšej miere sú zastúpené štrky a zlepenec. V íloch sa zistili polohy čiernych uhľových ílov a lignitov (Rebro, 1965).

Severne od Ratnoviec (v časti Prielohy) piešťanské vrstvy tvoria len pestro sfarbené (fialové a hnedočervené, zelené, svetlohnedé a biele) íly a ílovce, v ktorých sa vyskytujú obliaky kremencov a žúl. Tieto sedimenty sú miestami tektonicky porušené (Lehotský, 1969). Pestrofarebnosť piešťanských vrstiev je spôsobená prímiesou jemnozrnného hematitu, pričom jednotlivé farebné odtiene závisia od veľkosti jeho zŕn a intenzity farieb od jeho kvantitatívneho zastúpenia (Březina, 1959).

V piešťanských vrstvách sa z fosílnych zvyškov našli odtlačky listov druhu *Carpinus grandis* UNGER (Stur, 1860; Stache, 1964) a rodov *Fagus*, *Quercus*, *Acer* a *Carpinus* (Ferenczi, 1916). Okrem listov sa vyskytli úlomky tenkostenných ostrakódov a redeponované morske 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 najpravdepodobnejšie majú panónsky vek. 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) ich začlenil do pliocénu a Vass (2002) predpokladá ich pliocénny vek. Na základe najnovších údajov boli zaradené do raného panónu (Fordinál in Maglay et al., 2005).

46 modrovské brekcie: brekcie (neskorý panón) (*M. Havrila*)

Pomerne veľké teleso modrovských brekcií vystupuje na južných svahoch údolia Modrovského potoka v úseku medzi Modrovkou a Modrovou. Ich výskyt je obmedzený na zarovnanú plošinu Inoveckého predhoria medzi Ducovým, Modrovkou a Modrovou. Dobré sú odkryté v opustenom lome nad Modrovou, pomerne dobrý odkryv je aj v erozívnej ryhe južne od Modrovky. Starší autori ich pravdepodobne považovali za súčasť ducovských zlepcov. Jednoznačne ich tak zaradil Buday (1955), ktorý tvrdí, že ducovské zlepence medzi Modrovkou a Modrovou majú brekciovitý charakter. Vystupujú v nadloží ílov lakšárskeho súvrstvia, v nadloží predtransgresívnych paleogénnych brekcií, v nadloží wettersteinských dolomitov a v podloží sedimentov ducovských vrstiev a sladkovodných vápencov hlavinských vrstiev.

V opustenom lome v Modrovej na južných svahoch údolia Modrovského potoka vystupujú viac-menej monomiktne drobnozrnné dolomitové brekcie. Klasty temer výlučne pochádzajú zo svetlosivobielych jemnozrnných wettersteinských dolomitov tematínskej kryhy považského príkrovu hronika vyskytujúcich sa v širokom okolí. Malé percento klastov má tmavšiu sivú farbu. Tie môžu pochádzať aj z hlavného, prípadne z ramsauského dolomitu. Klasty dolomitov nie sú vytriedené podľa veľkosti a sú usporiadané chaoticky. Prevládajú klasty s veľkosťou od niekoľko mm až do 32 mm. Ojedinele sa vyskytujú aj väčšie klasty. Úlomky dolomitov sú buď ostrohranné, alebo čiastočne zaoblené. Veľmi ojedinele sa vyskytujú aj drobné, dobre opracované klasty – obliačiky – mikroskopickú až niekoľkomilimetrovú veľkosť. Okrem klastov dolomitov sa v hornine zriedkavo vyskytujú ostrohranné klasty „exotického“ polymiktneho (kremenno-karbonátového) strednozrnného sľudnatého pieskovca hnedočervenej farby. Dosahujú veľkosť niekoľko mm až niekoľko cm, ale aj 1 – 2 dm. Vek pieskovcov je neznámy. Makroskopicky zhodné pieskovce sa ako drobné klasty vyskytujú v telesách zlepcov uložených v paleogénnych flyšových sedimentoch zubereckého súvrstvia. To evokuje ich ranopaleogénnu, prípadne vrchnokriedovú genézu. Vzhľadom na to, že v brekciách sa vyskytujú výlučne v spoločenstve klastov wettersteinských dolomitov, ako aj vzhľadom na to, že nie sú opracované, možno predpokladať, že tvorili dajky v uvedených dolomitoch. Základnú hmotu tvorí zmes jemnozrnného dolomitového piesku a produktov zvetrávania karbonátov. To jej dodáva charakteristickú tehlovočervenú farbu (asi 1 m hrubá

poloha terra rossy je zachovaná nad wettersteinskými dolomitmi a pod zlepencami ducovských vrstiev v lome pri Hubine). Klasty z hľadiska objemu prevládajú nad základnou hmotou.

Zvrstvenie je nepravidelné. Vrstvy dosahujú hrúbku od niekoľko decimetrov až do niekoľko metrov. Sklon vrstiev, pozícia lomu, zloženie a stupeň opracovania (neopracovania) klastov, ako aj charakter základnej hmoty umožňujú domnievať sa, že ide o osypové svahové terestrické sedimenty derivované z Tematínskych vrchov, na transporte ktorých sa podieľala gravitácia a občasné vodné toky.

Vzhľadom na brekciovitý charakter a terestrickú genézu modrovské brekcie nepovažujeme za súčasť ducovských zlepencov. Považujeme ich za samostatnú fáciu.

Hruboklastické brekcie

45a s prevahou klastov metamorfítov (neskorý panón)

(M. Havrila a K. Fordinál)

Hruboklastické brekcie s prevahou klastov metamorfítov sa nachádzajú na východnom okraji Považského Inovca na hrebienku južne od Nových mlynov, kde sú dobre odkryté v záreze cesty vysokom asi 4 m. Brekcie sú slabo litifikované, silno zvetrané a majú tmavosivú farbu. Tvoria ich (asi 95 %) prevažne ostrohranné úlomky. Vyskytujú sa aj veľmi dobre opracované obliaky. V klastoch metamorfítov je zreteľná pôvodná textúra horniny. Pri dotyku sa klasty metamorfítov rozpadajú až na íl. Veľmi ojedinele sa vyskytujú aj nezvetrané úlomky. Úlomky rúl majú veľkosť prevažne do 5 cm, maximálne 15 cm. Okrem toho sa vyskytujú aj prevažne ostrohranné, v menšom množstve čiastočne zaoblené úlomky kremencov (do 15 cm), žilných kremeňov (max. 15 cm), kaolinizovaných granitoidov (do 2 cm) a obliaky verfénskych bridlíc (do 4 cm). Klasty s maximálnymi rozmermi sú veľmi zriedkavé. Úlomky hornín sa väčšinou vzájomne dotýkajú bez prítomnosti základnej hmoty. V strednej časti odkryvu sa vyskytuje aj hlinito-piesčitý matrix hnedosivej farby. Miestami tvorí v brekciách aj tenké polohy. Úlomky hornín v sedimente sú usporiadané chaoticky. Tieto sedimenty predstavujú pravdepodobne hlinito-kamenitú sutinu.

V minulosti sa tieto sedimenty považovali za fosílnu hlinito-kamenitú sutinu usadenú počas kontinentálnej periódy v priebehu paleogénu (Brestenská, 1953, 1954). Pri geologickom mapovaní Havrila (in Kohút et al., 2005) zistil, že tieto brekcie ležia v nadloží sedimentov paleogénneho veku a začlenil ich do neogénu.

45b s klastami dolomitov, paleogénnych brekcií, zlepencov, vápencov a pieskovcov (neskorý panón) (K. Fordinál)

Hruboklastické brekcie (v minulosti tzv. abrazné brekcie; Ferenczi, 1917) sa vyskytujú na západnom okraji Považského Inovca na plošinách a ich svahoch

severne od obce Lúka. Tvoria ich prevažne ostrohranné úlomky (v menšej miere obliaky) svetlosivých a tmavosivých dolomitov, paleogénnych bazálnych brekcií, zlepcov a sivastých, svetlohnedých až červenkastých organogénnych piesčitých vápencov až vápnitých pieskovcov s numulitmi stredného eocénu (Buček, 2005) pochádzajúcich z borovského súvrstvia a pieskovcov pochádzajúcich najpravdepodobnejšie z flyšových sedimentov zubereckého súvrstvia. Veľkosť úlomkov je miestami až 0,7 m. V niektorých prípadoch je brekcia silno spevnená. Tmel v brekciách tvorí dolomitový piesok, niekedy hnedočervený matrix, podobne ako v prípade modrovských brekcií. V záreze cesty na severnom okraji obce Lúka sa zistila určitá postupnosť v petrografickom zložení obliakov a klastov v brekciách. V spodnej časti odkryvu mali prevahu klasty a obliaky paleogénnych pieskovcov, vo vrchnej časti boli klasty aj obliaky tvorené takmer len svetlosivými dolomitmi. To poukazuje na znosovú oblasť pokrytú paleogénnymi sedimentmi, kde erozívny zrez zasiahol aj podložné triasové dolomity hronika.

K uvedeným brekciám neogénneho veku sme zaradili brekcie vyskytujúce sa v starom lome v blízkosti Roľníckeho družstva v Modrovke. Tvoria ich ostrohranné, ojedinele čiastočne zaoblené úlomky paleogénnych vápencov a vápnitých pieskovcov, ktoré sú v hornine usporiadané chaoticky a navzájom sa dotýkajú. V najväčšom množstve boli v brekciách zastúpené úlomky veľké do 15 cm, ojedinele až 2 m. Nemožno však vylúčiť ani ich paleogénny vek.

V nadloží spomínaných hruboklastických brekcií na malom hrebienku severne od obce Lúka (v časti Borové) sa zistili svetlohnedé sladkovodné vápence hlavinských vrstiev.

44 ducovské vrstvy: zlepenec, brekcie a piesky (neskorý panón) (*M. Havrila a K. Fordinál*)

Sedimenty ducovských vrstiev vychádzajú na povrch v širšom okolí obce Ducové v strmých svahoch západného okraja Považského Inovca (pliocénne brekcie sladkovodného vápence, Ferenczi, 1918; zlepenec od Ducova, Matějka, 1949; ducovské zlepenec, Buday 1955). Ich výskyt je obmedzený na zarovnanú plošinu Inoveckého predhoria medzi Ducovým, Modrovkou a Modrovou, sčasti aj južne od údolia Hubinského potoka. Ležia nad wettersteinskými dolomitmi hronika, nad modrovskými brekciami a lokálne aj nad sladkovodnými vápencami hlavinských vrstiev, s ktorými sa laterálne zastupujú (telesá hlavinských vápencov sa zistili pod ducovskými vrstvami, v nich aj nad nimi).

Podľa Ferencziho (1918) v prípade ducovských zlepcov ide len o bloky v travertínových vápencoch. Matějka (1949) horninu pomenoval a charakterizoval ju ako vápnitý hrubý zlepenec s vápencovým tmelom, s netriedeným klastickým materiálom (stredno- a vrchnotriasových vápencov, svetlých aj tmavých triasových dolomitov, paleogénnych pieskovcov, kremeňa) s priemernou veľkosťou 30 – 40 cm. Podľa Budaya (1955) sú to jemno- až hrubozrnné zlepenec, väčšinou s dokonale opracovanými obliakmi, v drobnozrnných polohách sú brekciovité, medzi Modrovkou a Modrovou sú prevažne brekci-

vité (zahrnul k nim aj modrovské brekcie). Obliaky sú podľa neho prevažne vápencové, pomerne hojne sa vyskytujú aj obliaky pieskovcov, horniny verfénu a keuperu, pieskovce (asi lunzských vrstiev), dolomity a vzácné aj kryštallický materiál. Vápencové obliaky sú podľa neho väčšinou silne rozložené, miestami rozpustené, takže z nich zostali len silne kavernózne zvyšky. Tmel v bezprostrednom okolí Ducova opisuje ako zreteľne piesčité. Zlepence sú prevažne stmelené vápencom travertínového vzhľadu. Vylúhovanie obliakov spája s činnosťou prameňov viazaných na zlomovú líniu ohraničujúcu Inovec. Zlepence pokladá za sladkovodné, prípadne lagunárne.

Ducovské vrstvy sa vyznačujú striedaním vrstvovitých telies polymiktných, prevažne karbonátových zlepencov s dobre opracovanými obliakmi s polohami väčšinou monomiktných dolomitových brekcií. V týchto vrstvách sa zriedkavo nachádzajú aj polohy svetložltých drobnozrnných pieskovcov.

Polohy brekcií v ducovských vrstvách značne pripomínajú modrovské brekcie. Ostrohranné, ale aj čiastočne opracované klasty väčšinou tiež pochádzajú z wettersteinských dolomitov (zriedkavo sa vyskytujú aj klasty červenofialových jemnozrnných pieskovcov). Aj veľkosť klastov je rovnaká ako v prípade modrovských brekcií. Na rozdiel od modrovských brekcií však tvoria len horizonty v základnej hmote (ktorá je často v prevahe), pričom v nich možno pozorovať triedenie klastov podľa veľkosti. Možno predpokladať, že pochádzajú z rovnakej zdrojovej oblasti, pričom je pravdepodobné, že aspoň sčasti sú redepozitmi modrovských brekcií. Aj základná hmota brekcií sa na pohľad (najmä farbou) ponáša na základnú hmotu modrovských brekcií. Je však silne vápnatá a jej stupeň litifikácie je zreteľne vyšší.

V polymiktných zlepencoch sa zistili nedokonale až pomerne dobre opracované obliaky najmä vápencov a dolomitov (gutensteinských vápencov, vápencov neokómu, triasových dolomitov), v menšej miere aj kremence karpatského keuperu, lúžňanské kremence a fialové ílovce, pravdepodobne tiež patriace ku karpatskému keuperu. Veľkosť obliakov sa pohybuje prevažne v rozmedzí 1 – 15 cm. Podľa veľkosti zdanlivo nie sú vytriedené, predsa však na jednotlivé vrstvy sa viažu iné veľkostné frakcie. Z mikrofáciálneho hľadiska základná hmota hnedočervenej farby (asi od spláchnutej terra rossy) je vápnatá s ílovitou prímесou alebo ju tvorí sladkovodný vápenec hnedočervenej a krémovej farby (prechody k sladkovodným vápencom hlavinských vrstiev). Základná hmota miestami neobsahuje obliaky, ale je vyplnená drobnými klastami hornín s karbonátovými obalmi (ako ooidy). V tejto fácií sa zistili aj útvary ponášajúce sa na stromatolity, resp. travertíny – laminované útvary s karfiolovitým povrchom. Tvorba lamin bola sporadicky prerušená naplavením už spomenutých drobných obalených klastov. Tieto horizonty sú vyplnené tenkými (menej ako 1 mm) chodbičkami (trubičkami), zvyškami po činnosti infauny.

Vzhľadom na uvedené fakty ducovské vrstvy považujeme (podobne ako Buday, 1955) za sladkovodný lakustrický príbrežný sediment, ktorého genéza je spätá s činnosťou prameňov viazaných na zlomovú líniu ohraničujúcu Inovec. Laterálne prechádzajú do terestrických modrovských brekcií a sladkovodných

vápencov hlavinských vrstiev. Vzhľadom na zloženie obliakov, ktoré neodráža bezprostredné podložie ducovských vrstiev, predpokladáme, že boli do sedimentačného bazénu transportované vodnými tokmi z nie príliš vzdialeného okolia (vzhľadom na ich nie celkom dokonalé opracovanie) zvnútra pohoria.

Hruboklastické sedimenty z východného okraja Považského Inovca môžeme rozčleniť na dve litofácie. Pravdepodobne bazálnu litofáciu tvoria hruboklastické polymiktné štrky, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do litofácie takmer monomiktných dolomitových brekcií, štrkov a pieskov.

43a bazálne polymiktné konglomeráty (štrky) (neskorý panón)

(M. Havrila a K. Fordinál)

Táto litofácia sa vyskytuje na východnom okraji Považského Inovca v širšom okolí obce Tesáre. V prevažnej miere vystupuje len vo forme rozsypov. Jediný dobrý odkryv je v pieskovni pri obci Tesáre. Táto litofácia v pieskovni dosahuje hrúbku asi 2 m. Nachádza sa v nadloží tenkej polohy nespevnených, zle vytrieđených a zle opracovaných dolomitových štrkov (zhodných so 43b). V polymiktných štrkoch sa zistili zaoblené klasty aj dobre opracované obliaky (veľkosť 1 – 30 cm, priemerná veľkosť 20 cm).

V rozsypoch sa našli obliaky (do 20 cm) a balvany (20 – 70 cm, ojedinele až 1 m) karbonátových hornín s pomerne pestrým zložením. Menšie obliaky boli dobre opracované, väčšie balvany mali viac-menej zaoblené len hrany. Obliaky a balvany pochádzajú z mezozoických, paleogénnych aj neogénnych hornín. Zistili sa tmavosivé stredotriasové gutensteinské vápence (aj červikovitá fácie), sivé mikrokryštalické dolomity a svetlosivobiele wettersteinské dolomity stredno- až vrchnotriasového veku, pestré, prevažne červenofialové ílovce ?karpat-ského keuperu, liasové sivé piesčité vápence a sivé vápence s klastami dedolomitu a s vysokým podielom zŕn kremeňa, piesčito-krinoidové vápence liasového veku, modrosivé, do hrdzava vetrajúce siliciklastické pieskovce s úlomkami makrofauny z ?kopieneckých vrstiev, svetlosivé vrchnojurské kalové vápence, jurské kremité a rádioláriové vápence, neokómske sivé ílovité vápence, dolomitové zlepenice a numulitové vápence z borovského súvrstvia paleogénneho veku, sladkovodné vápence z vrchnopanónskych hlavinských vrstiev a nezaradené vápence s hľuzami rohovcov.

Hruboklastické polymiktné štrky ležia na zlepencoch borovského súvrstvia, miestami na kryštaliniku a mezozoickom obale tatrika.

43b dolomitové brekcie, štrky a piesky (neskorý panón)

(M. Havrila a K. Fordinál)

Táto litofácia sa nachádza v nadloží hruboklastických polymiktných konglomerátov (štrkov). Dobré sa dá pozorovať len v pieskovni sz. od obce Tesáre. V menšom rozsahu sa vyskytuje v širšom okolí Nových mlynov.

V centrálnej časti pieskovne sa na báze nachádzajú žltosivé planárne tenkovrstvovité hrubozrnné piesky s dominanciou dolomitového klastického materiálu, ktorý je slabo opracovaný. Hrúbka týchto pieskov je 1 m. Planárne zvrstvenie vykazuje sklon 125/20°, ktorý pokladáme za sekundárny. Pôvodný sklon zvrstvenia bol pravdepodobne subhorizontálny. Sekundárny sklon 20° na juhovýchod bol pravdepodobne spôsobený tektonickým tiltingom horninového bloku vplyvom poklesovej zlomovej tektoniky sv.-jz. smeru so sz. sklonom.

V nadloží je 1,2 m hrubé teleso žltosivých, nevýrazne horizontálne vrstvovitých, zle triedených piesčitých brekcií (štrkov) s nízkym obsahom zaobleného (polymiktného obliakového) klastického materiálu. Sediment je nespevnený. Klasty brekcií (štrkov) dosahujúce veľkosť 0,5 – 3 cm sú veľmi slabo opracované, temer ostrohranné (zaoblené sú len hrany). V zložení prevláda svetlosivobiely dolomit wettersteinskej fácie vyskytujúci sa v hroniku. Vrstvovitosť je zreteľná v dôsledku striedania materiálu rôznej zrnitosti. Zreteľne sa opakuje normálna gradácia. Vrchné časti cyklov sú tvorené klastami milimetrových (do 5 mm) rozmerov. Hlinito-ílovitá základná hmota žltosivej farby je vyplnená drobnými zrnami dolomitu. Sled smerom do nadložia pokračuje žltosivými, šikmo zvrstvenými hrubozrnnými dolomitovými pieskami (prístupnými v ľavej časti pieskovne) s vtrúsenými klastami dolomitov. Vrchnú časť sledu tvoria žltosivé, nevýrazne horizontálne vrstvovité chaotické hrubozrnné piesky s nepravidelne vtrúsenými väčšími klastami dolomitov.

Sedimentárny sled je porušený dvomi výraznejšími protiklonnými zlomovými poruchami, dokumentujúcimi postsedimentárnu extenznú tektoniku.

Genetická interpretácia študovaného sedimentárneho sledu poukazuje na vznik bazálnej časti mechanizmom planárných tokov (*sheetfloods*), vyššie prechádzajúcich do gravitačných úlomkotokov (*debris flows*). Nad nimi sú šikmo zvrstvené usadeniny piesčitých agračných valov (*levees*), prikrýtych produktmi plytkých divočiacych tokov (*braided streams*). Korytová štruktúra patrí k produktu erodujúceho, viac zvodneného divočiaceho toku (*braided channel*). Uvedená faciálna suita zodpovedá faciálnej asociácii systému plochých aluviálnych vejárov s prevahou divočiacych tokov (*low-sloping braided alluvial fan*) (Baráth in Kohút et al., 2005).

42 dolomitové pieskovce s konkréciami a travertíny (neskorý panón) (M. Havrila)

Tieto sedimenty sa nachádzajú na východnom okraji Považského Inovca v záreze cesty z obce Závada do osady Záhrada. Vyskytujú sa aj na poliach jz. od obce Závada v širšom okolí hydinárne.

Tieto sedimenty sú tvorené dolomitovými pieskovecami s konkréciami a travertínmi, v ktorých sa veľmi zriedkavo vyskytujú jadrá sladkovodných gastropódov. V hlinách východne od hydinárne sa vyskytujú iba konkrécie a úlomky travertínov. Tieto sedimenty sú dobre odkryté v záreze cesty pri Závade, kde je

možné pozorovať, že konkrécie sú uložené v dolomitových pieskovcoch. Pieskovce reprezentujú spevnené preplavené dolomitové „múčky“ vzniknuté rozpadom wettersteinských dolomitov hronika. Konkrécie a travertíny sú sivobielej, niekedy slabo žltkastej farby. Tvoria ich veľmi čisté karbonáty. V konkréciách i travertínoch možno zreteľne sledovať laminárnu textúru a rekryštalizáciu horniny. Vznik týchto usadením, podobne ako v prípade sladkovodných vápencov hlavinských vrstiev, podmienili vývery mineralizovaných pramenných vôd viazaných na zlomy.

Dolomitové piesky a travertíny sa pri obci Závada nachádzajú v nadloží wettersteinských dolomitov spodného tektonického telesa hronika a v podloží sladkovodných vápencov hlavinských vrstiev. Tieto sedimenty korelujeme so sedimentmi vystupujúcimi v rovnakej pozícii, t. j. v nadloží wettersteinských dolomitov hronika a v podloží sladkovodných vápencov hlavinských vrstiev vo veľkolome v Malých Kršteňanoch. Tam sa tieto sedimenty považovali za súčasť hlavinských vrstiev (Elečko in Pristaš et al., 1997; Pristaš et al., 2000).

41 hlavinské vrstvy: sladkovodné vápence a travertíny (neskorý panón) (K. Fordinál)

Hlavinské vrstvy sa nachádzajú na východnom a západnom okraji Považského Inovca. Pri východnom okraji sa sladkovodné vápence a travertíny vyskytujú pri obci Závada, pri Záhrade, v údolí nepomenovaného potoka ssz. od obce Tesáre a v okolí obcí Šalgovce a Orešany. Pri západnom okraji pohoria sa tieto vrstvy vyskytujú v okolí obcí Ratnovce, Banka, Sokolovce, Modrová a Lúka. Sladkovodné vápence hlavinských vrstiev ležia v okolí Banky diskordantne na mezozoických karbonátoch a v širšom okolí obce Modrová a Lúka sa vyskytujú buď v nadloží ducovských vrstiev, modrovských brekcií a hrubozrnných brekcií, alebo sa s nimi laterálne zastupujú.

Hlavinské vrstvy reprezentujú biele, svetlohnedé, a najmä krémovo sfarbené (béžové, resp. okrovo žlté) sladkovodné vápence, ktoré patria prevažne k ilovitým mikrokryštalickým vápencom (Boorová, 2004, 2005). V menšej miere sú zastúpené nápadné onkolitové a stromatolitové vápence. Dominantnou zložkou v onkolitových vápencoch sú onkolity rôznej veľkosti (max. 15 mm) a tvaru, často s dobre viditeľnými prírastkovými vrstvičkami modrozelených rias (*Rivularia haematites* SCHAFFER et STAPF). Minerálnu prímes v hornine tvorí kremeň prachovej a piesčitej frakcie a zriedkavo aj sľudy. V hornine, ako aj v centre onkolitov sa nachádzajú úlomky hornín s pelmiskrosparitovou štruktúrou a klasty pochádzajúce zo stromatolitových vápencov s typickou lamináciou (Boorová, l. c.).

Z organických zvyškov sa v sladkovodných vápencoch našli schránky gastropódov rodu *Anisus* a bivalvií rodu *Pisidium* (Fordinál, 1998), neurčiteľné prierezy ostrakódov (Boorová, 2004) a inkrustované stonky rastlín (Mišík, 1966, 1976).

40 beladické súvrstvie: štrky a íly (neskorý panón – pont) (*K. Fordinál*)

Sedimenty beladického súvrstvia sa zistili na východnom okraji Považského Inovca. Pri okrajových zlomoch, kde v priebehu vrchného panónu vznikali vývery hydroterm, sa nachádzajú sladkovodné vápence a travertíny hlavinských vrstiev. Tieto vrstvy prechádzajú laterálne do ílov, ktorých výskyt sa zistil na s. okraji obce Nitrianska Blatnica. V záreze cesty vystupovali hnedé a sivé íly s polohou štrkov. Štrky sú tvorené ováľanými aj ostrohrannými obliakmi kremeňa a kremencov.

Ďalšie výskyty sedimentov pelitických usadenín beladického súvrstvia sa našli len v príležitostných umelých odkryvoch (výkopoch na plynofikáciu, v základových jamách rodinných domov) v obciach Ardanovce, Radošina, na území medzi týmito obcami a v obci Vozokany.

Pliocén

39 volkovské súvrstvie: štrky, piesky a pestré íly (dák) (*K. Fordinál*)

Sedimenty volkovského súvrstvia sa nachádzajú na východnom okraji Považského Inovca na jeho styku s Bánovskou kotlinou. Súvrstvie sa vyznačuje prítomnosťou štrkov, pieskov, zriedkavo aj pestrých ílov. Štrky sú väčšinou veľmi zle vytriedené a vyskytujú sa v nich polohy ílovitých pieskov alebo pestrých piesčitých ílov. Obliaky v štrkoch majú rôznu veľkosť a sú rôzne opracované. V blízkosti okraja panvy sa vyskytujú takmer neopracované úlomky a zriedkavosťou nie sú ani väčšie balvany. Obliaky pozostávajú najmä zo žilného kremeňa a kremencov. Zastúpené bývajú aj granity, kryštalické bridlice, mezozoické vápence, dolomity, paleogénne pieskovce, zlepenice aj vápence s numulitmi. Podľa charakteru sedimentov a úložných pomerov ide o fluvialne až fluvialno-limnické uložneniny.

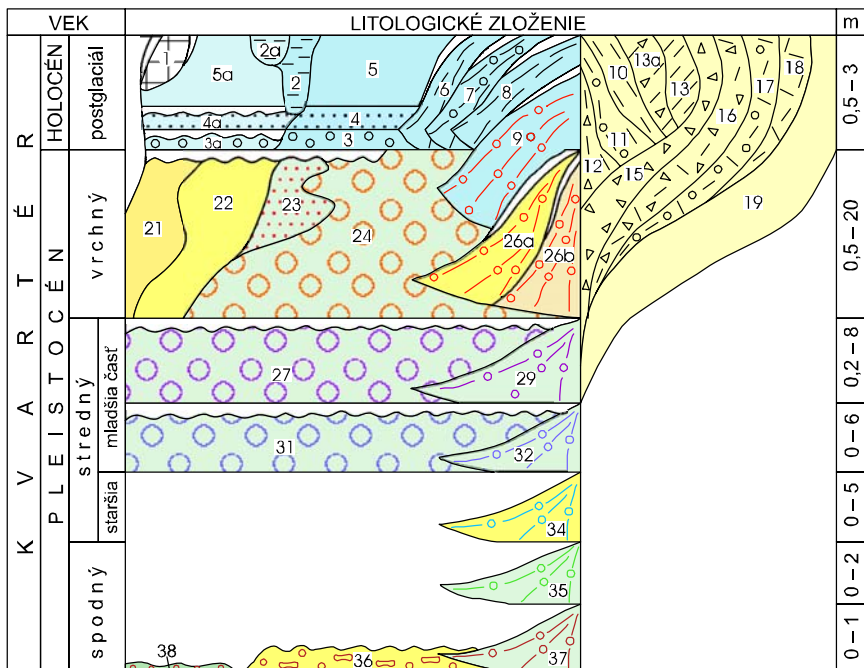
KVARTÉR (*J. Maglay a J. Pristaš*)

Pleistocén

Spodný pleistocén

Sedimenty spodného pleistocénu sa na zmapovanom území zachovali len sporadicky (obr. 33) v podobe erozívnych zvyškov morfológicky „najvyšších a vysokých“ náplavových kužeľov a riečnych terás okraja Trenčianskej kotliny, ako aj okraja pohoria a centra Seleckej kotliny. Významným fenoménom sú aj erozívne zvyšky najstarších pleistocénnych červenohnedých zahlinených štrkov a pieskov lukáčovských vrstiev, ekvivalentu strekovských vrstiev (biber) Hronskej pahorkatiny, zachované na úpätí jv. časti pohoria.

V podloží vrchnopleistocénnych spraší a sprašových hĺn Trenčianskej kotliny sa pravdepodobne sporadicky zachovali aj rubifikované fosílné pôdy spodného pleistocénu.



Obr. 33. Litostratigrafická tabuľka kvartéru Považského Inovca (J. Maglay, 2006).

38 fluválne až fluvialno-limnické sedimenty: limonitizované piesčito-hlinité štrky – lukáčovské vrstvy (*biber*)

Tieto sedimenty spolu s proluvialnymi sedimentmi tvoria najstaršiu kvartérnu akumuláciu na mapovanom území. Predstavujú špecifický, dnes už len reziduálne zachovaný klimaticko-sedimentačný kvartérny fenomén najmä v oblasti susednej Nitrianskej pahorkatiny (Maglay in Pristaš et al., 2000; Šarinová a Maglay, 2002). Sú litologickým a stratigrafickým ekvivalentom strekovských vrstiev (*biber*), ktoré opísali Harčár a Schmidt (1965) a Schmidt a Halouzka (1970) z Hronskej pahorkatiny. Prítomnosť týchto sedimentov indikujú lokálne maloplošné povrchové výstupy farebne veľmi výrazných, hrdzavých, tmavočervených, červenohnedých až bordových piesčitých hlin a nimi spevnených limonitizovaných drobnozrnných štrkov. Charakteristickým znakom sedimentov je ich subhorizontálne až horizontálne uloženie a nápadný erozívny kontakt najmä s podložnými pliocénnymi sedimentmi volkovského súvrstvia.

Dokumentované výstupy sú v rámci regiónu situované len na troch lokalitách v južnej časti pohoria, zväčša na jeho styku s Nitrianskou pahorkatinou. Na jv. úbočí pohoria západne od Tepličiek vystupujú zahlinené štrky na dne výmoľa a v jeho okolí, redeponované v spodných častiach delúvií.

V záreze lesnej cesty jz. od Horných Otrokoviec tvoria plytkú, do 50 m dlhú polohu hrdzavočervených drobných štrkov. Juhovýchodne od Koplastoviec vystupujú na dne poľnej cesty v záhradkárskej kolónii ako červenohnedé štrkovo-piesčité rozsypy.

Z výsledkov komplexnej sedimentárno-petrografickej analýzy sedimentov lukáčovských vrstiev z viacerých lokalít Nitrianskej pahorkatiny (Šarinová a Maglay, 2002) vyplýva, že sa usadili v prietochom plytkojazernom až riečno-jazernom prostredí. Charakteristickým znakom vrstiev je výrazný prínos prolúviálneho materiálu transportovaného na krátku vzdialenosť z Považského Inovca do pahorkatiny. Významná je prítomnosť resedimentovaných pieskov a štrkov podložného volkovského súvrstvia (dák).

37 prolúviálne sedimenty: hlinité až piesčité zvetrané štrky a úlomky hornín v najvyšších náplavových kužeľoch (donau – biber?)

Prolúviálne sedimenty najvyšších náplavových kužeľov tvoria najstaršiu kvartérnu akumuláciu tohto typu sedimentov na zmapovanom území. Zachovali sa len v podobe úzkeho, ale až do 1 km dlhého erozívneho zvyšku pôvodne rozsiahleho vejára terasovaného náplavového kužeľa Kálnického potoka. Nachádza sa na medzidolinovom chrbte vo výške 80 – 100 m nad spomínaným tokom a asi 100 – 120 m nad tokom Váhu.

Uloženíny kužeľa tvoria štrky až rezíduá štrkov zložených z nízko sférických suboválnych obliakov, ale najmä takmer neopracovaných angulárnych úlomkov silno zvetraných až rozvetraných a rozpadavých bordovosivých pieskovcov permu, kryštálických bridlíc v pestrom druhovom zastúpení a zriedkavo suboválnych žilných kremeňov a kremencov. Medzištrkovú výplň týchto klastov tvorí hrubozrnná piesčitá sľudnatá frakcia, v ktorej smerom nahor pribúda hlinitá zložka. Hrúbka akumulácie sa pohybuje od reziduálnych výskytov do 1 až 1,2 m.

Podľa vyhodnotenia dnešnej morfolozickej pozície sedimentov možno usudzovať, že akumulácia najstarších prolúvií v oblasti Považského Inovca prebiehala následne po sformovaní vrchnopliocénnej až pliocénno-pleistocénnej poriečnej rovne (Mazúr a Činčura, 1964, 1975). Prolúviálne sedimenty v miestach dosahu kužeľa pravdepodobne alternujú s bezprostredne staršími sedimentmi opísaných lukáčovských vrstiev, prípadne až s vrchnopliocénnymi sedimentmi.

36a, b fluviálne sedimenty: štrky a rezíduá štrkov najvyšších terás (donau – biber?) s pokryvom: a) spraší, b) sprašových hĺn a splachov (würm – holocén)

Plošne výraznejšie, ale v podobnej morfolozickej pozícii ako súveké prolúviálne sedimenty sa zachovali fluviálne sedimenty najvyšších terasových úrovní. Tvoria úzke, ale pomerne dlhé zvyšky plošín na medziúvalinových až medzi-

dolinových chrbtoch okraja zobrazenej časti Trenčianskej kotliny a v doline Seleckého potoka. Najsúvislejšie vystupujú medzi Veľkými Stankovcami a Mníchovou Lehotou v relatívnej výške 85 – 120 m nad nivou Váhu.

Fluviálne sedimenty terás tvoria reziduá štrkov, ale najmä piesčité, veľmi zvetrané a zahlinené štrky starých úrovní korytovej fácie. Obliakový materiál, ktorý vystupuje na svahoch, je hrubý (Ø 6 cm a viac), zväčša dobre opracovaný, zložený prevažne z rezistentných obliakov kremencov a kremeňa. Nepatrne sú zastúpené menej opracované obliaky pieskovcov a paleovulkanitov Považského Inovca. Predpokladaná hrúbka akumulácie sa pohybuje od reziduálnych výskytov do 2,5 – 5,0 m. V nadloží súvrstvia je 2,0 – 4,5 m hrubý pokryv najmladších pleistocénnych spraší s veľkými konkréciami CaCO_3 a smerom do pohoria aj sprašových hĺn hnedej farby.

35 proluviálne sedimenty: hlinité až piesčité zvetrané štrky a úlomky hornín vo vysokých náplavových kužeľoch (günz vcelku)

Sedimenty vysokých náplavových kužeľov sa zachovali len ojedinele, najvýraznejšie v Kálnici a v Seleckej kotline v širšom okolí obce Selec. Erozívny zvyšok sedimentov v Kálnici je situovaný na medzidolinovom chrbte dolín Rybnického potoka a potoka Kňažia v relatívnej výške 55 – 80 m nad tokmi a 65 až 90 m nad riečnou nivou Váhu. Akumulácia v Selci sa nachádza na medzidolinovom chrbte v rozšírenom úseku Seleckého potoka v relatívnej výške 45 – 50 m nad tokom a 67 – 100 m nad riečnou nivou Váhu.

Akumulácie kužeľov v oboch prípadoch pozostávajú z reziduí štrkov až štrkových pokryvov s maximálnou hrúbkou 4 – 5 m. Sedimenty sú zložené najmä z poloopracovaných až neopracovaných (Kálnica), poloopracovaných až opracovaných (Selec), zahlinených, silne zvetraných štrkov a úlomkov kremencov, kremeňa a žuly s hojným zastúpením drviny svorov a iných kryštalicích bridlic (v Kálnici aj permských pieskovcov), s lokálnym podielom resedimentovaných a kaolinizovaných kôr zvetrávania horninového materiálu inoveckej proveniencie. Medzištrkovú výplň tvorí kremitá hrubozrnná piesčitá, silno zahlinená frakcia.

Obliakový materiál často pripomína soliflukčno-múrové bahenné prúdy s chaotickým nahromadením hmoty. Opticky výrazne sa v ňom uplatňujú hrubé obliaky až bloky kremencov, ktoré v prípade kužeľa v Kálnici dosahujú priemer do 1 m a v Selci až 1,5–2 m. To svedčí aj o ich soliflukčnom transporte a v určitých fázach pravdepodobne až o transporte v prostredí kašovito-hlinitého bahenného prúdu.

Na základe porovnania morfologickej pozície a stupňa navetrania so staršími sedimentmi sa usudzuje, že ide o najmladšiu spodnopleistocénnu proluviálnu akumuláciu.

Stredný pleistocén

Kvartérne sedimenty stredného pleistocénu sa na geologickej stavbe regiónu uplatňujú výraznejšie najmä ako prolúviálne akumulácie vo forme náplavových kužeľov a fluviálne akumulácie v podobe terás. Oba typy sedimentov sú zväčša pokryté vrstvami spraší a sprašových hĺn.

Prolúviálne sedimenty sa vyvinuli najmä v priľahlej časti Trenčianskej kotliny s pokračovaním do vnútrohorskej Seleckej kotliny. Zvlášť významné a morfológicky výrazné sú aj strednopleistocénne kužele horských potokov, vyvinuté na západnom úpätí pohoria na okraji nivy Váhu v pásme od Kálnice po Moravany nad Váhom. Z východného úpätia sú známe kužele južne od Trenčianskeho Jastrabia a južne od Dubodielu.

Fluviálne sedimenty terás sa na západnom úpätí Považského Inovca vplyvom intenzívnej laterálnej erózie Váhu smerom na východ zachovali len ojedinele – v Kočovciach, Hôrke nad Váhom a Kplotovciach. Na východnom okraji pohoria sú známe výskyty súvekých terás sv. od Zlatníka a na pravobreží potoka Chotina severne od vodnej nádrže Nemečky.

Prolúviálne sedimenty náplavových kužeľov a fluviálne sedimenty terás vystupujú v niekoľkých výškových úrovniach staršieho a mladšieho obdobia stredného pleistocénu. Morfopozične to zodpovedá „vrchným, vyšším a nižším stredným“ úrovniam.

Stredný pleistocén

Staršia časť

34a, b prolúviálne sedimenty: hlinité až piesčito-hlinité štrky s úlomkami hornín vo vrchných náplavových kužeľoch (mindel v celku) s pokryvom: a) spraší, b) sprašových hĺn a splachov [würm (riss?) – holocén]

Sedimenty vrchných náplavových kužeľov sa nachádzajú len v severných častiach regiónu a prevažne po obvode pohoria. Najväčšia rozloha prolúviálnych sedimentov sa zaznamenala v zobrazenej časti Trenčianskej kotliny v ústiach Soblahovského, Turnianskeho a Sedličianskeho potoka, ako aj v rozšírenej časti doliny Seleckého potoka v Selci. Zo sv. úpätia pohoria sa zistil jediný výskyt súvekých prolúviálnych sedimentov, v kuželi južne od Dubodielu, a zo západného úpätia taktiež jediný výskyt, jz. a južne od Kálnice. Vo všetkých prípadoch ide o terasované náplavové kužele, ktoré hĺbková erózia tokov rozčlenila na jednotlivé časti. Napríklad kužeľ v Selci v dôsledku postgenetickej erózie Seleckého potoka a jeho ľavostranného prítoku je rozdelený až na tri samostatné vetvy. Paralelne vyvinuté kužele Trenčianskej kotliny sa väčšinou vejárovite rozširujú od pohoria do centra kotliny. Ich povrch vrátane sprašového pokryvu je v relatívnej výške 25 – 45 m. Rovnako

ako kužele v Selci ich tvoria prevažne sivé, sivohnedé a hnedé zahlinené piesčité zvetrané štrky. Obliakový materiál je hrubý, poloopracovaný, s hlinitými a piesčitými polohami. Vrstvovitost' materiálu je nevýrazná, prevažne chaotická. V štrkoch a úlomkoch v závislosti od zdrojovej oblasti striedavo dominujú vápence, pieskovce, kremence a kremene, v kužel'och v Selci prevažujú pieskovce, granitoidy a kryštalické bridlice. Hrúbka sedimentov sa pohybuje medzi 3 – 8 m a v ich nadloží sa zachoval hrubý pokryv spraší, resp. bližšie k pohoriu aj sprašových hĺn.

Na východnom úpätí pohoria južne od Dubodieli sa súveké sedimenty zachovali v tvare laterálne vymedzenej časti pravej krajnej vetvy terasovaného telesa kužela potoka Inovec. Súčasný povrch zvyšku telesa sa tu nachádza vo výške 30 – 45 m nad okolitými potokmi. Kužel' tvoria silno zahlinené zvetrané štrky, úlomky hornín a kremité hrubozrnné piesky. Klastický materiál je hrubý, neopracovaný až poloopracovaný, s ílovitými, hlinitými a piesčitými polohami prevažne sivohnedej, hnedej až hrdzavej farby. Okrem hrubých klastov hornín (Ø 5 – 10 cm) sú pomerne hojné aj balvany až bloky s priemerom do 30 cm. V petrografickom zložení klastov výrazne prevládajú kryštalické bridlice, nasleduje kremeň a granity. Materiál inoveckej proveniencie dosahuje hrúbku do 15 až 20 m. Väčšina tohto prolúviálneho materiálu je pokrytá 1 – 3 m hrubými sprašovými hlinami, alebo sa stal súčasťou hlinito-kamenitých svahovín.

Južne od Kálnice ide o niekoľko laterálne vymedzených telies ľavej krajnej vetvy pôvodne rozsiahleho vloženého a terasovaného kužela Kálnického potoka, prípadne súvekého kužela bezmenného potoka tvoriaceho výplavy z doliny Tabov kút. Súčasný povrch zvyškov telies je vo výške 30 – 45 m nad Kálnickým potokom a 45 – 60 m nad riečnou nivou Váhu. Kužel' tvoria silno zahlinené zvetrané štrky, úlomky hornín a hrubozrnné piesky. Klastický materiál je neopracovaný až poloopracovaný a prevažne hrubý. Obsahuje striedavo sa meniace ílovito-piesčité a hlinito-piesčité polohy bielej, sivej, sivohnedej až hrdzavej farby. Prevažujú hrubé klasty hornín s priemerom do 10 cm, ale hojné sú aj balvany až bloky s priemerom do 30 – 50 cm. Hrubopiesčitá frakcia sfudnatého zaílovaného piesku tvorí nerovnomernú výplň medzištrkového priestoru. V petrografickom zložení klastov výrazne prevláda drvina svorov a rúl, nasledujú kremence a kremeň, ojedinelé sú aj granity, karbonatické horniny, najmä gutensteinské vápence. Ide o materiál inoveckej proveniencie, odhadom dosahujúci hrúbku do 15 – 18 m. Prevažná väčšina sedimentov je pokrytá vrstvami sprašových hĺn a hlinito-kamenitých svahovín hrubými 1 – 2 m.

Podľa vyhodnotenia dnešnej morfolozie sedimentov kužel'ov a na základe výskytu rubifikovaných pôd v bazálnej časti ich sprašového pokryvu možno usudzovať, že akumulácia prolúvií prebiehala v staršej časti stredného pleistocénu.

Proluviálne sedimenty

- 33 hlinité až piesčito-hlinité štrky s úlomkami hornín vo vyšších stredných náplavových kužeľoch (starší riss) s pokryvom spraší (würm – holocén)**
- 32 hlinité až piesčito-hlinité štrky s úlomkami hornín vo vyšších stredných náplavových kužeľoch (starší riss) bez pokryvu**

Na zmapovanom území bol identifikovaný jediný výskyt postgeneticky laterálne erodovaného staršieho stredného náplavového kužeľa. Nachádza sa na západnom úpätí Považského Inovca v Hrádku. Ide o terasovaný kužeľ Hrádockého potoka vystupujúci v podobe erozívneho zvyšku apikálnej časti jeho pravobrežnej vetvy. Materiál inoveckej proveniencie tvoria silno zahlinené, stredne opracované až neopracované úlomky rozličných druhov kryštalicích bridlíc a karbonatických hornín s prevahou dolomitov. Medzištrkovú výplň tvoria hrubozrnné hlinité piesky, pri povrchu odkrytých častí aj hliny. 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).

Na základe analógie s inými úsekmi doliny Váhu a odvodením z morfometrických údajov apikálnej časti tohto kužeľa môžeme konštatovať, že jeho plocha pred eróziou bola mnohonásobne väčšia.

- 31 fluviálne sedimenty: piesčité štrky, piesky a štrky vyšších stredných terás (starší riss)**

Napriek tomu, že sedimenty vyššej strednej pleistocénnej terasy sú mimo zmapovaného územia pomerne časté, na tomto území boli identifikované iba sz. od Zlatník na pravobreží Liviny pri jej sútoku s ľavostranným prítokom v miestnej časti Pri dubiskách. Povrch terasy je v relatívnej výške 15 – 20 m nad nivami potokov a báza asi 4 m nad ich úrovňou.

Terasu budujú piesčité, miestami zahlinené štrky. Obliakový materiál je polopracovaný až opracovaný, zložený najmä z rôznych druhov kryštalicích bridlíc a granitoidných hornín so sporadickou prítomnosťou kremeňa. Pri povrchu sú štrky viac zahlinené a drobnejšie. Sú sivej farby a obsahujú polohy stredno- až hrubozrnných vytriedených fluviálnych pieskov. Smerom k tylovej časti terasy pribúda ostrohranných kamenitých úlomkov pochádzajúcich z delúvií. Celkove je obliakový materiál stredný až hrubý. Maximálny priemer obliakov je 10 – 13 cm. Hrúbka piesčitých štrkov terasy sa odhadom pohybuje od 5 do 9 m.

V nadloží fluviálnych štrkov terasy ojedinele vystupujú prachovité, jemne piesčité, nevápnité tmavohnedé až červenkasté hliny tvoriace pozostatky rubifikovaných fosílnych pôd interštadiálu prerissu.

- 30a, 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 hĺn a splachov (würm – holocén)**
- 29 prevažne hlinité a piesčité štrky, piesky a piesčité hliny s úlomkami hornín v nižších stredných náplavových kužeľoch (mladší riss)**

Proluviálne akumulácie „nižších stredných“ náplavových kužeľov spolu so súvekými fluvialnými terasovými akumuláciami reprezentujú najmladšie obdobie stredného pleistocénu. Kužele tohto veku majú na zmapovanom území v porovnaní s bezprostredne staršími kužeľmi (starší riss) väčšie plošné aj početné zastúpenie. Sú situované po obvode pohoria, a to v miestach vyústenia potokov do kotliny, nivy Váhu, prípadne do pahorkatiny. Väčšina telies je morfológicky dobre zachovaná v rozličných formách a na rôznych plochách výskytu s výraznejším pôvodným vejárovitým tvarom. Okrem kužeľa v Kálnici, ktorý je vložený do telesa staršieho kužeľa, všetky ostatné kužele sú postgeneticky terasované a v mladších obdobiach aj laterálne erodované Váhom alebo vlastnými tokmi. Ich povrch bez pokryvu nadložných spraší a sprašových hĺn je porovnateľne nižší ako povrch starších kužeľov. Vyskytuje sa priemerne len 5 – 10 m nad nivou Váhu, prípadne nad nivami vlastných tokov.

Z východného, resp. sv. úpätia Považského Inovca sa nižšie stredné kužele zvlášť zreteľne zachovali v doline Svinianskeho potoka. Vystupujú v relatívnej výške 10 – 25 m vrátane nadložných sprašových hĺn. V stavbe kužeľov dominujú prevažne sivé, sivohnedé a hnedé zahlinené piesčité, silne zvetrané štrky. Obliakový materiál je hrubo opracovaný a obsahuje časté hlinité a piesčité šošovky. Vrstvovitosť materiálu je nevýrazná, uloženie je prevažne chaotické. V obliakovom materiáli striedavo dominujú granitoidy alebo kremence a kremene, prípadne pieskovce. Hrúbka proluviálneho súvrstvia kolíše medzi 1 – 3 m, maximálne je 8 m. V nadloží štrkov vystupujú sprašové hliny hrubé prevažne do 4 m.

V príľahlej časti Trenčianskej a Seleckej kotliny sa súveké náplavové kužele zachovali sporadicky v ústiach Soblahovského, Turnianskeho a Seleckého potoka. Ich sedimenty dnes tvoria len torzá rozsiahlych náplavov a spolu s nadložnými pokryvmi spraší a sprašových hĺn vystupujú v relatívnej výške 8 – 22 m nad nivou Váhu. Proluviálne súvrstvie tvoria hlinité, hlinito-piesčité a piesčité, dobre až stredne opracované štrky až úlomky hornín s polohami hlinitého piesku, prípadne s polohami preplavených deluviálnych hĺn. Obliakový materiál sa petrograficky skladá najmä z nevytriedených, chaoticky uložených obliakov permerských pieskovcov a kryštalickej bridlice. V materiáli náplavových kužeľov okraja Strážovských vrchov dominujú štrky vápencov a dolomitov. V nadloží štrkov vystupujú spraše a sprašové hliny. Ich hrúbka miestami presahuje až 16 m.

Najviac kužeľov je zachovaných na západnom úpätí pohoria na okraji Dolnovážskej nivy v pásme medzi Kálnicou a Moravanmi nad Váhom. Zdvojený

a terasovaný kužeľ Rybnického a Kálnického potoka v Kálnici má centrálnu časť pokrytú sprašovými hlinami a deluviálnymi splachmi v hrúbke 1 – 3 m. Petrograficky v štrkoch prevládajú rozličné druhy kryštalickej bridlice nad pieskovicami permu, kremencami a karbonátmi. Karbonáty sú selektívne navetrané a niektoré ich úlomky sú až rozpadavé. Resedimentované úlomky zvetraných pieskoviec pochádzajúcich zo starších častí kužeľa dodávajú hlinitej zložke výrazné hrdzavé a tmavofialové sfarbenie. Telo kužeľa bez pokryvu sprašových hlin dosahuje hrúbku 5 – 10 m, východnejšie smerom do pohoria hrúbka narastá až na 25 m(!).

Súveký kužeľ Kočovského potoka východne od Kočoviec (obr. 34) tvorí len malý erozívny zvyšok jeho apikálnej časti pokrytý sprašami. Táto časť sa pred laterálnou eróziou Váhu zachovala len vďaka mezozoickému pahorku Skaly (226 m n. m.), excentricky vybiehajúcu z pohoria.



Obr. 34. Intraformačná vložka náplavov piesčitých štrkov a úlomkov hornín v sprašiach na okraji nižšieho stredného kužeľa východne od Kočoviec. Foto: M. Kvassayová.

Plošne najrozsiahlejšie a morfológicky najvýraznejšie sú terasované kužeľe Novianskeho a Hôrčanského potoka. Druhý z nich je plošne väčší a objemovo mohutnejší. Rozprestiera sa v obci Hôrka nad Váhom, kde tvorí morfológickú dominantu vyznačujúcu sa plochým tvarom s výraznými okrajmi (hranami) terasovanými Váhom, ktoré smerom na juh prechádzajú do okrajov jeho súvekej fluvialnej terasy. O intenzite a mohutnosti depozície proluviálnych sedimentov v tejto časti územia svedčí aj to, že Váh svojou laterálnou eróziou vo východnom

smere nedokázal postgeneticky denudovať celé teleso kužeľa, ako to bolo na iných miestach vyústenia dolín do doliny Váhu alebo v prípade starších kužeľov. Takmer celý kužeľ, s výnimkou niektorých častí terasovaných okrajov, je pokrytý 2 – 8 m hrubými vrstvami vrchnopleistocénnych spraší a vápnitými splachmi s intraformačnými polohami drobných štrčikov. Z prevažne strednozrnných úlomkov hornín a štrkov, lokálne vystupujúcich z piesčito-hlinitého materiálu kužeľa na jeho hranách, je zrejme, že petrograficky prevládajú rozličné druhy karbonatických hornín, menej sú zastúpené kryštallické bridlice (svory).

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.

V Moravanoch nad Váhom terasovaný kužeľ pozostáva len z pravobrežnej vetvy nánosov Striebornice. V ich severnej časti vystupuje skalné podložie v nárazovom brehu Váhu do výšky asi 5 m nad povrchom nivy. Sedimenty vystupujú na povrch spod 2 – 6 m hrubých nadložných vrchnopleistocénnych spraší a vápnitých splachov s intraformačnými polohami drobných štrčikov, ale len na malej ploche v starej ťažobnej jame. Z umelého odkryvu je zrejme, že ide o chaoticky deponovaný hruboštrkovitý a úlomkovitý materiál miestnej znosovej oblasti. Petrograficky v ňom prevládajú rozličné druhy karbonatických hornín (dolomity a vápence) nad kryštallickými bridlicami. Báza štrkov kužeľa sa vzhľadom na povrch nivy Váhu pohybuje od –1 do +5 m.

Fluviálne sedimenty

28a, b piesčité štrky, piesky a štrky nižších stredných terás (mladší riss) s pokryvom: a) spraší, b) sprašových hĺn a splachov (würm – holocén)

27 piesčité štrky, piesky a štrky nižších stredných terás (mladší riss)

Sedimenty terás morfológicky (laterálne) vystupujú pod úrovňou bezprostredne starších vyšších stredných terás (starší riss), resp. na úrovni, miestami až pod úrovňou opísaných súvekých proluviálnych sedimentov, ktoré do nich prstovité zasahujú.

V celom západnom úpätnom pásme Považského Inovca sa vplyvom laterálnej erózie Váhu terasová akumulácia najmladšieho obdobia stredného pleistocénu zachovala iba lokálne na malých plochách. Plošne rozsiahlejšie nižšie stredné terasy ľavobrežia Váhu sa objavujú až oveľa južnejšie, mimo zobrazeného územia v okolí Serede (Šintava), a pokračujú ďalej na juhovýchod, kde sa rozširujú do veľkoplošných terás Nitrianskej tabule (Pristaš et al., 2000).

Najsevernejšia terasa úpätného pásma sa tiahne východne od Kočoviec v dĺžke asi 750 m a v maximálnej šírke do 100 m až po Skalku (226 m n. m.), kde 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, nivou Váhu obkolesený erozívny zvyšok. Je zachovaný v podobe terasového „ostanca“ tvoriaceho geomorfologicky výrazný fenomén – obtočník. V južnejších úsekoch úpätia Považského Inovca sa terasa znova objavuje už len v Koplotovciach.

Z morfometrických a iných údajov vyplýva, že erozívna báza nižšej strednej terasy sa na ľavobreží Váhu v rozsahu zmapovaného územia pohybuje 3,5 – 6 m nad bázou dnovej akumulácie Váhu, teda v rozpätí –2 až –5 m pod úrovňou povrchu jeho nívnych náplavov.

Navrátna hrúbka polohy piesčitých štrkov terasy sa pohybuje v rozmedzí 5 až 10 m. Povrch terasy bez nadložných spraší, ale vrátane nadložnej polohy hlinito-ilovitých pieskov povodňových sedimentov hrubej 0,5 – 1,5 m sa pohybuje vo výške do 3 m nad súčasným povrchom nivy Váhu. Kvôli lepšiemu pochopeniu uvedených morfometrických údajov o nižších stredných terasách územia je potrebné poznamenať, že pri všetkých výskytoch sprašový pokryv vrátane splachov s úlomkami hornín dosahuje hrúbku 5 – 8 m (Ložek a Tyráček, 1960), takže jej povrch sa pohybuje v rozmedzí 6 až 15 m nad nivou.

Sedimenty terás Váhu tvoria najmä piesčité, smerom na povrch zahlinené, prevažne strednozrnné, menej drobnozrnné a len zriedka hrubozrnné suboválne až oválne sivé piesčité štrky s polohami stredno- až hrubozrnných vytriedených pieskov sivej farby. Smerom na povrch zväčša pribúdajú žltosivé piesčité štrčky a ďalej v nadloží dominujú vymyté škvrnité sivé a oranžovožlté strednozrnné sľudnaté piesky. Maximálny priemer obliakov je 6 – 8 cm. Štrky terasy majú polymiktné petrografické zloženie. Prevahu majú žilné kremene, spodnotriasové kremence a kremité pieskovce (34 – 57 %).

V dôsledku pokryvu spraší, sprašových hĺn a vápnitých splachov nie sú detailne známe tylové hranice rozšírenia terás. Naopak, ohraničenie terás vo vzťahu k nive je výrazné a vyznačuje sa zväčša ostrým prechodom nadložných vrchnopleistocénnych spraší do nívnych fluvialných sedimentov v podobe erozívnej hrany.

Na východnom úpätí pohoria majú súveké terasové sedimenty paradoxne plošne aj objemovo väčšie rozšírenie ako na západnom úpätí. Najvýraznejšie sa nižšie stredné terasy zachovali na pravobreží Chotiny ssz. od vodnej nádrže Nemečky, ale významné sú aj viaceré maloplošné výskyty na pravobreží Liviny sz. od Zlatník (Pristaš et al., 2000).

Povrch terás bez pokryvu sprašových hĺn vystupujúci v relatívnej výške 8 až 12 m nad nivami tokov je viac-menej rovný, bočnými tokmi a úvalinami rozčlenený na časti. Na miestach, kde sú terasy pokryté sprašovými hlinami (pravobrežie Chotiny od osady Kulháň po vodnú nádrž), je ich povrch viac členený úvalinami a dosahuje výšku asi 18 – 25 m nad nivou toku. Všetky terasy tohto stupňa sú všeobecne oproti nívam tokov ohraničené výraznou erozívnou hranou. Erozívna báza terás je približne na úrovni povrchu nívnych náplavov, prípadne

1 – 1,5 m nad jej úrovňou a hrúbka piesčito-štrkového súvrstvia sa pohybuje medzi 2 – 4 m, maximálne do 6 m. V dôsledku pokrytia sprašovými hlinami a splachmi je na mape vyznačený len pravdepodobný tylový rozsah terás, odvodený na základe morfometrickej analýzy reliéfu.

Terasové sedimenty sú tvorené piesčitými štrkami a štrkami. Na základe analógie z iných častí územia Bánovskej pahorkatiny (Pristaš et al., 2000) sa na báze súvrstvia nachádzajú sivé hrubé, stredne až slabo opracované vytriedené, čiastočne zvodnené piesčité štrky, ktoré smerom k nadložíu prechádzajú do drobnejších štrkov s výraznými polohami viac vytriedených hrubozrnných pieskov a zvrstvených pieskov až ílov. Obliakový materiál je zložený prevažne z metamorfítov (ruly a svory), menej z granitoidov a žilného kremeňa. Maximálny priemer obliakov je 10 cm, ojediniele sú vtrúsené balvany s Ø 15 – 20 cm.

Nadložíe profilu terasy tvoria komplexy sprašových hĺn až spraší, ktoré môžu obsahovať humusové, černoziemné a hnedozemné vrstvy pôd rissko-würmského interglaciálu, no na vymedzenom území sa spoľahlivo nepotvrdili.

Z vnútrohorských dolín Považského Inovca je známy len jediný výskyt súvekej terasy v podobe malého zvyšku z pravobrežia Modrovského potoka. V dĺžke asi 250 m a šírke do 10 – 15 m sa tam ťahne morfológicky nápadný stupeň tvorený piesčitými štrkami a úlomkami hornín. Z morfometrických údajov vyplýva, že erozívna báza terasy sa tu pohybuje 3 – 5 m nad strednou hladinou potoka. Poloha piesčitých štrkov terasy má odhadom hrúbku 3 – 5 m. Povrch terasy dosahuje 6 – 10 m. Sedimenty tvoria najmä piesčité, len ojediniele selektívne navetrané, smerom na povrch zahlinené, prevažne strednozrnné a hrubozrnné subangulárne sivé piesčité štrky s polohami stredno- až hrubozrnných pieskov sivej farby. Štrky terasy majú polymiktné petrografické zloženie. Prevahu majú rozličné druhy vápencov a dolomitov, menej je spodnotriasových kremencov a kremitých pieskovcov.

Vrchný pleistocén

Sedimenty vrchného pleistocénu pokrývajú podstatnú časť zmapovaného územia. Ležia jednak na predkvartérnom podloží, jednak na starších pleistocénnych sedimentoch. Morfológicky aj litofaciálne výraznejšie sú zastúpené fluvialne sedimenty dnovej akumulácie Váhu a spodných úsekov dolín jeho prítokov. Vystupujú buď ako podložie nívnych sedimentov, alebo v podobe nízkych terás. Prináležia k nim aj lokálne zachované piesky agradačných valov Váhu. S fluvialnými sedimentmi sú úzko geneticky späté súveké, len lokálne vyvinuté proluvialne sedimenty nízkych kužeľov.

Dominujúce postavenie na tomto území majú pokryvy vrchnopleistocénnych spraší a sprašových hĺn. V priľahlých častiach Trenčianskej kotliny, v Seleckej kotline a v južnej časti pohoria takmer úplne pokrývajú predkvartérne podložie.

26a, b **proluviálne sedimenty: hlinité a piesčité štrky, piesky a piesčité hliny s úlomkami hornín v nízkych náplavových kužeľoch (würm) s pokryvom: a) spraši, b) sprašových hĺn a splachov** (neskorý würm – holocén)

Výskyt vrchnopleistocénnych proluviálnych sedimentov je na zmapovanom území veľmi zriedkavý. Všetky zachované nízke kužele sa vyskytujú len v pásme styku nivy Váhu s úpätím Považského Inovca. Aj tu sa kužele stačili vyvinúť vždy len na krátky čas, pretože vzápätí postgeneticky boli postihnuté laterálnou eróziou Váhu a denudáciou. Zachovalo sa len 5 menších, výrazne terasovaných zvyškov pôvodne rozsiahlejších kužeľov horských prítokov Váhu v Moravanoch nad Váhom, Banke, Sokolovciach, Koplotovciach a v Hlohovci.

V Moravanoch nad Váhom sa zachoval plošne menší erozívny zvyšok ľavej vetvy vloženého a terasovaného kužeľa Striebornice. Kužeľ je dokladom postgenetickej erózie a denudácie. Je pokrytý vrstvou spraši štadiálu W3 a splachov hrubou do 2 m. Báza štrkov kužeľa sa pohybuje od –3 do –1 m pod úrovňou nivy a jeho hrúbka bez sprašového pokryvu je 6 m.

V Banke a v Sokolovciach sa tiež zachovali len najhrubšie vrcholové (apikálne) časti nízkych kužeľov. Proluviálne sedimenty boli akumulované najmä prívalovými vodami. Svedčí o tom ich chaotické usporiadanie a častá zmena zrnitostných frakcií tak vo vertikálnom, ako aj v horizontálnom smere. Z odkryvu v Banke (obr. 35) je zrejmé, že kužeľ potoka Hraničný kanál tvoria čerstvé zahlinené úlomky hornín a poloopracované piesčité štrky. Materiál je prevažne stredno- až hrubozrnný, často sa strieda s hrubopiesčitou frakciou. Piesčité polohy prevažne sivej, sivohnedej až hnedej farby sú pravidelne šikmo zvrstvené. V materiáli petrograficky prevládajú kremence a vápence. Aj v južnej časti Sokoloviec ide o chaoticky deponovaný čerstvý hruboštrkovitý a úlomkovitý materiál miestnej znosovej oblasti, v ktorom petrograficky dominujú dolomity a vápence. Hrúbka proluviálneho súvrstvia v oboch telesách kužeľov je 6 – 10 m, pričom ich vrchná časť je zosilnená o 2 – 3 m hrubý pokryv spraši štadiálu W3 a splachov. Výška telies vrátane sprašového pokryvu sa pohybuje v rozmedzí 2 – 15 m nad nivou.

Aj z pôvodne plošne rozsiahlejšieho súvekeho kužeľa južne od Koplotoviec sa vplyvom neskoršej laterálnej erózie Váhu zachovala len jeho najhrubšia, vrcholová časť. Sedimenty tu však boli akumulované len opakujúcimi sa prívalovými vodami. Svedčí o tom ich chaotické usporiadanie a častá zmena zrnitostných frakcií. Je to možné 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. Obliakový materiál pochádza najmä zo sedimentov neogénu a v menšej miere aj z fluviálnych nánosov Váhu (striedanie polôh). Proluviálne súvrstvie dosahuje hrúbku 8 – 13 m. Povrch tvorí pokryv spraši najmladšieho štadiálu würmu hrubý 2 – 4 m. V preplavených sprašiach najvrchnejšej časti kužeľa sa našli viaceré artefakty

(najmä keramické črepy), znesené pravdepodobne prívalovými vodami z vyšších polôh svahov pohoria.



Obr. 35. Kontakt vrchnej polohy proluviálnych sedimentov tvorených stredno- až hrubozrnnými úlomkami hornín znosovej oblasti s nadložnými sprašami a splachmi zo spraší v odkryve kužeľa v Banke. Foto: J. Maglay.

Plošne najväčší nízky kužeľ úpätia Inovca sa zachoval v mieste vyústenia bezmenného potoka v Hlohovci. Morfológicky je málo výrazný a plynulo prechádza do povrchovej časti fluviálnych sedimentov Váhu. Má vyvinutý nadložný pokryv tvorený splachmi a sprašami a v hornej časti aj hlinito-kamenitými sutinami. V apikálnej časti, na rozdiel od ostatných kužeľov tohto pásma, badáme len náznaky jeho laterálneho obmedzenia. Materiál kužeľa pod sprašami je pre-

važne neopracovaný, obliaky sa vyskytujú len sporadicky. Obsahuje veľa piesku, ktorý sa strieda s ílovitými polohami. Petrograficky sú zastúpené predovšetkým karbonáty a kremence, ale aj granity a kryštallické bridlice. Kužeľ má centrálnu os dlhú do 1 km a v najhrubších častiach dosahuje hrúbku 7 m.

Fluviálne sedimenty

- 25a, b** piesčité štrky, štrky a piesky dnovej akumulácie nízkych terás (würm) s pokryvom: a) spraší, b) sprašových hĺn a splashov (neskorý würm – holocén)
- 24** piesčité štrky, štrky a piesky dnovej akumulácie v nízkych terasách a v nivách (würm)

Najsúvislejšie a najrozsiahlejšie plochy fluvialných sedimentov vrchného pleistocénu (würmu) na zmapovanom území sú v doline Váhu, presnejšie v zobrazenej časti Trenčianskej kotliny a Dolnovážskej nivy. Okrem toho sa súveké fluviálne sedimenty v menšej miere zistili aj na spodných úsekoch nív dolín niektorých horských potokov. Pri vyústení z pohoria do kotliny je to najmä Soblahovský, Turniansky a Selecký potok, do nivy Váhu zasa Rybnický, Kálnický, Hôrčanský, Hrádocký a Modrovský potok a potok Striebornica a do Nitrianskej pahorkatiny potoky Inovec, Livina, Chotina, Železnica, Radošinka, ako aj ústia potokov v Nitrianskej Blatnici a Vozokanoch. Na všetkých uvedených miestach tieto sedimenty zaberajú najnižšiu morfológickú pozíciu v dolinách.

Štrkovito-piesčitá dnová akumulácia vystupuje priamo na povrch buď len v miestach umelých odkryvov reprezentovaných najmä ťažobnými jamami štrkovísk (Nové Mesto nad Váhom-Zelená voda, Horná Streda, Jaľšové, Drahovce, Leopoldov, Koplotovce, Hlohovec), alebo v zodpovedajúcom, spravidla o niečo staršom vývojovom cykle v podobe nízkych terás. Väčšinou však dnovú akumuláciu nesúvisle pokrývajú würmsko-holocénne resedimentované štrky prikorytovej fácie, ale najmä holocénne povodňové hliny a piesčité hliny nivnej fácie.

Sedimenty dnovej akumulácie tokov sa vyznačujú polycyklickým fluvialným vývojom. Väčšinou ich tvoria nezvetrané, čerstvé, len ojedinele selektívne navetrané, dobre opracované suboválne až oválne zvodnené piesčité štrky s polohami stredno- až hrubozrnných 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 ($\varnothing$ 2 – 7 cm), na báze miestami až veľmi hrubé [$\varnothing$ 10 až 15 (18) cm]. Smerom na povrch dnovej výplne aj na povrch nízkej terasy sa jednotlivé frakcie zjemňujú. Pribúdajú drobné žltosivé piesčité štrčíky ($\varnothing$ 1 – 2 cm) a rovnako pribúda aj piesčitej frakcie. V dnovej výplni horských potokov prevládajú v severnej časti regiónu kryštallické bridlice a granitoidy, v južnej časti vápence a dolomity, prípadne kremence.

Hrúbka súvrstvia piesčitých štrkov dnovej akumulácie Váhu vplyvom nerovnosti iniciálneho dna a povrchu nivy, ako aj vplyvom najmladšej tektoniky mier-

ne koliše. Z máp vrtnej preskúmanosti a mapy hrúbky kvartéru (Tkáčová a Tkáč in Maglay et al., 2005a) vyplýva, že sa pohybuje v rozmedzí asi 7 – 9 m a lokálne narastá na 10 – 12 m (Zelená voda, Hlohovec). V nízkych terasách je len mierne väčšia. Na ostatných tokoch v miestach ich vyústenia z pohoria sa hrúbka dnovej akumulácie pohybuje medzi 2 – 5 m. V samotnom pohorí je dnová akumulácia nahradená holocénou výplňou dna dolín v celom profile.

V nadloží fluvialných štrkov a pieskov dnovej akumulácie nív sú vyvinuté povodňové nívne sedimenty a rozsiahle proluviaľne sedimenty holocénu.

Na základe analógie a širších korelačných vzťahov s územiaми pahorkatín a pohorí Podunajskej nížiny (Harčár et al., 1988; Halouzka in Nagy et al., 1998; Pristaš et al., 2000) fluviaľne sedimenty nízkej terasy („abrahámskej terasy“ v zmysle Maglaya a Pristaša in Maglay et al., 2005b) tvoria v rámci dnovej akumulácie Váhu samostatný vrchno-pleistocénny vývojový cyklus.

Abrahámska terasa sa v zobrazenej časti západného úpätného pásma Považského Inovca vplyvom postglaciálnej laterálnej erózie Váhu zachovala iba lokálne na malých plochách medzi Sokolovcami a Jalšovým (odkrytá) a medzi Koplotovcami a Hlohovcom, ako aj priamo v Hlohovci. Tam je pokrytá sprašami, sprašovými hlinami a splachmi.

Z morfometrických údajov spojených s analýzou reliéfu vyplýva, že abrahámska terasa zaujíma morfológicky najnižšiu pozíciu. Na úseku medzi Sokolovcami a Jalšovým, kde nie je pokrytá sprašami, jej povrch je 2 až 2,5 m nad nivou Váhu. Na ostatných miestach s pokryvom je to maximálne 7 – 8 m. Erozívna báza fluvialných štrkov abrahámskej terasy je približne na úrovni, resp. mierne nad úrovňou (0,5 – 1 m) bázy štrkov dnovej akumulácie. Povrch nízkych terás je všeobecne plochý, mierne zvlnený a výrazne sa na ňom prejavila deflačná a eolická činnosť v neskorom glaciáli würmu.

Na základe štúdií vrtov sa zistilo, že sedimenty nízkej terasy Váhu sú litologicky aj petrograficky zhodné so sedimentmi jeho dnovej akumulácie. Na základe pozície, a najmä superpozície nadložných holocénnych sedimentov začleňujeme dnovú akumuláciu do mladšieho obdobia würmu.

23 fluviaľne sedimenty: piesky (sporadicky drobné štrky) agradačných valov (würm)

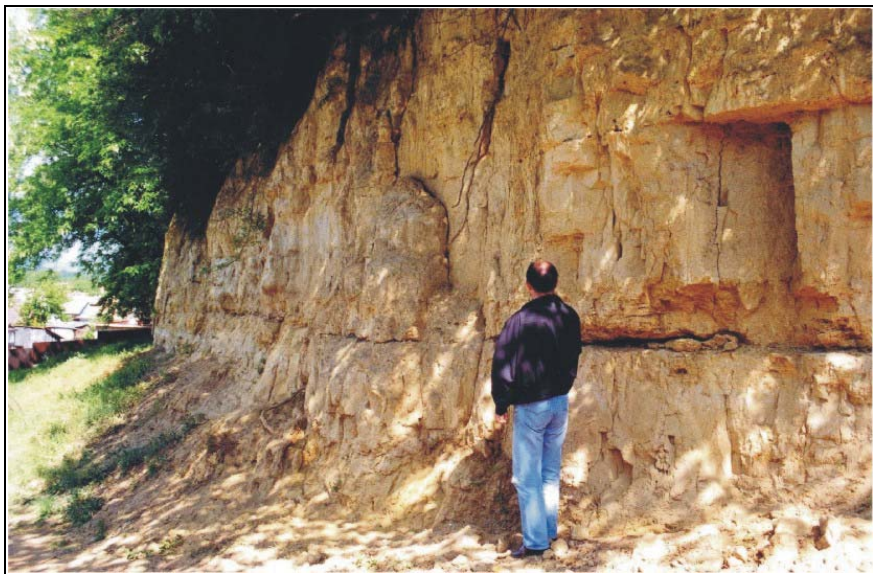
Fluviaľne piesky agradačného valu Váhu tvoria osobitnú kategóriu jeho vrchno-pleistocénnej akumulácie. Na skúmanom území sú zachované lokálne v sedimentačnom priestore jeho nivy. Piesky sú úzko geneticky späté so sedimentmi dnovej akumulácie. Sú deponované v jej vrchných polohách, prípadne bezprostredne na povrchu. Tým tvoria jej finálne štádium a zároveň jednu z výraznejších facií.

Ide o pôvodne ucelené pásmo (systém) prikorytových valov, ktoré sa neskôr v dôsledku laterálnej erózie migrujúceho toku rozčlenili na sled viac-menej izolovaných plochých piesčitých telies – miernych vyvýšení vo forme nepravidelných ostrovov, resp. presypov prevyšujúcich povrch holocénnej nivy o 2 – 3 m. V študovanom území boli identifikované len na niekoľkých miestach na okraji

tzv. vyššej nivy Váhu pri Novom Meste nad Váhom, Hôrke nad Váhom, Duco-
vom, Lúke a pri Sokolovciach. Fluviálne piesky, na rozdiel od eolických pies-
kov, nevytvárajú strmšie formy, sú tmavšie a hrubozrnnnejšie. Hrúbka akumulácie
sa najčastejšie pohybuje v rozmedzí 1 – 5 m.

22 eolické sedimenty: prachovité, sporadicky jemne piesčité hliny – spraše (würm)

Eolické a čiastočne až eolicko-deluviálne sedimenty majú na zmapovanom
území významné plošné rozšírenie. Tvorí ich najmä spraše, resp. celé sprašové
komplexy vrátane povrchových a niekedy aj intraformačných vápnitých splachov
označovaných ako sprašovitá hliny. Najsúvislejšie pokryvy tvoria spraše priľahle
časti Trenčianskej kotliny a západného lemu Považského Inovca (obr. 36).



Obr. 36. Typické spraše úpätia západnej úboče Považského Inovca s častými vložkami
jemne piesčitých spraší a splachov zo spraší (sprašovitých hĺn) v Banke pri Piešťanoch.
Foto: J. Maglay.

Šírka sprašového pokryvu sa na západnej strane pohoria smerom na juh zväč-
šuje a od Sokoloviec po Hlohovec spraše prechádzajú cez pohorie až do Nitrian-
skej pahorkatiny. V ostatných častiach pohoria prechádzajú do nevápnitých
sprašovitých hĺn, ktoré dominujú najmä na východnej úboči.

Spraše a ich deriváty ležia diskordantne na všetkých predkvartérnych horni-
nách, ale aj na starších kvartérnych proluviálnych a fluviálnych sedimentoch,
prípadne na starších deluviálnych sedimentoch v pohorí. Predstavujú veľmi dôle-

žitý reliéfotvorný prvok, pretože ich súčasné akumulačné formy (náveje a záveje) zakrývajú alebo zahladzujú diskreciu iniciálneho štruktúrno-tektonického predkvartérneho aj kvartérneho reliéfu. Prejavuje sa to ich väčšou hrúbkou v úpätných častiach západnej úboče Považského Inovca, na záveterných svahoch a vo výplniach starých úvalín a dolín s občasným tokom, ako aj rovnomerným pokryvom plôch povrchu riečnych terás a náplavových kužeľov a zvýšenou hrúbkou na prechode starších terasových stupňov do mladších (Ložek, 1963; Šajgalík, 1967).

Problematika stavby a zloženia spraší sa na tomto území študovala najmä popri paleontologických, biostratigrafických a archeologických výskumoch na viacerých lokalitách. V minulosti to boli najmä hliniská a výmole v Moravanoch nad Váhom (Ložek, 1951; Ložek a Prošek in Ambrož et al., 1952; Pelíšek, 1952; Petrboš, 1953; Bárta, 1965; Schmidt, 1984), Banke (Prošek a Ložek, 1953; Schmidt, 1975), Ratnovciach (Bárta, 1965; Pelíšek, 1972; Schmidt, 1975; Hromada, 2000) a Sokolovciach. Najnovšie výsledky o paleoekosystémoch spraší posledného glaciálu podáva Kernátsová (in Kernátsová et al., 2005) a o nálezoch fosilnej malakofauny v sprašiach Kernátsová (2006).

Na mierne zvlnenom, resp. takmer rovnom reliéfe podložínych riečnych terás a náplavových kužeľov ľavobrežia Váhu sa vyvinuli spraše, resp. sprašové komplexy, uložené zväčša subhorizontálne v hrúbke 6 – 10 m. Na rozdiel od toho, na svahoch a ostatných viac exponovaných častiach pohoria majú akumulácie spraší už zložitejší šupinovitý charakter uloženia, veľmi premenlivú hrúbku (2 až 15 m) a často prechádzajú do úvalinového typu vývoja (Trenčianska kotlina).

Spraše starších vývojových fáz pleistocénu sa zachovali len sporadicky a na povrch takmer nevystupujú. Na zmapovanom území je z tohto hľadiska významnejšia len lokalita hliniska v obci Krivosúd-Bodovka. Vystupujú tam charakteristické svetložlté, veľmi vápnité prachovito-piesčité spraše s charakteristickými valcovitými podlhovastými konkréciami, ktorých jadrom boli pravdepodobne korene rastlín.

Hlavnú časť plošne rozsiahleho sprašového pokryvu regiónu tvoria spraše a humusové fosilné pôdy posledného – najmladšieho – klimaticko-sedimentárneho cyklu pleistocénu (*würmu*). Pretože posledný glaciál sa vyznačuje aj zvýšeným počtom klimatických oscilácií, aj tieto sedimenty sú stratigraficky aj litologicky nehomogénne, ale najmenej postihnuté postsedimentačnými procesmi.

Bázu sedimentov sprašového komplexu v oblasti Považského Inovca tvoria takmer pravidelne hlinito-kamenité deluviálne sedimenty alebo ich kombinácie s piesčito-hlinitými splachmi a úlomkami hornín. Na iných exponovaných miestach s intenzívnou eróziou, ako je to napríklad pri Kálnici, južne od Hrádku, severne od Lúky a južne od Hubiny či medzi Bankou a Ratnovcami a v okolí Svrbíc, vystupujú na povrch priamo horizonty s množstvom vápnitých konkrécií.

Pretože začiatok würmského glaciálu sa prejavil pomerne intenzívnym pôsobením svahovej modelácie (soliflukcia, ron, tečenie), zachovanie spraší staršieho obdobia würmu W1 vrátane fosilných pôd je v pohorí menej výrazné, prípadne sú sedimenty zachované len v podobe drobnovrstvovitých splachov alebo sa nezachovali vôbec.

Na prolúviálnych sedimentoch kužeľov a fluviálnych sedimentoch terás bázú vrchnopleistocénnych spraší tvoria dva typy fosílnych pôd zachovaných v neúplnom vývoji. Spodnú časť tvoria ilimerizované alebo mierne rubifikované parahnedozeme (ém), v hornej časti s tenkou vrstvou spraše. V nadloží tejto sedimentácie je hlavný zdvojený horizont s vložkou spraše a jej splachov, pričom mladšiu časť tvoria opäť parahnedozeme (*amersfört*).

Spraše štadiálu W1 sú vyvinuté len slabo a sú zachované v malej hrúbke. V nadloží spraší štadiálu W1 miestami vystupuje zdvojený fosílny pôdny komplex hnedozemí PK-II (*brorup*) interštadiálu W1/W2, resp. len jeho splachy.

Všetky najmladšie spraše sú pri povrchu poznačené postgenetickými vápnitými splachmi, čo umocňuje ich hrúbku. Vápnité splachy prináležia k zeminám podobným sprašiam, vizuálne pripomínajú spraše a geneticky na ne priamo nadväzujú. Označujú sa ako 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 narušala kombinácia svahových a iných exogénnych procesov (splach, ron, výmoľová erózia a i.). Na odkryvoch sa splachy prejavujú drobnou vrstvitosťou spôsobenou tenkými striedajúcimi sa humóznymi a karbonátovými horizontmi, ako aj železitými a mangánovými nátekmi recentných aj subrecentných plošných zmyvov.

21 eolicko-deluviálne sedimenty: sprašové hliny s polohami spraší a solifluovaných sedimentov podložia (neskorý würm)

Sprašové hliny neskorého glaciálu až postglaciálu tvoria prechodný typ sedimentov medzi sprašami a polygenetickými svahovými hlinami. Vyvinuli sa a zachovali na mnohých miestach regiónu. Súvislé pokryvy vytvárajú najmä na plochých rozvodiach pahorkatinnej časti Trenčianskej kotliny blízko pohoria a v Seleckej kotline. Lemujú východný okraj pohoria od Trenčianskeho Jastrabia po Radošinu. V rámci priláhlych častí Bojnianskej a Bánovskej pahorkatiny tam budujú vyššie položené úseky medziúvalinových chrbtov a svahy úvalín. V kotlinových častiach a po obode pohoria pokrývajú aj sedimenty náplavových kužeľov a riečnych terás. V pohorí lemujú výskyty spraší, prípadne smerom na východ a do centra pohoria spraše úplne nahrádzajú (úsek Piešťany – Nitrianska Blatnica). Vo vyšších častiach pohoria prechádzajú do hlinito-kamenitých delúvií.

Sprašové hliny ležia diskordantne na predkvartérnom podloží a na starších pleistocénnych sedimentoch, miestami až na fosílnych rubifikovaných pôdach spodného pleistocénu (Trenčianska kotlina). Obdobne ako uvedené spraše (22), aj sprašové hliny sa významnou mierou zúčastňujú na zahladzovaní disekcie iniciálneho reliéfu.

Hrúbka sprašových hlin je veľmi variabilná. Najväčšia je na úpätiach svahov (do 4 m). Výraznejšia hrúbka je aj v dolných častiach svahov okrajov suchých

dolín a úvalín, okrajov telies kužeľov a na miernych svahoch až plošinách v pohorí (2 – 6 m). V priľahlej časti Nitrianskej pahorkatiny a v kotline dosahuje až 8 m.

Sprašové hliny majú morfológiu aj 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 post-sedimentačné prostredie bolo vlhkejšie. Nenastalo zosprašnenie, ale zahlinenie. Prevládali najmä pedogenetické zmeny so zvýšením podielu ílovej hmoty a s odvápnením, pričom CaCO_3 bol nahradený FeO_3 . Ílovitá frakcia a frakcia prachu až hrubého prachu je dominujúcou zložkou. Sedimenty majú žltosivú, žltohnedú, hnedú až hrdzavosivú farbu. Majú listovitú, hrudkovitú a hranolčekomitú štruktúra. Hojne sa v nich vyskytujú zrníčka oxidov Fe a Mn, ojedinele aj drobnejšie konkrécie, sivé povlaky, klíny a záteky podmienené procesmi ilimerizácie. Z hľadiska obsahu fauny sú sterilné. Vrchná humusovo-hlinitá časť je výsledkom pôsobenia subrecentných pedogenetických procesov, pretvorená zväčša na hneдозem (Ložek, 1973; Šajgalík a Modlitba, 1983).

Keďže začiatok würmského glaciálu sa na tomto území prejavil pomerne intenzívnym pôsobením svahovej modelácie (soliflukcia, ron), zachovali sa prevažne sprašové hliny (s obsahom fosilných pôd) mladšieho obdobia vrchného pleistocénu.

Pleistocén/holocén

Sedimenty prechodného obdobia vrchného pleistocénu až holocénu na zmapovanom území zastupuje najmä široké spektrum variet deluviálnych svahovín a sutín vystupujúcich na rôznych prvkoch reliéfu a podloží hornín. Vývoj delúvií síce prebiehal počas celého obdobia kvartéru, ale v dôsledku erózie a denudácie sa zachovali iba najmladšie sedimenty z obdobia vrchného pleistocénu až holocénu. Delúviá pokrývajú podstatnú časť pohoria aj priúpätného pásma.

Morfologicky výraznejšie diferencované sú najmä akumulácie deluviálno-proluviálnych výnosových kužeľov, prípadne častých deluviálno-fluviálnych splachov vo výplni dna úvalín a dolín bez aktívneho toku.

Významné sú aj výskyty pramenných vápencov – travertínov a penovcov, a to tak vnútri pohoria, ako aj po jeho okrajoch.

20 chemogénne sedimenty: penovce a travertíny (würm – holocén)

Výskyty kvartérnych travertínov a penovcov sú v tomto regióne veľmi sporadické. Viacero lokalít, ktoré uvádza Kovanda (1971), v súčasnosti neexistuje. Ich sedimenty sa exploatovali na poľnohospodárske účely. V súčasnosti sú na tomto území zaznamenané výskyty len asi na 8 lokalitách.

Medzi plošne a objemovo najväčšie lokality patria výskyty sladkovodných vápencov v centrálnych častiach pohoria v mieste rekreačnej chatovej osady v doline Striebornice (časť Výtoky). Bazálnu časť nivy tohto potoka v dĺžke asi

1 km a šírke do 60 – 80 m tu vyplňajú piesčité až štruktúrne penovce, ojedinele prechádzajúce do tenkých lamín svetlookrových rozpadavých travertínov. Vrchné polohy prechádzajú do inkrustácií. Sedimenty tvoria trojstupňové kaskádové teleso, ktoré dosahuje hrúbku až 8 m. Rozsah výskytu penovcov je rozšírený o zhruba 200 m dlhý výbežok v nive ľavostranného prítoku Striebornice (chatová osada). Ložisko je v spodnej časti porušené eróziou potoka.

Ďalšia lokalita s výskytom penovcov je časť dna doliny pravostranného prítoku Bojnianky severne od Novej Lehoty v miestnej časti Za Šuhalkami. V nivných sedimentoch bezmenného potoka sa ako lokálna prímes fluviálnych piesčitých hĺn s úlomkami hornín zachovali aj piesčité penovce s inkrustáciami. Penovce tu obaľujú aj drobné úlomky triasových vápencov.

Na jv. úpätí pohoria sa pramenné vápence zistili v hornom úseku dna doliny potoka Zľavy medzi rovnomennou osadou a obcou Záhrada. Ide o 3 väčšie kaskádové ložiská piesčitého penovca s inkrustáciami, ktoré smerom po toku prechádzajú do silne inkrustovaného holocénneho nivného krytu tiahnuceho sa až pod osadu Záhrada. Údolné ložiská v hornej časti doliny sú hrubé do 5 m, dlhé až 400 m a široké asi 80 m. Na povrchu penovcov sú vyvinuté obrábané rendziny.

Obdobné svahové až údolné ložisko je zachované v pohorí na dne a čiastočne na svahu dolinky ľavostranného prítoku Bojnianky západne od kóty Úhrad (695). Ide o 130 m široké, do 200 m dlhé a asi 5 m hrubé ložisko vytvorené v okolí pramennej oblasti s výskytom almov a vápnitých slatín. Hojná je tu holocénna a recentná malakofauna.

Na úpätí Považského Inovca pri hlavnej ceste Tepličky – Horné Otrokovce je malá lokalita s úlomkami zemitých štruktúrnych penovcov s inkrustáciami. Sú roztrúsené a premiešané s hlinami. Penovce tvoria rozpadnuté kopy. Veľkosť úlomkov sa pohybuje medzi 2 – 3 cm, ale hojné sú aj piesčité vápnité frakcie. Po okrajoch miestneho prameňa sú časté recentné inkrustácie. Predpokladá sa, že spod okolitých sprašových hĺn vystupuje len malá časť rozsiahlejšieho telesa.

Z regiónu je známych aj niekoľko ďalších výskytov penovcov (Kovanda, 1971), no pre ich malé plošné rozmery (zväčša len niekoľko m²) nie je technicky možné zaznamenať ich na mape. Ide napríklad o lokalitu pri vyústení Modrovského potoka do nivy Váhu v Modrovke, prípadne o lokalitu s mnohopočetným výskytom roztrúsených, s hlinami premiešaných úlomkov zemitých štruktúrnych penovcov s inkrustáciami z dna doliny potoka Slivnička v časti Beňovská jv. od obce Podhradie.

Deluviálne sedimenty

19 litofaciálne nečlenené svahoviny a sutiny (würm – holocén)

Ide o častý a plošne rozšírený typ sedimentov horského kvartéru. Do tejto skupiny sú zaradené všetky druhy tých svahovín a sutín, pre ktoré v dôsledku častého striedania frakcií nebolo možné technicky stanoviť reprezentačný litofaciálny typ. Ide prevažne o zmes deluviálno-soliflukčných svahovín a sutín, ktoré

podľa frakcie pozostávajú z rozličných typov – od piesčito-kamenitých a piesčitých cez hlinito-kamenité a hlinito-piesčité až po hlinité polygenetické svahové hliny s prechodom do sprašových hĺn.

Tieto sedimenty sú vyvinuté a zachované v mnohopočetných oddelených výskytoch takmer na celom území pohoria. Ich výskyty sa viažu najmä na dná a svahy kratších suchých úvalinovitých dolín, resp. na závery dolín s občasným tokom (dolina Železnice, Chotinky a i.). Rozsiahlejšie a kompaktnéjšie plochy týchto sedimentov sa zistili len južne od Kálnice a Hrádku, prípadne západne od Ardanoviec až po Havran (457 m n. m.) a na ľavobreží Radošinky. Na mape sú zaznamenané len tie, ktorých hrúbka odhadom presahuje 2 m.

Na tvorbe týchto zmiešaných svahovín sa uplatňovali prevažne gravitačné procesy spojené s rôznou formou zvetrávania v podmienkach zvýšenej energie odnosu. To zapríčinilo, že vo vzdialenejších a najexponovanejších častiach pohoria sú tieto sedimenty často jediným reprezentantom kvartérnej akumulácie a označujú sa ako horský kvartér.

18 polygenetické svahové hliny, sporadicky piesčité, s obsahom drobných štrkov a úlomkov (würm – holocén)

Svahové hliny tvoria prechodný genetický litotyp medzi sprašovými hlinami a ostatnými varietami deluviálnych sutín a svahovín (piesčité a štrkovité hliny), prípadne deluviálno-fluviálnych splachov. Na rozdiel od čiastočne vizuálne podobných deluviálno-fluviálnych splachových sedimentov, viazaných najmä na dná úvalín a suchých dolín, tento typ sedimentov sa vyskytuje na mierne uklonených svahoch v úpätných častiach exponovaných svahov pohoria.

Na zmapovanom území sa zistili len ojedinelé výskyty polygenetických hĺn. Plošne najrozsiahlejšie výskyty sú napríklad v južnej časti Trenčianskej kotliny, na západných svahoch úpätia pohoria južne od Hrádku a severne od Lúky, na východných svahoch úpätia pohoria v doline potoka Vrábeľka a východne od horárne Stará hora v časti Ovčí salaš. V porovnaní s inými svahovými sedimentmi táto akumulácia nemá väčšiu rozlohu ani v ostatných častiach Považského Inovca.

Akumuláciu reprezentujú prevažne rozličné odvápnené hliny – od silno humusových po prachovité – a sporadicky jemne piesčité hliny s detritom i bez detritu. Litofaciálne zloženie hlinitých sedimentov je poznačené okolitými výstupmi zvetranín dolomitov, zlepcov, pieskovcov a piesčitých ílov neogénu a paleogénu, resedimentovaných spraší až sprašových hĺn, prípadne iných variet deluviálnych sedimentov. Ich farba má mnoho odtieňov – od sivej cez sivožltú a žltohnedú až po svetlohnedú a hrdzavohnedú.

Genéza svahových hĺn je výsledkom kombinácie mnohých procesov. Spodnú, jemne piesčitú hlinu tvoria produkty zvetrávania materskej horniny in situ. Neskôr bola narušená soliflukciou. Stredná, hlinito-ílovitá časť má morfológiu aj habitus podobné sprašovým hlinám. V hline badať pohyb hmôt po svahu, sprevádzaný intraformačnými splachmi. Hrúbka svahových hĺn nepresahuje 5 m.

17 resedimentované hlinité a piesčito-hlinité štrky svahovín (würm – holocén)

Tieto svahové sedimenty majú na tomto území špecifické postavenie v tom, že takmer výlučne tvoria lemy okolo priamych povrchových výstupov zlepcov a brekcií neogénu a paleogénu. Na niekoľkých miestach plošinových úsekov západnej časti pohoria tvoria dôkaz o pôvodnom výskyte najstarších, spodno-pleistocénnych(?) prolúviálnych a fluvialných piesčito-štrkových akumulácií na tomto území.

Ich výskyty sa zaznamenali na pomerne veľkých plochách v priľahlej časti Bánovskej pahorkatiny, a to najmä v úpätných pásmach svahov úvalinovitých dolín tokov vytekajúcich z pohoria.

Sedimenty pozostávajú z intenzívne zahlinených a zaílovaných, stredno- až drobnozrnných štrkov, pieskov a úlomkov hornín, redeponovaných na svah z vyšších polôh. Formovali sa pôsobením ronu, splachu a soliflukcie, pričom bazálne časti si zachovávajú šikmé zvrstvenie zodpovedajúce iniciálnemu sklonu svahu. Na väčšine územia sú pokryté sprašami a sprašovými hlinami.

16 hlinito-kamenité (sporadicky piesčito-kamenité) svahoviny a sutiny (würm – holocén)

Spolu s litofaciálne bližšie nečlenenými svahovinami a sutinami (19) ide o najčastejší litotyp v rámci pohoria.

Pokryvy hlinito-kamenitých sedimentov v rôznej hrúbke sa zaznamenali priebežne na celej ploche pohoria vrátane jeho okrajov (pozri mapu). Významný je aj podiel starších svahovín nachádzajúcich sa na báze návejov spraší a sprašových hĺn západnej a východnej úboče aj v celej južnej časti pohoria, ktoré nevystupujú na povrch. Deluviálne hlinito-kamenité sedimenty tvoria výraznejšie pokryvy aj po obvode Trenčianskej kotliny. Lemujú predhorsku časť Považského Inovca a južné a juhozápadné svahy Strážovských vrchov.

Ide prevažne o erozívno-gravitačné sutiny vzniknuté zvetrávaním podloží hornín kryštalinika, paleozoika a mezozoika a ich následným posúvaním v smere spádnice po svahu ronom, soliflukciou a gravitačnými pohybmi, prípadne aj blokovými sklzmi. Vo vnútornej stavbe sedimentov pozorujeme, že hliny a piesčité hliny tohto litogenetického subtypu svahovín obsahujú premenlivé množstvo úlomkov hornín až blokov, ktoré v nich často prevažujú (30 – 60 %). Hlinito-kamenité sedimenty ako celok tvoria sivé, sivohnedé až čokoládovohnedé hliny s premenlivým, no zväčša veľkým podielom ostrohrannej drviny, miestami (podľa lokality) s podielom gravitačných blokov vápencov a dolomitov (najmä z. a j. časť pohoria) a granitoidov, migmatitov, rúl a svorov (centrálna a sv. časť pohoria). Hrúbka hlinito-kamenitých a piesčito-kamenitých svahovín je premenlivá a závisí od sklonu a expozície svahov. Prevláda hrúbka 2 – 3 m a zväčša nepresahuje 5 m. Na východnej úboči pohoria a po obvode Trenčianskej a Seleckej

kotliny lokálne dosahujú hrúbku až 15 m. Na mape sú vyznačené len tie, ktorých hrúbka odhadom presahuje 2 m.

15 piesčito-kamenité, kamenité až blokovité svahoviny a sutiny (würm – holocén)

Sedimenty sa viažu na exponované svahy s výstupom skalného podložia, najčastejšie reprezentovaného spodnotriasovými kremencami, prípadne na destabilizované svahy s výskytom blokových zosuvov až kamenných prúdov. Najväčšie výskyty sa zistili na západnej úbočí Kavčieho vrchu (412 m n. m.), na sz. svahoch Polámaného vrchu (638 m n. m.), na západnej úbočí hrebeňa v pásme od Zlodejovho vrchu (459 m n. m.) cez Zlatý vrch (480 m n. m.) po Svinský vrch (449 m n. m.) a na južných svahoch Marhátu (748 m n. m.) s výstupom hornín kryštalinika. Veľké plochy týchto svahovín sú zachované aj na hornom toku Bojnianky sv. od Novej Lehoty v pásme od Skalín (649 m n. m.) po kótu 554 a východne od Šuranovej kopanice, prípadne na východných svahoch hrebeňa Javorníček v okolí kóty Kňaží vrch (638).

Väčšinou ide o druhotne soliflukčne rozvlečené balvanovito-blokovité sedimenty produktov mrazového zvetrávania, resp. až skalného rútenia. Sedimenty majú podobu osypov, hrubých blokovísk, kamenných prúdov až kamenných morí. Južne od Marhátu (748 m n. m.) tieto sedimenty pozvoľna prechádzajú do deluviálno-soliflukčných až proluviálnych akumulácií.

Deluviálno-proluviálne sedimenty

14 piesčité hliny s úlomkami hornín v dejekčných kužeľoch s pokryvom sprašových hĺn a splachov (würm – holocén)

13, 13a hliny až piesčité hliny v dejekčných kužeľoch; a) hlinité piesky s úlomkami hornín v dejekčných kužeľoch (würm – holocén)

Deluviálno-proluviálne sedimenty ronových kužeľov nachádzame priebežne v miestach vyústenia bočných suchých alebo občas prietočných dolín, výmoľov a žľabov do nivy Váhu a v menšej miere pri vyústení bočných, občas prietočných dolín do dolín hlavných horských tokov (pozri mapu).

Morfologicky sa prejavujú ako strmšie výnosové kužele väčšinou s veľmi malými rozmermi. Všetky kužele sú produktom sporadickej, prevažne jarnej prívalovej vody vynášajúcej soliflukčno-deluviálnej a deluviálno-fluviálnej materiálu na krátku vzdialenosť. Litologická náplň telies je totožná s náplňou deluviálno-fluviálnych splachov (12, 11, 10) výplne úvalín, dolín a výmoľov, na ktoré geneticky nadväzujú. Lišia sa len formou uloženia.

Určitú výnimku v litologickej náplni a rozmeroch telies tvoria plošne rozsiahle výnosové kužele v Nitrianskej Blatnici a Vozokanoch. V ich telesách sa nachádza prevažne hruboklastický neopracovaný alebo slabo opracovaný materiál

solifluovaných zvetranín kryštalicích hornín paleozoika a čiastočne karbonátových hornín mezozoika. Tento materiál pochádza z produktov mrazového zvetrávania v podmienkach periglaciálnej klímy, spojeného so skalným rútením v oblasti južnej úboče Marhátu (748 m n. m.) a Kameňa (478 m n. m.). Popri chaoticky uložených nezvetraných úlomkoch, balvanoch až blokoch sú v materiáli hrubozrnné piesky a hliny, ktoré najmä v južných, distálnejších častiach prevažujú. V týchto miestach sú výnosové kužele prekryté tenkou vrstvou nevápnitých sprašových hĺn a splachov (14). Ďalej smerom do pahorkatiny (mimo zmapovaného územia) hrúbka sprašových hĺn (21) narastá na úkor sedimentov kužeľov. Priemerná hrúbka telies kužeľov v Nitrianskej Blatnici a Vozokanoch sa v ich osových častiach pohybuje odhadom v rozmedzí 10 až 15 m.

Ostatné maloplošné kužele v pásme západného úpätia pohoria pri vyústení úvalín a dolín do nivy Váhu tvorí hlinito-kamenitý až hlinito-piesčito-kamenitý, taktiež chaoticky uložený lokálny úlomkovitý neopracovaný materiál (13a). V telesách kužeľov na príľahlej časti Nitrianskej pahorkatiny je možné objaviť zóny spláchnutých sprašových hĺn bez prítomnosti úlomkov hornín striedajúce sa s piesčitými, resp. iba s drobnoulomkovitými a štrkovitými zónami. Na miestach s hrubým sprašovým pokryvom sú zakončenia úvalín a suchých dolín tvorené kužeľmi s prevažne hlinitým, hlinito-ílovitým až hlinito-piesčitým materiálom, prinášaným občasnými bahnotokmi a kalovou vodou (13). Hrúbka kužeľov úpätia pohoria sa pohybuje najviac do 3 – 8 m.

Formovanie výnosových kužeľov sa začalo v neskorom glaciáli, ale podstatná časť telies sa sformovala až v období holocénu. Sedimentačne je miestami spätá aj s formovaním nívneho krytu.

Deluviálno-fluviálne sedimenty

- 12 splachové (ronové) hliny, piesčité hliny s úlomkami hornín (neskorý würm – holocén)**
- 11 splachové (ronové) hliny, piesčité hliny so štrkami a štrky (neskorý würm – holocén)**
- 10 splachové (ronové) hliny, piesčité a ílovité hliny, ojedinele s úlomkami hornín (neskorý würm – holocén)**

Výskyt tohto typu sedimentov je na zmapovanom území častý a výrazný tak vo vnútorných, ako aj v západných a východných okrajových častiach pohoria. Deluviálno-fluviálne sedimenty tvoria bezprostredné pokračovanie horných úsekov nív do úvalín a záverov úvalinovitých dolín. Tvorí prechodnú fáciu medzi nívovými a svahovými sedimentmi. Na miestach s plošne väčším výskytom spraší (22) a sprašových hĺn (21) pokrývajúcich najmä príľahlé pahorkatinné časti pohoria vrátane strednopleistocénnych terás a kužeľov okraja nivy Váhu tvoria prevažne dnovú výplň úvalín. Tým sú sústredené do nepravidelných krátkych a tenkých línií, končiacich sa buď kontinuálnym prechodom do fluviálnych holocénnych nív, alebo do už opísaných výnosových (dejekčných) kužeľov (13).

Okrem území so sprašovým pokryvom nachádzame sedimenty aj v dnách dolín bez aktívneho toku alebo plošne rozsiahlejšie na úpätiach miernych svahov ako prechodnú fáciu medzi svahovými a nivnými sedimentmi.

Väčšinou ide o akumulácie jemných, plošne (ronovo) spláchnutých častí vyššie položeného pôdneho pokryvu (černozeme, hnedozeme, hnedé lesné pôdy, rendziny), ale aj jeho materského substrátu (spraše, sprašovitá a sprašové hliny, hliny, piesky a íly, štrky a úlomky hornín). Spláchnuté môžu byť aj svahové sedimenty premiestnené na krátku vzdialenosť, prípadne sedimenty pochádzajúce zo starších kvartérnych akumulácií proluviálnych kužeľov.

Plošné splachy niekedy na strmších svahoch úvalín prechádzajú do výmolinej erózie. Tým sa nenarúša len pôdny horizont, ale aj podložné pieskovo-kamenité, štrkové, prípadne hlinito-kamenité súvrstvie svahovín. To zapríčiňuje v splachoch aj lokálnu prítomnosť jemne piesčitých a ílovitých polôh (10) s ojedinelými štrčíkmi a vápnitými konkréciami (11). Smerom do pohoria všeobecne pribúdajú piesčité hliny, štrky a úlomky hornín (12).

Materiál dna úvalín je všeobecne slabó vytriedený, občas zvrstvený. Najväčšiu hrúbku splachov predpokladáme v úvalinách úpätia pohoria, kde dosahuje 1 – 2 m.

9 proluviálne sedimenty: hliny, piesčité hliny až hlinité štrky s úlomkami hornín vo vyšších nivných náplavových kužeľoch (neskorý würm – holocén)

Ide o proluviálne sedimenty, ktorých depozícia a formovanie do tvaru plochých náplavových kužeľov sa začali v neskorom glaciáli vrchného pleistocénu – würmu. Podstatná časť telies sa však sformovala v období holocénu. V Západných Karpatoch je počet takýchto kužeľov veľmi nízky a rovnako aj na študovanom území – podarilo sa tu identifikovať iba tri súveké kužele.

Svojimi rozmermi vyniká zdvojený kužeľ Kálnického a Rybnického potoka siahajúci z Kálnice asi 2 km do nivy Váhu po Rakofuby a Kočovce. Vo vrchných častiach je viac morfológicky výrazný a pri PD Kálnica dokonca v mladšom holocéne mierne terasovaný. Distálna časť je málo výrazná a plynulo prechádza do nivy Váhu. Tento kužeľ, na rozdiel od starších kužeľov, nemá vyvinutý nadložný pokryv spraší. Tvoria ho len piesčité hliny s množstvom drobnozrnných úlomkov. V Kálnici pribúdajú na povrchu aj hrubšie 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 kryštalické bridlice, permské pieskovce, kremence, žilný kremeň a karbonáty.

Druhý kužeľ je na východnom úpätí pohoria na sútoku Chotiny a Chotinky v časti Okšová. Ide o plošne malý a plochý kužeľ, v mladšom holocéne mierne terasovaný. Jeho distálna časť je málo výrazná a plynulo prechádza do nivy. Aj tento kužeľ nemá vyvinutý nadložný pokryv sprašových hlin, splachov, prípadne hlinito-kamenitých sutín. Tvoria ho len piesčité hliny a chaoticky premiešané

drobno- až strednozrné úlomky hornín. Petrograficky ide o horniny zdrojovej oblasti – kryštallické bridlice, granity, kremence a žilný kremeň.

Tretí kužeľ sa vyvinul v južnej časti regiónu medzi Koplotovcami a Hlohovcom. Má obdobné parametre ako kužeľ medzi Kálnicou a Rakoľubmi, no petrograficky v úlomkoch a štrkoch prevládajú karbonatické horniny.

Všetky kužele sú sedimentačne úzko späté s formovaním bázy nívneho krytu. V najhrubších častiach dosahujú hrúbku len 5 – 7 m a ich povrch je maximálne 5 m nad úrovňou príslušných tokov.

Holocén

Najmladšie obdobie kvartéru – holocén – na zmapovanom území reprezentujú prevažne litofaciálne pestré fluviálne sedimenty povrchového krytu riečnej nivy Váhu a nív všetkých horských potokov, tak, ako sú zobrazené na mape. Významné sú aj proluviálne sedimenty nívnych náplavových kužeľov, miestami aj prechodné deluviálno-fluviálne sedimenty úvalín a záverov dolín a najmladšie, holocénne až recentné organogénne a antropogénne sedimenty.

Proluviálne sedimenty

- 8 hlinité štrky s úlomkami hornín v nívnych a ronových kužeľoch**
- 7 hlinité a piesčité štrky, piesky a štrky v nívnych náplavových kužeľoch**
- 6 hliny, piesky a piesčité hliny s úlomkami hornín v nívnych náplavových kužeľoch**

Sedimenty nívnych kužeľov sú syngenetické s fluviálnymi nívami pokryvmi. Priamo na ne nadväzujú tým, že ich materiál buď prekrýva nívny kryt, alebo sa doň prstovite vkladuje. Väčšina kužeľov sa nachádza priebežne pri vyústení potokov z pohoria do nivy Váhu v pásme na okraji zmapovaného územia. V menšej miere sa vyvinuli kužele východného okraja pohoria pri vyústení kratších úvalinovitých dolín do doliny Liviny na jej ľavobreží v Zlatníkoch. V ostatných častiach regiónu sa vyskytujú všade na miestach zmien spádovej krivky tokov.

V západnom pásme ľavobrežia nivy Váhu sú plošne väčšie nívne kužele najmä medzi Trenčianskymi Stankovcami a Rakoľubmi, medzi Kočovcami a Novou Vsou nad Váhom, v Hrádku, medzi Modrovkou a Moravanmi nad Váhom a plošne menšie kužele sa zachovali v Lúke, Moravanoch nad Váhom, Banke, Ratnovciach a v Hlohovci.

Všetky nívne kužele sú pomerne ploché, vejárovité a morfológicky zväčša ťažko rozoznateľné, s postupným spádom a splynutím so sedimentmi nivy. Obsahujú veľa hlinitej zložky (najmä na povrchu) a od nívnych sedimentov sa často odlišujú len vizuálne, prípadne prítomnosťou preplavených drobných úlomkov hornín, resp. drobných obliakov na povrchu. Distálne zóny kužeľov sú často podmäčané a ich okolie v nívach je poznačené prítomnosťou hnilokalových hĺn.

Proluviálne sedimenty zastúpené hlinami, pieskami a piesčitými hlinami sú rozšírené najmä na styku úpätia pokrytého sprašami s nivou Váhu (6). 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 odvápnenny, resp. slabovo vápnitý, občas sa však vyskytujú aj preplavené vápnité konkrécie. Hrúbka týchto kužeľov sa pohybuje od 1 do 8 m.

Fluviálne sedimenty

5, 5a litofaciálne nečlenené hliny, piesčité hliny, hlinité piesky až štrky dolinných nív riek a potokov; a) detto (vrchný holocén)

Ide o najmladšie fluviálne akumulácie vystupujúce v podobe nivy Váhu a dolinných nív všetkých potokov v rozsahu zobrazenom na mape. Nivné sedimenty tvoria podstatnú časť povrchového krytu dnovej akumulácie Váhu a jeho prítokov alebo vyplňajú celý priečny profil dolinných nív väčšiny horských potokov tohto územia. V suchých úvalinovitých dolinách nivné sedimenty kontinuálne prechádzajú do deluviálno-fluviálnych splachov (12, 11, 10).

Plošne najrozsiahlejší a objemovo najväčší výskyt týchto sedimentov zaznamenávame v zobrazenej časti Dolnovážskej nivy. Nivné sedimenty tu tvoria litofaciálne najpestrejšie, laterálne aj horizontálne sa meniace súvrstvie.

Genéza nivných sedimentov je spätá predovšetkým s intenzitou zmien hydrodynamického režimu tokov územia. Vplyvom povodňových vln a privalových vôd nastávali v priebehu holocénu časté zmeny spojené s pomerne rýchlo sa meniacim mikrorelieфом nív (najmä nivy Váhu) a veľmi komplikovanou stavbou a litofaciálnym zložením sedimentov nivnej fácie. Napriek tomu pozorujeme určitú zákonitosť v mechanickej diferenciacii zrnitosťného zloženia sedimentov. Prejavuje sa v postupnom zjemňovaní materiálu smerom od súčasných korýt k okrajovým častiam nív tokov.

Nivné sedimenty Váhu a potokov, kde sa zachovala dnová akumulácia, ležia čiastočne diskordantne na piesčitých štrkoch (pieskoch) dnových akumulácií (24) a miestami aj na pieskoch agračných valov (23).

Na báze nivy Váhu toto súvrstvie tvoria zväčša sivé ílovité hliny (lokálne nahradené sivozeleným ílovitým glejovým horizontom), ílovité piesky a smerom k aktívnemu toku aj resedimentované štrky a piesky vrchných polôh dnovej akumulácie (3). 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 ílovitých hlinách a ostatných sedimentoch bázy je sformovaný tmavosivý až čierny humózný horizont pochovanej nivnej pôdy, ktorý extrémne dosahuje hrúbku až 1 m. Horizont miestami podmieňuje napätú hladinu spodnej vody.

V nadloží pochovanej holocénnej pôdy sú rozšírené litologicky pestrejšie, väčšinou hlinité, prachovité a ílovité (menej piesčité), obyčajne humózne sedimenty nivnej fácie. Vyznačujú sa najväčším plošným rozšírením a dominujú už aj v povrchovej stavbe nív menších tokov. Sú zväčša slabo vrstvomité, občas s náznakmi horizontálneho zvrstvenia odrážajúceho dynamiku povodňových vln. Ich hrúbka sa pohybuje v rozmedzí 0,5 – 1,5 (2) m. Miestami obsahujú vložky organických slatinných sedimentov. Obsah humusu sa pohybuje v intervaloch od 0,1 do 1 %. Sfarbenie sedimentov vrchného horizontu je najčastejšie sivé, tmavosivé a hnedosivé.

Celková hrúbka nivných sedimentov sa na Váhu pohybuje od 1,5 do 3 m, maximálne je 4 – 5 m. Na fluviálnych sedimentoch nív sú z väčšej časti sformované recentné pôdy.

Nivné sedimenty horských potokov buduje prevažne málo vytriedený, chaoticky uložený hlinito-štrkovitý materiál. Ak sa vyskytuje horizont povrchových nivných pôd, tak je často prerušený šošovkami pieskov s obsahom drobných ($\varnothing$ 0, 5 cm) štrčiek a úlomkov. Hrúbka nivných hĺn klesá na 0, 5 m a smerom ďalej do pohoria sú hliny nahradené piesčitými hlinami s kamenitým detritom v celom profile.

Obdobná situácia je aj v prípade ďalších menších potokov prameniach priamo v Nitrianskej pahorkatine (jv. časť regiónu). Nivné sedimenty sú tu vyvinuté najčastejšie v podobe piesčitých hĺn s drobnými štrčkami a úlomkami. Občas sa vyskytujú len hlinité, prípadne len piesčité polohy. Spodný glejový redukčný horizont je tu pomerne hrubý (0, 5 – 1 m). Hlinito-piesčitá nivná akumulácia tu dosahuje hrúbku až 4 m.

4, 4a nívne jemnopiesčité hliny až jemnozrnné piesky povodňovej fácie; a) detto (vrchný holocén)

Tieto sedimenty tvoria zvlášť vyčlenenú litofaciálnu zložku nivnej fácie riečnych sedimentov Váhu. 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). Podľa zrnitostného zloženia sú povodňové piesky nivnej fácie jemnozrnné až prachovité, 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.

3, 3a 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, ako aj v častiach s umelo odstráneným povrchom nivných hĺn a jemnopiesčitých hĺn povodňovej fácie. Vplyvom laterál-

ne sa premiestňujúceho toku pri jeho súčasnom miernom zahlbovaní boli štrky dnovej akumulácie preplavené a následne uložené. Resedimentovaný materiál pochádza z vrchného štrkového horizontu dnovej akumulácie Váhu, pričom dnešný stav povrchu dnovej akumulácie oproti pôvodnému predstavuje erozívne zníženie asi o 4 m. Hrúbka štrkov sa pohybuje v rozmedzí od 0 do 3 m.

Resedimentované štrky ležia na dnových štrkoch a majú totožné petrografické zloženie. Najhojnejšie sú zastúpené spodnotriasové kremence, kremité pieskovce a žilné kremene. Nasledujú granity, granodiority a metamorfity (ruly a svory), hojné sú aj žilné kalcity, rohovce, 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 časté striedanie polôh jemných vápnitých pieskov a štrkov, v porovnaní so štrkami dnovej akumulácie nevýrazne vytriedených.

2, 2a fluvialne až fluvialno-organické sedimenty: kalové a hnílokalové humózne piesčité hliny v reliktoch mŕtvych ramien; a) detto (vrchný holocén)

Na základe zobrazenia tohto územia na mapách pochádzajúcich od Mikoviňo (1738) bol povrch riečnej nivy Váhu v minulosti spestrený hustou sieťou mŕtvych ramien. Ich vývoj úzko súvisel so zmenou toku spôsobenou jeho 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. Podľa Vaškovského a Vaškovskej (1977) sa na zmapovanom území zachovali najmä akumulčné ramená a pochované mŕtve ramená. Sú situované na prechode vyššej nivy do nižšej (5a, 5).

Ide o mladé mŕtve ramená vyplnené prachovito- až piesčito-ílovitými, slabo humóznymi hlinami v hrúbke 1 – 2 m. V týchto sedimentoch prevláda pôvodná zložka ílov, hlin s prímесou polorozloženej organickej hmoty, občas prechádzajúcej až do slatinnej rašeliny. V spodných polohách sú sedimenty aj oglejené.

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

Na mape regiónu sú z technických a principiálnych dôvodov 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 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 a priehradné násypy (Piešťany-Sĺňava).

Plošne najrozsiahlejšie a morfológicky najvýraznejšie antropogénne sedimenty sa nachádzajú na východnom úpätí pohoria sv. od Zlatník v doline Liviny a jej ľavostranných prítokov, ako aj v susednej doline Chotiny v okolí osady Kulháň. Ide o mnohopočetné, plošne rozsiahle haldy starých ryžovnísk zlata. Haldy pozostávajú z pieskov, štrkov a úlomkov hornín kryštalinika a paleozoika.

Ďalší piesčito-kamenitý a kamenitý materiál násypov a hald sa zistil najmä v opustených lomoch v Kočovciach-Skalke, Hrádku, Ratnovciach, Svrbiciach a na východnom okraji pohoria v okolí Radošiny. Mnohopočetné maloplošné ťažobné haldy sú aj jv. od Kálnice v Prostrednej doline.

Najrozsiahlejšie navážky a haldy tvorené dolomitovou drvinou sú zaznamenané v aktívnych lomoch na východnom okraji pohoria pri obci Závada a na západnom okraji v aktívnom lome v Hubine. V dôsledku intenzívnej ťažby a exploatacie dolomitu sa pozícia, plošný rozsah aj tvar týchto hald rýchlo menia, preto ich súčasný stav uloženia znázornený na mape nemusí byť odrazom stavu v nasledujúcich obdobiach.

Rozsiahle navážky a haldy tvorené piesčitými štrkami, štrkami a pieskami sa zaznamenali na miestach ťažby štrkov v nive Váhu (Nové Mesto nad Váhom-Zelená voda, Horná Streda, Jalšové, Madunice, Hlohovec).

Hlinito-kamenitý až hlinitý materiál je súčasťou násypu vybudovaného pri stavbe valu vodnej hrádze v doline Striebornice východne od Moravian nad Váhom.

Menšie vybudované a oplotené skládky domového odpadu sú v Novej Vsi nad Váhom pri vyústení Novianskej doliny do doliny Váhu, v Jalšovom a v Radošine.

Ekologickým problémom sú drobné neorganizované (divoké) skládky domového odpadu, zaznamenané v mnohých hlbších výmoľoch a úvozoch vrátane umelých priehlbín, v dnách suchých dolín a jarkov, v opustených lomoch (Ratnovce), na okrajoch poľných ciest aj vedľajších ciest nižších tried v pohorí a na iných miestach v intravilánoch obcí. Tieto skládky predstavujú čoraz výraznejšiu ekologickú záťaž.

GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA

Považský Inovec predstavuje typickú miocénnu megaantiklinálnu hrast' vzniknutú pred 18 – 13 mil. r. (Danišík et al., 2004), predĺženú v smere SSV – JJZ. Západnú stranu hrasti obmedzuje zlom trnavského (Adam a Dlabač, 1959), resp. považského zlomového systému²¹ smeru SSV – JJZ s úklonom na ZSZ. Východnú stranu hrasti obmedzuje zlom majcichovského zlomového systému (Adam a Dlabač, 1961; Buday in Buday et al., 1967). Na severe, resp. severovýchode je kryštalinikum Považského Inovca ut'até jastrabským zlomom a je oddelené od mezozoických horninových sekvencií Strážovských vrchov.

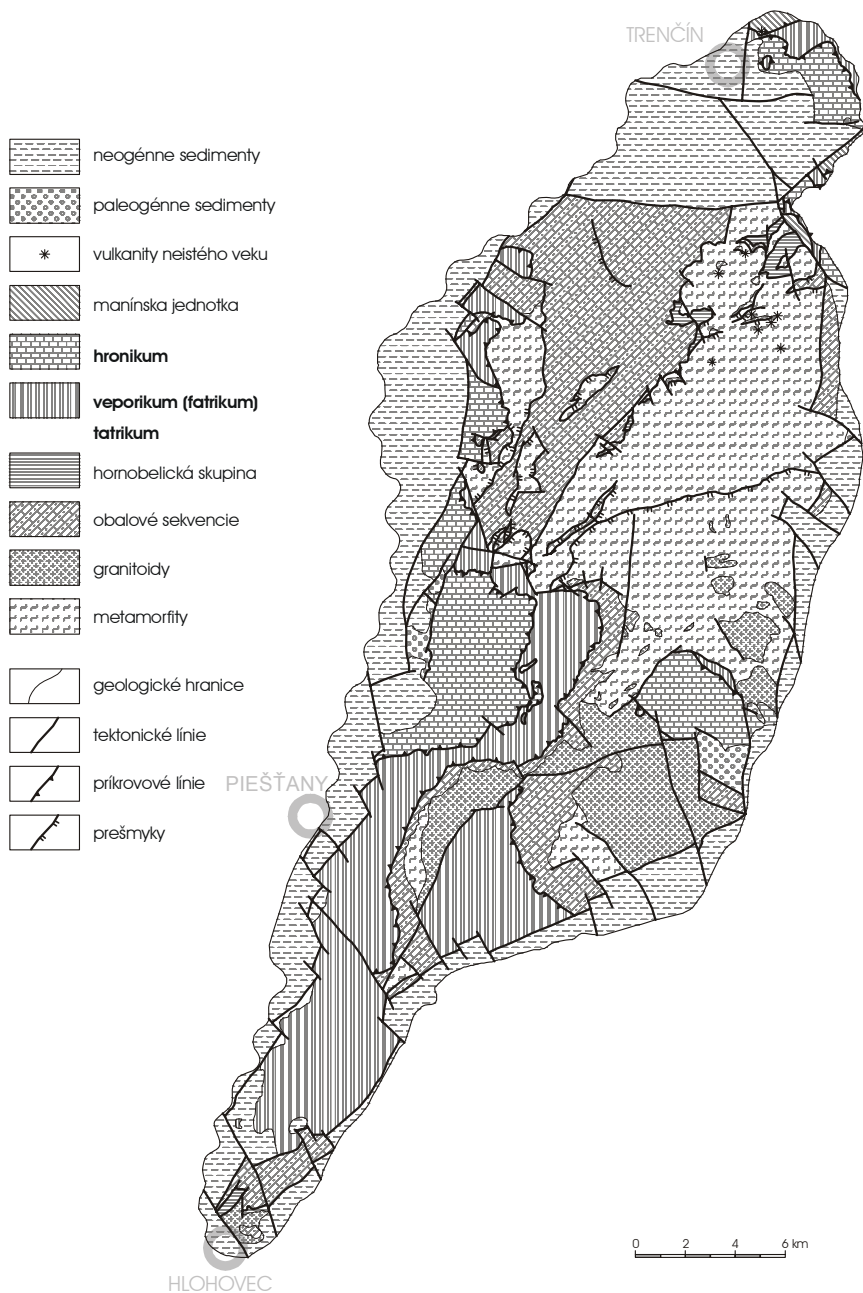
Na geologickej stavbe Považského Inovca sa podieľajú paleoalpínske, sčasti až mezoalpínske tektonické jednotky: tatrikum (infratatrikum), veporikum (fatrikum), hronikum a v nepatrnom rozsahu aj manínska jednotka (obr. 37). Sformovali sa počas viacerých tektonických procesov. Za najdôležitejšiu fázu sa všeobecne pokladala predsenónska, mediteránna fáza, počas ktorej sa sformovali základné makroštruktúry (Andrusov, 1968; Andrusov, et al., 1973). Na základe novších poznatkov (Cúľová, 1964; Cúľová a Andrusov, 1964; Kullmanová, 1978; Gašpariková, 1980; Kullmanová a Gašpariková, 1982; Kysela, 1983; Havrila in Havrila a Vaškovský, 1983; Kysela in Remšík et al., 1983; Bujnovský et al., 1992; Boorová a Potfaj, 1996; Putiš et al., 2005, 2006) treba predpokladať, že vrásnenie v externých častiach centrálnych Západných Karpát prebiehalo aj po mediteránnej fáze. Na zvrásnenom predterciérnom podloží vystupujú útvary popríkrovovej stavby, t. j. sedimenty paleogénu a neogénu, ako aj sedimenty kvarτέρu.

TATRIKUM/INFRATATRIKUM

Kryštalinikum (*J. Ivanička, J. Hók a M. Kohút*)

Tatrikum ako najspodnejšiu paleoalpínsku tektonickú jednotku vnútorných Západných Karpát (v zmysle Andrusova et al., 1973) buduje v Považskom Inovci kryštálický fundament (*basement*) zložený z metamorfovaných para-(sedimentárnych) a vulkanických hornín, ako aj granitoidných hornín. Podľa viacerých autorov (c. f. napr. Putiš, 1980; Maheľ, 1986; Leško et al., 1988; Plašienka

²¹ Zlomy tohto smeru prvýkrát znázornil Hynie (1927), sčasti kartograficky, najmä však v geologickom reze; okrajový zlom pohoria obšírne okomentoval a v reze znázornil aj Maheľ (1950, 1951, 1967, 1969); kompletne zlomové obmedzenie západnej strany pohoria sa objavuje na mape Maheľa et al. (1960, 1963); graficky znázornené sú na schematickej geologicko-tektonickej mape Podunajskej panvy, ktorú zostavil Buday (in Buday et al., 1967).



Obr. 37. Tektonická schéma vyčlenených jednotiek Považského Inovca.

a Marko, 1993) hrádocká línia reprezentuje plochu severovergentného alpínskeho (resp. alpínsky rejuvenizovaného) násunu bojníanskeho bloku na selecký blok. Ak akceptujeme príslušnosť bojníanskeho bloku k tektonickej jednotke tatrika, potom selecký blok sa nachádza v tektonickej pozícii pod bojníanskym blokom. Leško et al. (1988) chápu selecký blok ako karpatské penninikum. V rámci seleckého bloku (severný blok sensu Leško et al., l. c.) vyčlenili humienseckú jednotku (najmä sedimenty strednej a vrchnej kriedy), inoveckú jednotku (najmä kryštalinikum a sedimenty mladšieho paleozoika) a seleckú jednotku (sedimenty mezozoika). Tektonické vzťahy medzi jednotlivými jednotkami nie sú explicitne vyjadrené. Situáciu komplikuje aj následné zaradenie humienseckej jednotky do sedimentačného priestoru bradlového pásma ako dynamometamorfného ekvivalentu klapskej vrchnokriedovej sedimentácie, ktorá by mala ležať na podklade vyšších jednotiek (inoveckej jednotky a seleckej jednotky) karpatského penninika (Leško et al., l. c.). Putiš (1992) označil kryštalinikum seleckého bloku ako infratatrikum. Tým chcel pravdepodobne vyjadriť jeho pozíciu pod tatrikom bojníanskeho bloku a v nadloží komplexu hornín vrchnej kriedy, ktoré označil ako periváhiikum, no bez detailnejšieho definovania pojmov a argumentácie. Putiš et al. (2006) definujú infratatrikum Považského Inovca ako spodnú (infra-) štruktúrnú jednotku tatrika centrálnych Západných Karpát pochádzajúcu z jeho vonkajšieho, severného okraja. Infratatrikum je zväčša prekryté vyšším štruktúrnym komplexom tatrika, ktorý sa začína v Považskom Inovci až na hrádocko-zlatníckej „línií“ v strednej časti pohoria. Je to násunová plocha tatrického príkrovu Panskej javoriny cez infratatrický inovecký príkrov. V tomto chápaní infratatrikum Považského Inovca je alpínsky metamorfo-deformačne reaktivovaný svorový komplex so sedimentárnym obalom (inovecký príkrov) nasunutý na jursko-kriedové sedimenty vrátane vrchnokriedového flyšu (Kullmanová a Gašpariková, 1982). Pod nimi sa v hĺbke 6 – 8 km predpokladajú subdukované fragmenty oceánskej kôry penninika – váhika (Mahel', 1981 – in Putiš et al., 2006), spolu s infratatrikom a vyššími štruktúrnymi komplexmi tatrika a veporika včlenené do akrečného klina centrálnych Západných Karpát. Plašienka et al. (1994) chápu kryštalinikum seleckého bloku ako tatrikum (inovecká jednotka), pričom zdôrazňujú jeho alochtónnu pozíciu na sedimentoch vrchnej kriedy (belická sukcesia). Tú považujú za váhikum, t. j. ekvivalent južného penninika Východných Álp. Plašienka (1995) považuje inoveckú jednotku za príkrov (inovecký príkrov) tatrického fundamentu, ktorý nesie svoj vlastný mladopaleozoický (hôrčanská a kálnická skupina) a rudimentárne zachovaný mezozoický obal (humiensecká sukcesia). V oboch prípadoch (Plašienka et al., 1994; Plašienka, 1995) autori zdôrazňujú, že ide o severný, externý okraj tatrika. Takéto paleotektonické zaradenie časti seleckého bloku (inovecký príkrov) vyústilo do definovania superjednotky tatrika (Plašienka, 1999), ktoré však autor považuje za hierarchickú súčasť tatrika. Ako sme už spomenuli, obalová sekvencia inoveckého príkrovu bola označená ako humiensecká sukcesia s náplňou – „súbory mladšieho paleozoika a strednotriasové karbonáty v dvoch drobných šupinách“ (c. f.

Plašienka a Marko, 1993). Neskôr Plašienka et al. (1994) zaradili do humieneckej sukcesie aj bloky/olistolity jurských krinoidových vápencov a olistolitov spodnokriedového veku s litoklastami kryštalinika. Stratigrafický rozsah humieneckej sukcesie sa takto rozšíril na staršie paleozoikum až spodnú kriedu. Nové poznatky o látkovom zložení belickej sukcesie ukázali, že jej vek sa obmedzuje len na obdobie vrchnej kriedy. Rádiolarity vrchnojurského veku (lazianske súvrstvie sensu Plašienka et al., 1994), podobne ako horniny kryštalinika až vrchnej kriedy, sú len blokmi, resp. olistolitmi v sedimentoch vrchnej kriedy (hornobelická skupina sensu Rakús in Ivanička et al., 2005). Látkové zloženie hornobelickej skupiny poukazuje na proximitu zdroja olistolitov. Preto môžeme uvažovať o hypotetickom zdroji olistolitov, ktorým môžu byť sedimenty erodovaného obalu kryštalinika. Pre tento hypotetický zdroj navrhujeme ponechať pomenovanie humieneckej sukcesia (Plašienka et al., 1994) s tým, že stratigrafický rozsah humieneckej sukcesie je spodný trias až vrchná krieda.

Inovecké kryštalinikum seleckého bloku predstavuje najspodnejší štruktúrny komplex geologickej stavby Považského Inovca (sensu Putiš, 1992; Putiš et al., 2006). V prevažnej miere ho tvoria svory až neskorohercýnsky (305 – 317 mil. r.; Král' et al., 2006) diaforetické svorové pararuly s polohami svetlých živcových rúl a sporadických amfibolitov. V centrálnej časti v jadre vejárovitej antiklinálnej štruktúry vystupuje komplex hrubozrnných až okatých svetlých živcových ortorúl. Jeho vzťahy k okoliu sú výlučne tektonické a hranice s okolím strmé až subvertikálne. Prvé, orientačné datovanie monazitov z ortorúl potvrdilo ich predpokladaný predvrchnokarbónsky vek (priemerný vek asi 320 – 360 mil. r., ale aj vzorky s vekom okolo 540 mil. r.). Vzhľadom na malé rozmery monazitov, ich koróziu a excés Th je datovanie v širokom diapazóne vekov zaťažené pomerne veľkou chybou. V západnej časti blízko okraja pohoria v podobe tenkej tektonickej šupiny nachádzame opäť svorové litologické zloženie a albitizované chloriticko-(biotiticko)-muskovitické svory – očkáté „albitické“ ruly s malými polohami diaforetických amfibolitov. Sú uložené v podobe tenkej tektonickej šupiny s malým sklonom na podložných mezozoických a permských obalových sedimentoch.

Kohút (in Ivanička et al., 2006) odlišuje v bojníanskom bloku Považského Inovca „spodnú“ a „vrchnú“ stavbu kryštalinika (na geologickej mape sú oddelené tektonickou líniou). Styk kryštalických komplexov spodnej a vrchnej stavby je v svojom základe normálny, stratigrafický, ale už v dôsledku ranokolíznych procesov je na mnohých miestach tektonizovaný. V oblasti južne od hrádocko-zlatníckej línie styk nižšie metamorfovaného vulkanicko-sedimentárneho komplexu Prieľačiny (vrchnej stavby) s vyššie metamorfovaným rulovo-amfibolitovým (migmatitovým) komplexom Panskej javoriny (spodnej stavby) tvorí výrazný ssv.-jjz. zlom, ktorý prechádza sedlom medzi Prieľačinou a Panskou javorinou na severe a sedlom Pod skalinami na juhu. Základ tohto výrazného subvertikálneho dislokačného fenoménu je pravdepodobne v perme pri prvej exhumácii kryštalického fundamentu Považského Inovca. Jeho mladšie alpské zmladenie je však evidentné, keďže južne od sedla Pod skalinami sa tento zlom

napája na zlomovú štruktúru s obdobným smerom a sklonom v rámci obalovej sekvencie tatrika. Podľa Kohúta (l. c.) spodnú stavbu kryštalinika reprezentuje relatívne vyššie metamorfovaný ($T \geq 550\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P \geq 350\text{ MPa}$) rulovo-amfibolický horninový komplex, do ktorého intrudovali dve generácie hercýnskych granitoidov. Predpokladá, že vek spodného metamorfného komplexu je starší ako vrchný silúr. Vrchnú stavbu kryštalinika tvorí mladší, devónsky vulkanicko-sedimentárny metamorfný komplex, ktorý je nižšie metamorfovaný ($T \leq 500\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P \leq 300\text{ MPa}$) a bez intruzívnych kontaktov s hercýnskymi granitoidmi. V rámci nového mapovania Kohút vyčlenil vulkanicko-sedimentárny komplex Hlavinky v južnej časti pohoria (Kohút et al., 2005) a analogický komplex Prieľačiny v centrálnej časti Považského Inovca. Flyšový charakter sedimentácie, ako aj prítomnosť bážických vulkanitov a zriedkavý typ Fe-mineralizácie (*Lahn-Dill*) poukazujú na devónsky pôvod tohto horninového komplexu.

M. Kováčik a J. Ivanička sa na základe geologického mapovania domnievajú, že v oblasti Panskej Javoriny ide o jeden horninový komplex, ktorého západná časť je intenzívnejšie diaforetická ako východná časť. Podľa nich nie je vyššie uvedený spôsob členenia kryštalinika bojníanskeho bloku hodnoverne doložený.

Za najstaršiu horninu regiónu sa považujú biotitické pararuly a polohy amfibolitov tvoriace metamorfný plášť hercýnskych granitoidov, ktoré do nich intrudovali. Vek biotitických rúl na území Považského Inovca sa zatiaľ uspokojivo exaktne nepreukázal; vo všeobecnosti sa udáva ako spodnopaleozoický (Zoubek, 1936; Andrusov, 1968), respektíve vrchnoproterozoicko-spodnopaleozoický (Máška a Zoubek, 1961; Kamenický, 1968; Kamenický a Kamenický, 1983). Palynologické stanovenia spór, tracheí a rastlinného detritu Čornej (in Čorná a Kamenický, 1976) z grafitických polôh v rámci biotitických rúl zo vzoriek z doliny Duchonka však preukázali silúrsko-devónsky vek sedimentácie zdrojových hornín. Na základe geochemického štúdia však môžeme povedať, že protolitom týchto rulových hornín boli najmä nezrelé, psamitické (arenitické) horniny drobovitého charakteru s príspevom vyzretejších, hydrolyzátoých ilovitých hornín a polôh piesčito-arkózovitých a bituminóznych hornín. Z geotektonického hľadiska zdrojom týchto, pôvodne klastogénnych, viac či menej chemogénnych sedimentov bol recyklovaný staropaleozoický kontinentálny magmatický ensialický oblúk na okraji zaoblúkovej panvy (*back-arc basin*). Datovanie monazitu s použitím elektrónového mikroanalýzátora CAMECA SX-100 z týchto rulových hornín preukázalo, že vek poslednej metamorfnej (periplutonickej) udalosti je spätý s umiestnením mladších, mezohercýnskych synkolíznych granitoidov pred 352 ± 10 mil. r. (Kohút et al., 2005). Vek tejto periplutonickej metamorfózy je nižší ako vek 370 ± 19 mil. r. „starších“ granitoidov typu S, strižne deformovaných na dnešné ortoruly (Finger in Petrik, 2001). Vek „mladších“ granitických hornín Považského Inovca je nepochybne mezohercýnsky. Poukázali na to už prvé K/Ar analýzy vychladnutia biotitu z granodioritu Hradnej doliny, ktoré preukázali vek 320 mil. r. (Kantor, 1961). Potvrdili to aj recentné CHIME datovania

monazitov s použitím EMP (vek 364 ± 17 mil. r., resp. 323 ± 22 mil. r.; Finger et al., 2003). Je to v zhode s vekom periplutonickej metamorfózy okolitých rulových hornín. Na základe petrografického a geochemického charakteru je evidentné, že mladšie, mezohercýnske granity Považského Inovca sú analogické so synkolíznymi granitoidmi generovanými pri kolíznych procesoch na zhrubnutej kôre. Zosumarizovaním predložených faktov vychádza, že mladá, kadomská kontinentálna kôra na severnom okraji Gondwany sa počas kambria až ordoviku fragmentovala za vzniku menších oceánskych zaoblúkových bazénov (*back-arc basin*). Tie boli následne v silure pohltené subdukciami a amalgamované. Predpokladáme, že v devóne sa vytvorili menšie okrajové bazény ako „vnútrooblúkové rifty“ so sedimentáciou psefiticko-pelitických sedimentov a s výlevmi bázeickej magmy za vzniku „vulkanicko-sedimentárneho komplexu Hlavinky“. Tieto okrajové – oblúkové – bazény nedosiahli rozmer oceánov, ale iba „embryonálnu“ formu. Hneď vo vrchnom devóne ich pohltili prvé kolízne procesy, pričom horniny vulkanicko-sedimentárneho komplexu boli metamorfované.

V ďalšom období vrchného devónu až spodného karbónu kolízne procesy viedli k zhrubnutiu kontinentálnej kôry. Tvorili sa kôrové príkrovy spojené s intrúziami „starších“, ranokolíznych, najmä peraluminóznych granitov. Z granitoidov sem patria granity typu S, dnes ortoruly (Petrík a Kohút, 1997; Poller et al., 2000), najmä však normálne synkolízne granity typu S. V Považskom Inovci sem môžeme zaradiť vznik ortorúl v oblasti doliny Železnice a Hrádockej doliny (asi 370 mil. r.), ostatnú metamorfózu „vulkanicko-sedimentárneho komplexu Hlavinky“ (asi 352 mil. r.), ako aj intrúzie bežných muskoviticko-biotitických granodioritov až granitov (asi 340 mil. r.).

Kryštalinikum v Považskom Inovci sa formovalo najmä v hercýnskom orogéne v procese predintruzívnej, resp. synintruzívnej tektoniky. Poukazuje na to jednotný štruktúrny plán metamorfnej foliácie nielen v rulových horninách metamorfného obalu a komplexu Hlavinky, ale aj v zachovaných xenolitoch rúl v granitických horninách s generálnym smerom SV – JZ a s úklonmi tak na Z (SZ), ako aj na J (JV). Zriedkavé mezoskopické vrásky v rulových horninách majú osi v smere SV – JZ, prípadne S – J. Väčšina vrás má charakter „zalomených vrás“, respektíve šikmých až ležatých vrás s náznakom kompresie v smere SZ – JV a dominantným násunom na JV. Komplex Prieľačiny sa vyznačuje subhorizontálnym úklonom foliačných plôch generálne na JV, no jeho subhorizontálne uloženie pôsobí kolmatujúco na strmé foliácie v z.-sz. časti zmapovaného územia. Indikuje jeho mladší (kriedový?) násun generálne z východu (JV) na západ (SZ).

Obdobie vrchného karbónu až permu je späté s kolapsom orogénu po kolíznom zhrubnutí kôry v dôsledku litosférickej delaminácie, resp. oddelenia litosférického koreňa (*slab breakoff*). Plášťové hmoty „vystúpili“ a tým nastalo preteplenie stenčenej kôry. V období permu sa kompresná tektonika zmenila na transpresnú až extenznú. Formovali sa poklesové zlomy a okrajové bazény hercýnskej molasy. V dôsledku tektoniky „*Basin and Range*“ pokračovalo „odstre-

šenie“ fundamentu, kde skončil materiál erodovaný z nadložia, ako aj vrchných častí samotných granitových masívov. Na základe toho bolo kryštalinikum Považského Inovca vyzdvihnuté – exhumované – z hĺbky 10 – 12 km až na zemský povrch. Keďže bazálne sedimenty lúžňanského súvrstvia inoveckej sukcesie sedimentovali na rôznych úrovniach obnaženého kryštalinika – rulách a granitoidoch spodnej stavby, ale aj fylitoch, metadrobách a metakvarcitoch vrchnej stavby, reliéf kontinentálneho okraja na rozhraní permu a triasu musel byť členitý.

Mladšie paleozoikum (*M. Olšovský*)

Stavba mladšieho paleozoika na zmapovanom území je pomerne komplikovaná, s charakteristikami šupinovej imbrikovanej stavby. Orientácia jednotlivých šupín má generálny smer SSV – JJZ. Úklony samotných šupín mladšieho paleozoika sú pomerne strmé (bežne 60 – 70°) až vertikálne. To mnohokrát sťažuje určenie pozície vo vzťahu k nadložíu a podložíu. Pomerne časté sú mylonitové zóny priamo v mladopaleozoických sedimentoch. Na mladšom paleozoiku často spočívajú šupiny kryštalinika; sú fragmentované a ležia na všetkých vyčlenených súvrstviach: novianskom, kálnickom, seleckom, krivosúdskom a tiež na spodnotriasovom lúžňanskom súvrství. Útržkovite sú zachované vrstevné sledy, ktoré poskytujú obraz o stratigrafii mladšieho paleozoika. Jedným z takýchto sledov je oblasť v. od Kálnice. Môžeme tam registrovať sled spodný trias – vrchný perm – spodný perm s úklonom 30 – 50° na ZSZ. Sedimenty karbónu sú v ostrom zlomovom kontakte, ktorý môžeme označiť ako subautochtónny. Podobný stratigrafický sled zachovaný v závere Kočovskej doliny je pokračovaním predchádzajúceho sledu: spodný trias – vrchný perm – spodný perm. Je tu vyvinuté spodnopermské kálnické súvrstvie s vrchnopermským krivosúdskeým súvrstvím a spodnotriasovým lúžňanským súvrstvím. Táto sekvencia je pomerne strmo uklonená, 60 – 80°, a je tektonicky prekrytá šupinou diaforetického kryštalinika. Javí sa ako tektonické okno. Toto kryštalinikum má silnú prevahu diaforetických amfibolitov s charakteristickými retrográdnymi albitmi – „albitické ruly“. Ďalšia šupina kryštalinika obsahuje rovnaké litologické variety, má však zrejmú prevahu K-živcových ortorúl. Jej časti sa nachádzajú s. a sz. od k. Babia hora (519), v oblasti Hraničného vrchu (474 m n. m.) a Novianskej doliny je plošne najviac rozšírená a jej južné pokračovanie (lokalita Holubací vrch) do Hôrčanskej doliny sa obmedzuje na niekoľko drobných trosiek na jej pravej strane. Pokračuje v podobe fragmentovanej poprehýbanej šupiny, generálne uklonenej na JZ (okolie k. 462 Holubací vrch). Kontakt s hlavnou masou kryštalinika reprezentovanou najmä svormi a rulami možno hodnotiť ako pomerne strmý násun na horniny vrchného permu až spodného triasu. Obdobný tektonický trend je zachovaný na pravej strane Hrádockej doliny (Horniakova kopanica, Trnové) a na ľavej strane Hôrčanskej doliny (Maliništie, Hôrčanský potok) a jej záveru (Stanova dolina). Ide o pomerne úzky pás permských sedimentov a ?permských bázických tufov, ktoré predstavujú kontaktnú zónu medzi dvoma šupinami kryš-

talínika. Ich pravdepodobný ekvivalent je v oblasti s. od Inovca (Jarabský vrch-okolie).

Vrtné práce situované najmä v oblasti Prostrednej doliny dovoľujú ozrejmiť niektoré z množstva tektonických komplikácií, ktoré sa na povrchu prejavujú len v podobe úlomkov rauvakov a lístkovitých mylonitov (Prostredná a Krajná dolina). Jeden z najzaujímavejších tektonických problémov je pozícia karbonátov obalového mezozoika v Prostrednej doline. V jej hornej časti (manufaktúra na výrobu dreveného uhlia) na ploche zhruba 1,5 x 0,5 km vystupuje na povrch kryha dynamometamorfovaných laminovaných až mramorizovaných karbonátov. Na základe analógie s rozsiahlejšími výstupmi v severnejších častiach pohoria zobrazených na listoch 1 : 25 000 Beckov a Trenčianska Turná ich zaraďujeme do seleckej sekvencie (gutensteinské vápence). Karbonáty v Prostrednej doline sa evidentne ukladajú smerom na JV pod kryštalinikum (aj pod tektonickú šupinu vrchnej kriedy), na druhej strane doliny zase upadajú aj pod permské selecké súvrstvie. Pozícia pod permom sa potvrdila aj vrtn č. 884 uránového prieskumu, ktorý karbonáty zastihol v hlbkovom intervale –500 až –650 m a v karbonátoch sa aj skončil. Ďalším markerom karbonátov v podloží permu sú povrchové až pripovrchové výstupy rauvakov východne od prieskumných štôlní č. 60 a 61. Rauvaky interpretujeme ako výstupy okrajových častí karbonátovej polohy späť k povrchu. Najvážnejším argumentom existencie polohy karbonátov pod permom je podzemné krasové odvodňovanie infiltračnej oblasti v Prostrednej doline smerom popod hrebeň budovaný permom do vyvieráčiek v Seleckej doline nad obcou Selec. Potvrdili to aj izotopové markery (Scherer, ústna informácia). Vzdialenosť od infiltrácie vôd do podzemnej štruktúry a ich opätovné vývery na povrch dosahujú asi 3 km. Strednotriasové karbonáty tak pod povrchom majú niekoľkokrát väčšiu plochu ako vo svojich odkryvoch.

Paleoalpínska až mezoalpínska etapa (*M. Havrila*)

Po falckej fáze, po hlbkej peneplenizácii terénu Považského Inovca prebehla v priestore tatrika počas spodného triasu transgresia. Kontinentálne sedimenty spodného triasu sa s uhlovou diskordanciou uložili na rôzne členy kryštalinika, v bojnianskom bloku na granitoidné a rulovité horniny v spodnej stavbe, ako aj fylitické a drobovo-rulové a metapieskovcové horniny vo vrchnej stavbe – komplex Hlavinky a Prieľačiny. V seleckom bloku sa uložili na mladopaleozoické sedimenty permu. Následná karbonátová morská sedimentácia prebiehajúca počas stredného až vrchného triasu na šelfovom priestore sa skončila (v dôsledku uplatnenia labínskej orogenetickej fázy) v karne. Vtedy sa vynorili rozsiahle priestory tatrika, na ktorých následne prebiehala pomerne hlboká denudácia spojená s odnosom (areál západne od kryštalinika Zlatého vrchu). V iných priestoroch (kryha Marhátu) sa zachoval viac-menej aspoň zdanlivo kompletný vrstvomý sled. V priestore tatrika Považského Inovca mala labínska fáza germanotypný charakter (Havrila in Havrila a Vaškovský, 1983). Uplatnila sa zlomová tektonika, ktorej produktom bolo vytvorenie krýh s odlišnou intenzitou výzdvihu. Aj kryhy so zdanlivo kompletným sledom boli pravdepodobne vynorené, keďže sa na nich nezistili sedimenty pochádzajúce zo susedných, viac stúpajúcich erodovaných krýh. Ústup mora pretrvával aj naďalej. V noriku v nemor-

ských podmienkach prebehla v celom priestore tatrika sedimentácia siliciklastickej fácie karpatského keuperu. Jej zdrojom bola európska platforma. Počas rétu v priestore tatrika sedimentácia pravdepodobne neprebíhala, ale ak áno, sedimenty tejto etapy boli odstránené pri vynorení spôsobenom starokimerskou fázou. Erózia spôsobená starokimerskou fázou zasiahla hlboko do podlažia – až do kryštalinika, ktoré bolo potom počas spodnej časti liasu zdrojom siliciklastík. Medzi labinskou a starokimerskou fázou sa tak v priestore tatrika Považského Inovca stále výrazne uplatňoval regresný režim (táto tendencia skôr naznačuje, že počas rétu neprebíhala sedimentácia, nanajvýš kontinentálna sedimentácia). Po starokimerskej fáze nastúpil proces zreteľného prehlbovania bazénu tejto časti tatrika. V jeho susedstve však pretrvával plytkovodnejší režim (vpády detritu ľalioviek počas celého obdobia prehlbovania). Mladokimerská fáza sa prejavila splytčením priestoru, austrijská vpádom siliciklastík porubského súvrstvia sedimentujúcich v priestore pred frontom nasúvajúcich sa príkrovov. Následný proces vývoja sedimentačného priestoru a proces štrukturalizácie tatrika možno sledovať aj v širšej oblasti Považského Inovca.

Na základe veku najmladšieho člena výplne bazénu sa v posledných desaťročiach v širšom regionálnom rozmere všeobecne uplatňoval názor o skončení vývoja bazénu tatrika prekrytím krížňanským príkrovom počas albu až cenomanu, prípadne až počas turónu. Túto tendenciu možno sledovať od južného (vnútorného) obmedzenia tatrika (resp. už od veporika) smerom na sever po líniu Tatry – severná časť Veľkej Fatry (lokalita Balcová), na ktorej sa preukázali sedimenty stredného turónu (Cúl'ová, 1964; Cúl'ová a Andrusov, 1964; Boorová a Potfaj, 1996). Táto horná stratigrafická hranica porubského súvrstvia na väčšine plochy jeho výskytu sa však doteraz nepotvrdila. Paleogeografia tatrika, resp. tektonický vývoj počas tohto obdobia nie sú prepracované. Preto nie je zreteľné, či tieto rozsiahle plochy vzhľadom na uvedený stratigrafický rozsah (napr. v Strážovskej hornatine, Považskom Inovci, Malých Karpatoch) sú južnejším (vnútornejším) tatrikom (južnejším od spomenutej línie), alebo sú severnejším (externejším) tatrikom a naznačujú možnosti vnútornej štrukturalizácie tatrika pred stredným turónom. Z priestoru tatrika, resp. infratatrika sú však známe aj sedimenty vrchnej kriedy (kampánu), väčšinou *zacviknuté* v kryštaliniku tatrika (severná aj južná časť Považského Inovca). Naznačujú aj mladší vek procesu štrukturalizácie (sprevádzanej vynáraním tatrika so súčasnou eróziou) pravdepodobne severnejšieho tatrika, resp. infratatrika (v súčasnosti nejestvuje jasná definícia, na základe ktorej sa možno rozhodnúť, či dané územie priradíme k tatriku či k infratatriku). Vynáranie tatrika po albe predpokladal už Maheľ (1948, 1950, 1951). Usudzoval tak na základe nedostatku cenomanu aj celej vrchnej kriedy v tatriku.

Zvyšky inoveckej sukcesie tatrika ležia na celom území v normálnej pozícii. Majú monoklinálnu stavbu (prezentuje ju aj Maheľ, 1986) s úklonom na S až JZ, prevažne však na SZ. Sklon vrstiev je mierny až stredný (15 – 50°), pri kontakte s kryštalinikom (kryha Marhátu) strmý (55 až 85°). Vzhľadom na široký rozptyl sklonov vrstiev predpokladáme mierne vnútorné prevrášnenie monoklinálnej

dosky. Vrstvový sled v pruhu Zlatý vrch – Šalgovce, na rozdiel od kryhy Marhátu, je neúplný (v extrémnom prípade ho tvoria len sedimenty spodného triasu). Neúplnosť vrstvového sledu tatrika sa vysvetľovala odieraním a vyvalcovaním presúvajúcimi sa príkrovmi (Matějka a Andrusov, 1931), erozívnou činnosťou pred presunom príkrovov (Spengler, 1937; Mahel', 1951), gravitačným sklzaním po naklonených svahoch vytvorených tektonickými procesmi (Mahel', 1950; Mahel', 1951), napríklad vytvorením vrás diapírového charakteru v kryštallických jadrách, t. j. antiklinálnym charakterom jadier (Mahel', 1948), alebo erozívnou činnosťou počas orogenetických fáz, napríklad labínskej a starokimerskej (Havřila in Havřila a Vaškovský, 1983). V súčasnosti sa o erozívnej činnosti uvažuje aj počas mladších orogenetických fáz (počas kriedy). V dôsledku mladšej zlomovej tektoniky vystupuje tatrikum v dvoch izolovaných areáloch: západne od kryštallinika masívu Zlatého vrchu a západne od kryštallinika masívu Bojnej (názvy masívov kryštallinika použil Mahel', 1986), t. j. v kryhe Marhátu. Východný areál, teda kryhu Marhátu, Mahel' (1950) charakterizoval ako synklinálnu štruktúru – synklinálu Marhátu. Táto predstava vyšla z omylu spočívajúceho v tom, že vápencovo-dolomitové masy Krahulčích vrchov patriace ku krížňanskému príkrovu Mahel' (1951) pokladal za súčasť tatrika. Jura a krieda tatrika tak boli zdanlivo uložené na stredotriasových členoch tatrika v synklinálnej štruktúre medzi kryštallickým masívom Bojnej a kryštallickým masívom Zlatého vrchu.

Štruktúrnym výskumom inoveckej jednotky sa zaoberal Madarás (in Havřila et al., 1998). Sledoval smery sklonu vrstiev, osi B mezovrás a smery sklonu puklín. Aj podľa neho sedimenty inoveckej jednotky na styku s kryštallinikom sú strmo vztýčené a smerom do nadložia sú uložené monoklinálne so sklonom na Z až JZ. Výnimku tvoria intenzívne prevrásnené karbonáty spodnej kriedy (titón) v oblasti Jeleních jám s osami vrás v smere SZ – JV. V sedimentárnom slede tatrika konštatuje slabý metamorfny postih a formovanie striáci smeru SZ – JV. Usudzuje, že tieto skutočnosti poukazujú na deformáciu sedimentárneho obalu a jeho rabotáž presúvajúcimi sa príkrovmi (krížňanským a chočským). Za charakteristický znak považuje výraznú redukciu hrúbky všetkých súvrství.

Štruktúrne postavenie a palinspastická príslušnosť hornobelickej skupiny (J. Hók a †M. Rakús)

Sedimenty hornobelickej skupiny na s. a sz. svahoch Inovca vystupujú v štyroch štruktúrach. Ich povahu už v minulosti v podstate vystihol Mahel' (1967). Označil ich za „synklinály uprostred kryštallinika“, hoci dnes vieme, že nie vždy ide o synklinály a nie vždy sú uprostred kryštallinika (Hradisko). Z ich rozloženia, ako aj ich geologickej pozície možno dedukovať, že pôvodne to boli vrásy – synformy, ktoré sa neskoršou transformáciou modifikovali na tektonické šupiny, niekedy s pretrhnutým stredným ramenom a neúplným vrstvovým sledom.

Vrásovo-šupinovú stavbu v princípe akceptujú aj Plašienka et al. (1994), ale s tým rozdielom, že vrchnú kriedu hornobelickej skupiny hlboko a relatívne plocho podsúvajú pod inovecký svorový masív. Ich styk považujú za výsostne tektonický. Ako to vyplýva z ďalšieho výskumu, výsledky geologického mapovania poukazujú skôr na bezprostredný vzťah inoveckého kryštalinika s belickou skupinou. Oba tieto celky boli posenónsky zvrásnené na sústavu ležatých vrás s možnosťou redukcie ramien.

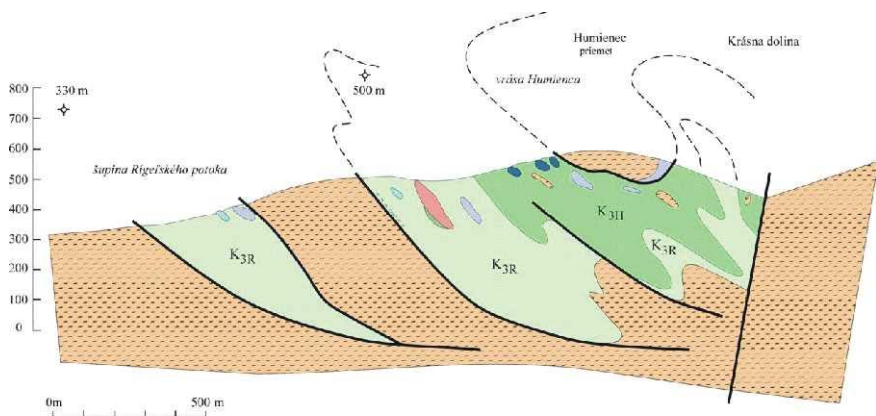
Ako najexternejšia (najspodnejšia) šupina vystupuje šupina Rígeľského potoka (obr. 38). Rozprestiera sa od oblasti Rígeľa cez Rígeľský a Turnický potok až po j. zakončenie Mníchovej Lehoty. Tam ju pravdepodobne zakončuje jastrabský zlomový systém. Jej dlhšia os je orientovaná v smere JZ – SV. Je zložená len z rázovského súvrstvia s ojedinelýmiolistolitmi gutensteinských vápencov a spodnotriasových kvarcitov. Soták et al. (1993) udávajú aj mixtitové brekcie, ktorých prítomnosť sme v oblasti Turnického potoka nemohli potvrdiť.

Rázovské súvrstvie je tu vyvinuté monotónne vo fácií tmavosivých laminovaných, viac či menej vápnitých ílovcov bez pieskovcových vložiek. Šupina je monoklinálne plocho uložená, pričom smer sklonu je 122° a sklon sa pohybuje od 30 do 52° s upadaním na JV. V jej podloží aj nadloží sú svory.

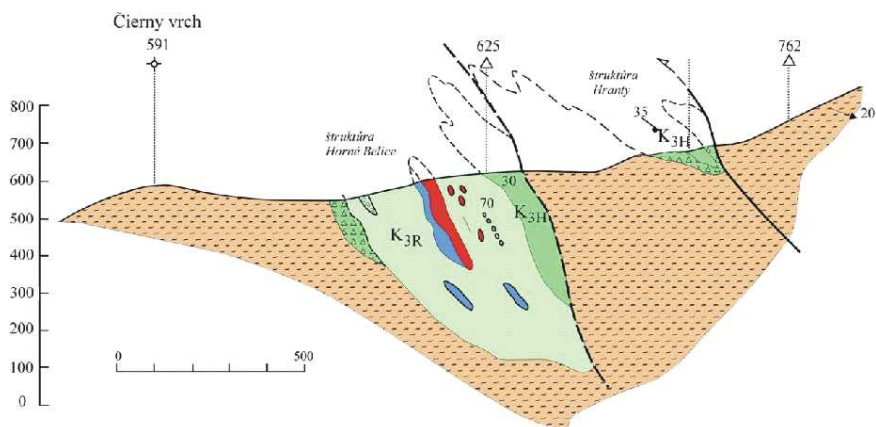
Vrása Humienca vystupuje v nadloží šupiny Rígeľského potoka (obr. 38). Na rozdiel od predchádzajúcej vrásky má komplikovanú vrásovú štruktúru. Pokiaľ ide o litologickú skladbu, je zložená z rázovského a hrantského súvrstvia. V oboch súvrstviach sú hojne zastúpené rojeolistolitov. Je pozoruhodné, že obe litofácie majú rovnaký sklon vrstiev aj rovnakú orientáciu a rovnaký je aj úklon a smer dlhších osíolistolitov – 130° na JV. Celková orientácia humieneckej vrásky je podobná ako v predchádzajúcom prípade – jz.-sv. smer s osovým ponáraním na SV. Samotná synforma je porušená mladšími zlomami sz.-jv. smeru, konformnými s jastrabským zlomovým systémom. Tento zlomový systém čiastočne obmedzuje rozsah vrásky, najmä sv. smerom. Zlom tohto smeru pretína vrásku približne z oblasti Rázovej smerom na Svinicu a Krásnu dolinu, kde predstavuje kontakt mixtitových brekcií hrantského súvrstvia so svormi.

Miniatúrna, ale veľmi zaujímavá drobná synforma – šupina tvorená rázovskými ílovcami – sa vyskytuje pri jz. zakončení humieneckej vrásky. Priamo na turistickom chodníku (červená značka) je tenká šošovka (1×5 m) sivých, silne zbridlíchnatých laminovaných ílovcov (rázovská vrstvy) so smerom $124/90^\circ$, obklopená zbridlíchnatými svormi.

Štruktúra hájovňa Belice – Horné Belice vystupuje akoby v jz. pokračovaní humieneckej štruktúry, oddelená od nej masívom Javoria (kóta 729) a Blatiny (kóta 614). Kartografické usporiadanie jej litologických členov poukazuje na zložitú vrásovú stavbu (obr. 39). Je to štruktúra, ktorej jadro tvorí rázovské súvrstvie a na krídlach má tzv. červený flyš, prípadne hrantské mixtitové brekcie. Rázovské súvrstvie obsahuje veľkorozmernúolistoplaku lazianskeho súvrstvia, ktorá je segmentovaná priečnymi sz.-jv. zlomami.



Obr. 38. Štruktúrne postavenie šupiny Rigeľského potoka a vrásky Humienca. (K_{3R} – rázovské súvrstvie, K_{3H} – hrantské súvrstvie).



Obr. 39. Štruktúrne postavenie hornobelickej skupiny v oblasti Horných Belíc a Hrantov. (K_{3R} – rázovské súvrstvie, K_{3H} – hrantské súvrstvie).

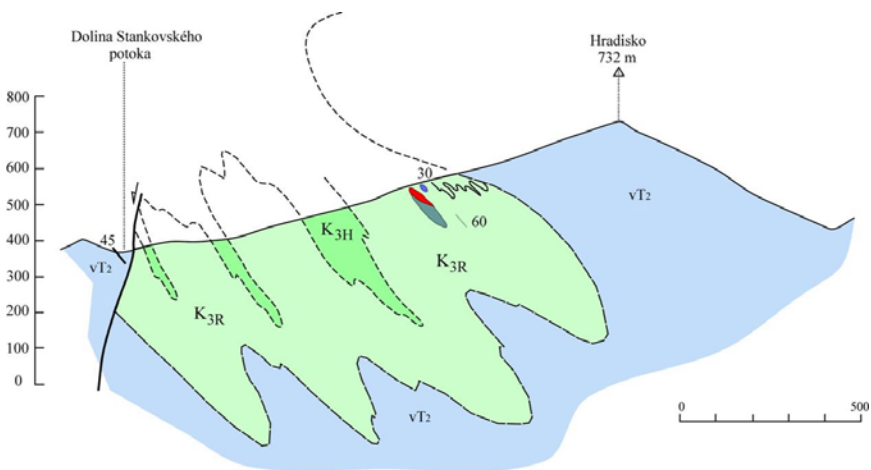
Aj táto štruktúra je obklopená svormi. Stankovský zlom (horná časť doliny Stankovského potoka) sz.-jv. smeru ju rozdeľuje na dve nerovnaké časti. Na západ od zlomu je štruktúra hájovne Belice, ktorá je viac-menej pokračovaním hornobelickej štruktúry. Pochopenie štruktúry komplikuje oveľa slabšia odkrytosť. Usudzujeme, že ide skôr o komplikovanú zloženú vrásu, kde v jadre sa viackrát opakuje „červený flyš“ a na krídlach je rázovské súvrstvie.

Na rozdiel od predchádzajúcej štruktúry, túto štruktúru pri južnom a západnom zakončení prekrývajú karbonáty kryhy Hradiska (strednotriasové vápence). Tvoria prevrátené rameno ležatej vrásky. Ak akceptujeme takúto štruktúrne uspo-

riadenie, potom musíme predpokladať, že vrchná krieda hornobelickej skupiny tvorí jadro prevrátenej vrásky a mala by spočívať transgresívne na karbonátoch stredného triasu.

Synforma Hranty – zväžnica je najvyššia a zároveň najvnútornejšia štruktúra (obr. 39). Zdá sa, že jej spodná časť je v normálnom, sedimentárnom styku so svormi. Je to typická synformná štruktúra s redukovaným rázovským súvrstvím a značne rozšírenými mixtitovými brekciami, ktoré uzatvárajú nepatrnú sekvenziu „červeného flyšu“ vo svojom jadre. Jej smerová orientácia je 144/35°.

Problém pozície kryhy Hradiska (obr. 40) sa objavil až v roku 1994, keď Plašienka et al. (1994) považovali toto geologické teleso za „gigantický olistolit – olistoplaku, umiestnenú vo vrchnokriedovom bazéne hornobelickej sukcesie“. Naše výskumy ukázali, že kryha Hradiska tvorí rozsiahle geologické teleso, ktoré sa rozprestiera od oblasti Hradiska (kóta 732 v. od Selca) po oblasť v. od kóty Klenková (640). Túto rozsiahlu kryhu tvorí niekoľko sto metrov hrubá masa gutensteinským vápencov. Plašienka et al. (1994) predpokladajú, že stratigrafický rozsah vápencov kryhy Hradiska je stredný až vrchný trias. Pokladáme za potrebné poznamenať, že v prospech takéhoto chápania veku kryhy Hradiska nie sú ani paleontologické, ani litologické dôkazy. Preto považujeme kryhu Hradiska len za stredotriasovú.



Obr. 40. Predpokladaná pozícia sedimentov hornobelickej skupiny v oblasti kóty 732 Hradisko (K_{3R} – rázovské súvrstvie, K_{3H} – hrantské súvrstvie).

Kryha Hradiska tvorí rozsiahle teleso, ktoré je prevrátené a môže mať dvojakú pozíciu vo vzťahu k svojmu podložíu. Južne od Selca (pozri na mape 1 : 25 000, list Beckov) je v nadloží spodnotriasových kremencov, ktoré zase spočívajú na mladšom paleozoiku, a teda je v normálnej pozícii. V oblasti Hradiska, naopak, je súčasťou prevráteného vrásového ramena, ktoré spočíva na sedi-

mentoch vrchnej kriedy (rázovské vrstvy). Prevrátenú polohu dobre dokumentuje situácia na Kopanici južne od Hradiska. Presunutú pozíciu kryhy Hradiska môžeme ešte dobre pozorovať sz. od Horných Belíc, kde gutensteinské vápence spočívajú ako tektonické trosky opäť na rázovskom súvrství (cf. geol. mapa). Spodné časti prevráteného ramena gutensteinských vápencov (s. svahy Hradiska) sú tektonicky postihnuté. Dobre to dokumentuje ich „vybielenie“, ako aj metamorfná laminácia.

Východné ohraničenie kryhy Hradiska tvorí severo-južný zlom – pásmo poklesového charakteru. Pozdĺž tohto zlomu sú gutensteinské vápence v styku so sedimentmi spodného triasu, ale najmä permu (krivosúdské súvrstvie), resp. so svormi (sedlo v. od Hradiska).

Na základe toho zastávame názor, že kryha Hradiska nie je olistolit – olistopla zaborená do vrchnokriedového súvrstvia, ale prevrátené rameno megavrásy.

Zaradenie aj pomenovanie „synklinál uprostred kryštalinika Inovca“, neskoršie premenovaných na belickú sekvenciu, v priebehu desaťročí poznamenali veľké zmeny. Pôvodne sa toto mezozoikum chápalo ako tatrikum (Maheľ, 1950, 1967), ale už v 80. rokoch minulého storočia Leško et al. (1988) mezozoické sekvencie spolu s kryštalinikom priradili ku karpatským penninským jednotkám. Následne počiatkom 90. rokov časť tohto mezozoika (vrchná jura až vrchná krieda) bola zaradená do váhika a tiež sa korelovala s južným penninikom (Plašienka et al., 1994). Tento nový pohľad na paleogeografické postavenie belickej sekvencie vyvolal značný ohlas a opätovne vyniesol na povrch problematiku paleogeografického usporiadania jednotiek medzi severným okrajom bloku centrálnych Západných Karpát (CZK) a bradlovým pásmom. Maheľ (1981, 1981a) pre tento priestor zaviedol termín váhikum. V jeho chápaní malo byť pokračovaním južného penninika do karpatského priestoru. Prítomnosť penninika v paleogeografickom obraze Západných Karpát by veľmi výrazným spôsobom zdôrazňovala symetriu paleogeografického vývoja medzi Alpami a Karpatmi. Na jednej strane takúto myšlienku nemožno principiálne odvrhnúť, ale na druhej strane by sme mali mať k dispozícii argumenty v prospech jej prijatia. Z nášho pohľadu rozhodujúci argument je látková zhoda horninových komplexov (alebo aspoň blízka podobnosť) a to, že sú súveké. Ak z tohto pohľadu skúmame belickú sekvenciu v zmysle Plašienku et al. (1994), potom musíme konštatovať, že táto idea prináša viaceré problémy, ktoré ju neumožňujú prijať bez výhrad.

Ako prvý problém môžeme uviesť vek sekvencie. Práve južné penninikum je paleogeografická doména, ktorá vznikla koncom strednej až vrchnej jury „otvorením“ nového oceánskeho priestoru a následnou hlbokovodnou sedimentáciou.

Druhým problémom je litologická skladba, resp. horninový charakter tejto domény, ktorý je určený miestom vzniku. Ide predovšetkým o oceánske ofiolity, ktoré sú prekryté hlbokovodnými sedimentmi, väčšinou rádiolaritmi.

Keď porovnáme uvedené vlastnosti penninika s litologickým obsahom hornobelickej skupiny, musíme konštatovať, že sú medzi nimi diametrálne rozdielnosti v zložení aj vo veku. V oblasti pohoria Inovec (ani inde v tejto oblasti) sa

nenášli zvyšky oceánskych ofiolitov jurského veku. Hlbokovodné sedimenty (lazianske súvrstvie) sa tu vyskytujú len ako olistolitové telesá v sedimentoch vrchnej kriedy. Ak považujeme tieto rozdiely za dôležité, potom by sme mali koreláciu s južným penninikom opustiť.

Následne sa natíska otázka, čo s termínom váhikum. Domnievame sa, že pokiaľ tento termín nebudeme spájať s južným penninikom, môžeme ho zachovať pre súbory hornín v oblasti Stredného Považia, ktoré dnes poznáme pod rôznymi regionálnymi názvami. Známe sú ako selecký blok, hornobelická skupina, spodná časť (?od 1 317 m) vrtu SBM-1 Soblahov a ?podhájska jednotka. Ide o sekvencie, ktoré v paleogeografickom zmysle slova pochádzajú z priestoru, ktorý bol medzi severnou hranou CZK a bradlovým pásom. Geodynamický vývoj tohto priestoru je známy len fragmentárne, ale javí sa ako veľmi komplikovaný – polyfázový a diverzifikovaný. Časť geológov ho spája s penninikom, časť s tzv. severnou transformačnou zónou. Jedným z charakteristickým znakov tejto zóny je prítomnosť vrchnokriedového (koňak – ?mástricht) sedimentárneho cyklu, ktorý môže byť transgresívny, umiestnený na rôznych stratigrafických členoch. Ďalším, nie menej dôležitým znakom je pokriedová štruktúra tohto priestoru spojená s dynamometamorfózou (fácia zelených bridlíc). Túto tektonickú udalosť by sme mali spájať s laramskou orogenetickou fázou, ktorej prejavy sú lokalizované skôr do oblasti bradlového pásma než do centrálneho pásma.

Ako to vyplýva z našich poznatkov, hornobelická skupina by mala spočívať transgresívne na kryštaliniku (Hranty), ?perme (v. od Hradiska), prípadne na strednom triase (Hradisko) seleckého bloku. Jej vek je koňak – spodný mástricht. Sedimentologicky ide o „flyšoidné“ sedimenty s vysokým stupňom proximity (olistolity a mixtitové brekcie). Skladba olistostrómy je pestrá – obsahuje horniny fundamentu až vrchnej kriedy. Vlastné jurské sledy sú známe len z olistolitov, sú teda na druhotnom mieste. Ich pôvodná pozícia je neznáma. Vzhľadom na to, že niektoré litofácie jury obsahujú svorový detrit (spodný lias a najvyššia jura), môžeme uvažovať o tom, že sedimentovali v blízkosti zdroja klastického materiálu, fundamentu. Pretože skladba olistolitových rojov je obsahovo aj veľkostne pestrá, musíme uvažovať o tom, že zdrojová oblasť bola v období senónu tektonicky rozčlenená. Vychádzajúc z litostratigrafie jurských členov môžeme rekonštruovať kompozitný vrstvomý sled jury. Tento faciálny vývoj je podobný faciálnemu vývoju, ktorý opísal Mahel' (1950) na Patrovci a na lokalite Dubodiel. Sedimenty jury z bradiel/olistolitov na Humenci sa od spomenutého vývoja odlišujú vo viacerých znakoch, najmä však tým, že obsahujú svorové klasty. Odlišujú sa aj tým, že najvyššia jura neobsahuje čierne rohovce, ako to býva pravidlom v tatridných sekvenciách. Ďalšou pozoruhodnosťou v súvislosti s jurou pri Dubodieli je údaj od Mahel'a (1987), ktorý z tejto oblasti uvádza výskyt čiernych bridlíc s rekryštalizovanou mikrofaunou stredného cenomanu: *Thalmaninella appeninica*, *Rotalipora* ex gr. *cushmani*, *Praeglobotruncana* ex gr. *deliorensis* a *P.* ex gr. *gibba*. V sedemdesiatych rokoch tieto bridlice ešte boli viditeľné aj na

povrchu pri j. okraji dubodielskeho „bradla“. Vyskytovali sa v tesnej blízkosti tzv. neokómu s rohovcami a zdalo sa, že môžu byť v jeho pokračovaní. Treba poznamenať, že takáto skladba hornín v jurských bradlách hornobelickej skupiny nie je nikde známa.

Stručná drobnotektonická charakteristika tatrika seleckého bloku

(*J. Hók a J. Madarás*)

Štúdiom drobnostруктурných prvkov najmä kryštalinika v severnej časti Považského Inovca sa v minulosti zaoberali Kamenický (1956), Kamenický in Buday et al. (1963), Plašienka (1976), Putiš (1980, 1981, 1983, 1986), Plašienka a Marko (1993) a Plašienka (1995). Všetci zo spomenutých autorov vyčleňujú v horninových komplexoch seleckého bloku (sensu Mahel', 1986) tri metamorfne, resp. deformačné (tektonometamorfne) udalosti.

Kamenický (1956), Kamenický in Buday et al. (1963), ako aj Putiš (1980, 1981, 1983, 1986) predpokladajú, že progresívna metamorfóza kryštalinika a jeho diafloreza je výsledok hercýnskej orogenézy a až následne boli horninové komplexy postihnuté alpínskou deformáciou. K takému názoru ich viedli nálezy diaflorezov kryštalinika v sedimentoch mladšieho paleozoika. Treba však pripomenúť, že opísané výskyty v Krásnej doline (Kamenický in Buday et al., 1963) a medzi Čiernym vrchom a Inovcom (Putiš, 1986) sú preukázateľne sedimenty vrchnej kriedy. V sedimentoch kálnického súvrstvia východne od kóty Kopaná (470 m) sa nám však podarilo identifikovať úlomky diaflorezického kryštalinika. Napriek spomenutým výhradám považujeme predpoklad spomenutých autorov za správny.

Plašienka a Marko (1993), podobne ako predchádzajúci autori, predpokladajú predalpínsky postih hornín kryštalinika, ale bližšie sa tomuto problému nevenujú. Podobne Plašienka (1995) sa iba veľmi okrajovo zaoberá predalpínskou deformáciou.

Putiš (1980, 1981, 1983), resp. Plašienka a Marko (1993) považujú štruktúry v.-z. smeru, resp. vsv.-zjz. smeru za hercýnske. Do rámca alpínskej tektonodeformačnej etapy kladú dve udalosti, vekovo a smerovo rozdielne. Staršia má smer štruktúrnych prvkov V – Z (Putiš, l. c.), resp. SV – JZ až VSV – ZJZ (Plašienka a Marko, l. c.), mladšia SV – JZ, resp. S – J. Neskôr Plašienka (1995) v rámci alpínskej deformačnej etapy vyčlenil tri deformačné štádiá AD₁ až AD₃, pričom ich smerové charakteristiky bližšie nešpecifikoval (?SV – JZ) a vekovo ich zaradil do vrchnej kriedy.

V rámci štruktúrneho výskumu na tomto území sme zozbierali a vyhodnotili základné štruktúrne údaje, ktorými sú plochy vrstvomitosti a vrstvovej bridličnatosti v sedimentoch mladšieho paleozoika a mezozoika. V horninách kryštalinika sme študovali foliačné plochy (dve spoľahlivo odlišiteľné plochy kliváže) a vrásové osi (obr. 41).

Zo spracovania štruktúrnych údajov vychodí uniformný sv.-jz. smer plôch vrstvomitosti sedimentov vrchnej kriedy (hornobelická skupina), ktorý sa výrazne

uplatňuje aj v horninách mezozoika (selecká sukcesia) a kryštalinika. Zo získaných údajov je možné vyvodiť, že povrchnokriedová (po kampáne) tektonická udalosť bola zodpovedná za usmernenie štruktúrnych prvkov v smere SSV – JJZ až SV až JZ a pohyb horninového materiálu generálne na SZ.

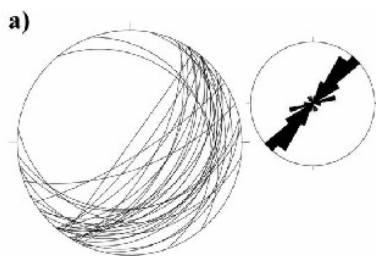
Staršia tektonická udalosť, ktorá s najväčšou pravdepodobnosťou bezprostredne predchádzala povrchnokriedovú, zapríčinila zvrásnenie hornín kryštalinika a seleckej sukcesie do vrás s orientáciou vrásových osí generálne v smere SSZ – JJV až SZ – JV. Dokladom je štruktúrny záznam smerov vrstvitosti v horninách seleckej sukcesie (obr. 41d, e) a foliácií v kryštaliniku (obr. 41c). Nevyjasnený ostáva tektonický transport horninového materiálu počas tejto udalosti, pretože zriedkavé vrásové vergencie, ako aj kinematické indikátory ukazujú pohyb tak na SV, ako aj na SZ. Dosiaľ nevyjasnený ostáva aj charakter predalpínskeho postihu hornín kryštalinika, keďže smerové usporiadanie foliácií v rámci tohto regiónu ukazuje dva výrazné trendy, ktoré je možné stotožniť s charakterom alpínskych deformácií. Treba poznamenať, že smery vrásových osí v kryštaliniku, ako aj priame pozorovania poukazujú na ich viacnásobnú reorientáciu. Daný výsledok je v rozpore aj s výsledkami získanými z hornín seleckej sukcesie. Tam sa okrem výrazného ssv.-jjz. smerového usporiadania, ktoré stotožňujeme s povrchnokriedovou tektonikou, objavujú aj čiastkové prednostné smery SZ – JV a SV – JZ až VSV – ZJZ. Tie Putiš (napr. 1983), resp. Plašienka a Marko (1993) považujú za hercýnske. Kvôli riešeniu otázky vekového zaradenia smerových odlišností štruktúrnych prvkov je nevyhnutné pokračovať v zbere a vyhodnocovaní základných štruktúrnych prvkov v ďalšej etape výskumu.

V priebehu vrstvitosti mezozoických formácií inoveckej sekvencie tatrika prevažujú stredné až strmé sklony ($35 - 70^\circ$) na JV. Výrazným fenoménom je existencia plocho uklonených až subhorizontálnych plôch, pozdĺž ktorých nastali lokálne presuny jednotlivých vrstvových súborov a zredukovali sa vrstvom sledy. Najzrejmšie identifikovateľné plochy tohto typu sú na rozhraní spodného/stredného triasu (chýbanie verfenských vrstiev a gutensteinských vápencov) a na báze spodnej kriedy (častý výskyt neokómu v priamom nadloží liasu). Vznik týchto diskontinuit mohol byť späť tak so vznikom príkrovov, ako aj s eventuálnymi neskoršími spätnými prešmykmi.

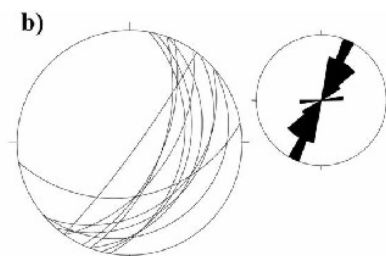
Z kryštalinika Považského Inovca sú zaujímavé výsledky FT-datovaní apatitov (Kováč et al., 1994; Danišík et al., 2004), ktoré poukazujú na rozdielny charakter exhumácie kryštalinika a progradáciu exhumácie hornín kryštalinika smerom na sever.

VEPORIKUM (FATRIKUM) (*M. Havrila*)

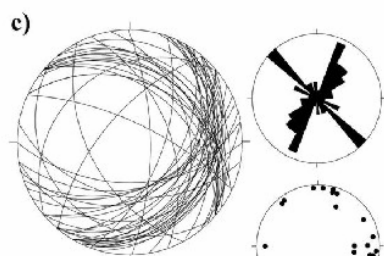
Vývoj bazénu príslušnej časti veporika (v období stredný trias až stredná krieda, t. j. v období, z ktorého sa na zmapovanom území zachoval vrstvom sled tektonickej jednotky veporika) je obdobný ako vývoj bazénu tatrika.



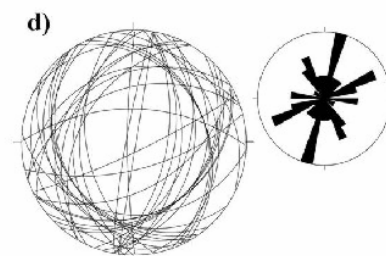
Plochy vrstvitosti sedimentov vrchnej kriedy



Plochy vrstvitosti olistolitov vo vrchnej kriede

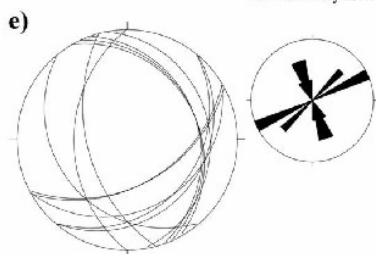


Plochy foliácie v kryštaliniku



Plochy vrstvitosti mezozoika seleckej sukcesie

Osi vrás v kryštaliniku



Plochy vrstvitosti v horninách mezozoika
v záreze cesty Beckov – Krivosúd-Bodovka

Obr. 41. Tektonické diagramy plôch vrstvitosti, foliácie a orientácie vrásových osí v horninách mezozoika a kryštalinika (Lambertova projekcia – spodná pologuľa) (J. Hók, 2005).

Karbonátovú morskú sedimentáciu prebiehajúcu počas stredného až vrchného triasu na šelfovom priestore prerušoval (v dôsledku viacfázového uplatnenia labínskej orogenetickej fázy v susedných oblastiach) vpád siliciklastických sedimentov. V karne sprvu v celom priestore prebehla sedimentácia pestrých ílovcov, vzápätí obdobne sedimentácia lunzských vrstiev (tatrikum Považského Inovca bolo vynorené počas vpádu siliciklastík do sedimentačného priestoru ve-

porika). Ústup mora bol zreteľný v noriku, keď v nemorských podmienkach prebehla v celom priestore veporika (aj tatrika) sedimentácia siliciklastickej fácie karpatského keuperu. Morský vplyv (sedimentácia dolomitov) možno pozorovať len počas vyššieho norika v južnej časti sedimentačného priestoru. Rét, na rozdiel od tatrika, znamenal návrat morskej sedimentácie. Vplyv labinskej aj starokimerskej fázy je v priestore veporika (vo vzťahu k tatriku) menej zreteľný. V tatriku je ústup mora zreteľný v období karnu až rétu, vo veporiku iba v období norika. Po starokimerskej fáze nasledoval rovnako ako v tatriku proces prehlbovania bazénu. Mladokimerská fáza sa prejavila splytčením priestoru, austrijská vpádom siliciklastík porubského súvrstvia sedimentujúceho v priestore pred nasúvajúcimi sa príkrovmi.

Vychádzajúc z veku najmladšieho súvrstvia vrstvomého sledu, vývoj bazénu veporika (podľa tradičných názorov prekrytím príkrovovou sústavou hronika, podľa novších názorov vynorením) sa skončil počas albu – cenomanu. Proces jeho vnútornej štrukturalizácie, resp. sunutia tejto jednotky však prebiehal naďalej. (Napríklad cez líniu Tatry – severná časť Veľkej Fatry, na ktorej sa vyskytujú sedimenty stredného turónu, sa veporikum mohlo premiestniť až po strednom turóne. Výskyt sedimentov vrchnej kriedy *zaviknutých* v kryštaliniku tatrika Považského Inovca naznačuje ďalší možný časový horizont, pričom je nutné predpokladať vynáranie častí tatrika spojené s jeho eróziou zasahujúcou až do kryštalinika, a to pred presunom veporika. V dôsledku toho veporikum leží priamo na kryštaliniku tatrika. Presun príkrovov na tatrikum až po vrchnej kriede (počas laramskej fázy) predpokladal v tomto priestore už Maheľ (1948, 1951).

Pozoruhodným faktom v stavbe veporika (krížňanského príkrovu) Považského Inovca by mala byť prítomnosť digitácií. Túto predstavu prezentoval z okolia Banky už Hynie (1927). Podľa Maheľa (1951) stavba príkrovu charakterizovaná prevrásnením s mnohými digitáciami by mala byť typickým znakom najmä čelovej časti krížňanského príkrovu a vznik digitácií by mal závisieť od sklonu podložia. Podľa Maheľa (l. c.) krížňanský príkrov má v Považskom Inovci zdigitovanú stavbu severne od línie Rádiový vrch – vrch Háj – Ardanovce (kde nemá zachovanú strednotriasovú časť vrstvomého sledu). Južne od tejto línie (kde ho, naopak, tvoria najmä sedimenty stredného triasu) sa javí ako jednotný nezdigitovaný komplex, ktorý má vrásový charakter s jadrom budovaným gutensteinskými vápencami, s prevráteným krídlom tvoreným hrubým komplexom dolomitov, pričom najspodnejším členom prevráteného krídla sú sedimenty karpatského keuperu, často v podobe len veľmi tenkých vankúšov (tieto vankúše v tejto práci nepokladáme za sedimenty karpatského keuperu, ale za sedimenty staršie ako lunszké vrstvy). Mladšie členy normálneho krídla ako karpatský keuper sú len na severnejšom území. Prevrátené aj normálne krídlo v krížňanskom príkrove je podľa Maheľa (l. c.) vyvinuté aj v priestore medzi Radošinou a Vozokanmi. Na základe toho definuje krížňanský príkrov ako vrásový príkrov.

Treba povedať aj to, že Maheľ (in Buday et al., 1962) zdôraznil, že krížňanská jednotka nikde (rozumej na území listu Bratislava) nevykazuje príkrovový charakter.

S predstavou Maheľa (1951) o vrásovom charaktere stavby krížňanského príkrovu južne od línie Rádiový vrch – vrch Háj – Ardanovce na západnom okraji pohoria možno v zásade súhlasiť. Ťažšie je potvrdiť alebo vyvrátiť, či ide o prevrátené krídlo vrásky (teda či ide o ležaté vrásky). Priebeh geologických hraníc v tejto oblasti svedčí o tom, že sedimenty karpatského keuperu a tiež mladšie sedimenty vystupujúce na západnom okraji pohoria ležia na dolomitoch triasu a tie na vápencoch stredného triasu. Tento obraz potvrdzujú aj sklony vrstiev. Sklony vrstiev v dolomitoch vystupujúcich východne od vápencov stredného triasu sú zhodné so sklonmi nameranými západne od spomenutých vápencov. Priebeh geologických hraníc je v ňom však v niektorých úsekoch v rozpore so sklonmi vrstiev. Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983) predložil v južnejšej oblasti (južne od územia na liste Piešťany) inú predstavu stavby krížňanského príkrovu. Spomenuté gutensteinské vápence považoval za jadro miernych antiklinál a na základe litologického zloženia a veku ich zaradil k podhradským vápencom.

Pôvodnú predstavu o stavbe krížňanského príkrovu v priestore medzi Radošinou a Vozokanmi, t. j. v priestore kryhy Marhátu, po pochopení svojho omylu o priradení dolomitov veporika k tatriku Maheľa (in Maheľa et al., 1960; in Maheľa et al., 1963) modifikoval (1986). Na celom území kryhy Marhátu prezentoval vrásku (nazval ju vrása Krahulčích vrchov) s jadrom z gutensteinských vápencov (túto predstavu prijal aj pre celé južnejšie územie Považského Inovca, t. j. pre územie južne od línie Rádiový vrch – vrch Háj – Ardanovce, kde prezentoval obdobnú vrásku, ktorú nazval ležatá vrása Holého vrchu).

Situácia v kryhe Marhátu je v mnohom podobná, resp. rovnaká ako na západnom okraji pohoria. Jednoznačne možno konštatovať, že na väčšine plochy kryhy je vrstvomý sled uložený v normálnej pozícii. Najvyššie členy sukcesie sú zachované v Radošine. V údolí smerujúcom z obce na sever v spodnej časti údolia vystupujú dolomity triasu a nad nimi po oboch stranách doliny mladšie súvrstvia karpatského keuperu, fatranského súvrstvia a kopieneckých vrstiev. Situácia je zreteľná najmä v lome pri starom liehovare. Smerom na sever (ku Krahulčím vrchom) a na západných svahoch potoka Radošinka, kde sa z uvedených mladších členov vrstvomého sledu vyskytuje už len karpatský keuper, je zrejmé, že karpatský keuper leží na dolomitoch (obsahujúcich šošovky lunzských vrstiev) a tie na podhradských vápencoch. Či podhradské vápence tvoria jadro ležatej vrásky, ako si to predstavoval M. Maheľa, je opäť ťažké posúdiť. Vápence sa vynárajú ešte v údolí potoka Radošinka (napr. na lokalite Čertova pec, kde je v nich zachovaná archeologicky významná jaskyňa) a v záreze cesty západne od jaskyne Čertova pec. Aj na týchto lokalitách je zrejme normálne uloženie vrstiev. Na povrchu, podobne ako na západnom okraji pohoria, nevidieť pozíciu mladších členov (karpatský keuper, fatranské súvrstvie, kopienecké vrstvy – ktoré podľa Maheľa podstielať celú kryhu Marhátu) pod strednotriasovými dolomitmi a vápencami.

Štruktúrnym výskumom krížňanského príkrovu sa zaoberal Madarás (in Havrila et al., 1998). Sledoval smery sklonu vrstiev, osi B mezovrás a smer sklonu puklín. Na základe práce Maheľa (1986) konštatuje, že charakteristickým tekto-

nickým znakom krížňanského príkrovu v južnej časti Považského Inovca je prítomnosť rozsiahlych ležatých vrás. Vergencia násunov vrás je na západ až juhozápad, čo (ako uvádza na základe analýzy štruktúrnych meraní v oblasti medzi dolinou Striebornica a Jalšovým) je v súlade so zistenou *anticlockwise* rotáciou (ACW – proti smeru hodinových ručičiek) násunu krížňanského príkrovu (zo smeru SZ – JV cez smer Z – V až do smeru JZ – SV). Konštatuje, že geologickým mapovaním (Havrila in Havrila a Vaškovský, 1983), ako aj novým štruktúrno-tektonickým výskumom (Madarás in Havrila et al., 1998) sa táto domnienka v celom rozsahu nepotvrdila. V západnej časti konštatuje monoklinálne uloženie kryhy krížňanského príkrovu na obalovej jednotke so sklonom vrstvomých plôch na západ až severozápad a tiež normálne uloženie vrstvomého sledu. V kryhe Marháta na základe geologickej mapy Havrilu (in Havrila a Vaškovský, 1983) konštatuje prevrášnenie krížňanského príkrovu, na časti územia obrátený vrstvomý sled a rozsiahlu vrásu so zachovaným vrchným ramenom (okolie Krahulčích vrchov) s jadrom z karpatského keuperu a s časťou spodného ramena (okolie Čertovej pece). Uvádza, že vergencia násunu vrásy je na západ až juhozápad. Podľa neho (z analýzy štruktúrnych meraní v oblasti medzi dolinou Striebornica a Jalšovým) je to v súlade so zistenou ACW rotáciou násunu krížňanského príkrovu (zo smeru SZ – JV cez smer Z – V až do smeru JZ – SV).

HRONIKUM (*J. Ivanička*)

Tektonická jednotka hronika v Považskom Inovci je prítomná aj na západe územia. Jej horniny budujú beckovskú hradnú skalú a bralné odkryvy južne od Beckova. Vrstvomý sled od steinalmských vápencov po raminské vápence je len na beckovskej hradnej skale. Úložné pomery horninovej sekvencie hronika sú mierne komplikované. Celá sekvencia vystupuje v prevrátenom vrstvomom slede so smerom sklonu generálne na JJV ($150 - 160^\circ/60 - 80^\circ$). Výnimkou sú úložné pomery raminských vápencov, ktoré sa skláňajú na ZJZ ($250/50^\circ$). Horniny hronika sa stýkajú s horninami fatrika na strmo uklopenom zlome smeru SSV – JJZ. Na celom území nie je možné konštatovať, resp. pozorovať superpozíčný tektonický vzťah horninových sukcesii fatrika a hronika.

Mahel' (in Mahel' a Havrila, 1980; Mahel', 1984, 1986) izolovanú kryhu mezozoika pri Závade, nazvanú podľa najvyššieho vrchu tejto kryhy kryha Úhradu, považoval za synklinálu a nazýval ju podhradská synklinála²². Šošovkovité teleso fatrika vystupujúce v Podhradí má jednoduchú monoklinálnu stavbu. Je to zreteľné z paralelného uloženia všetkých súvrství. Nekompletnosť vrstvomého sledu (fleckenmergel sa zistil len vo východnej časti šošovky fatrika) najpravde-

²² Mahel' (in Mahel' a Havrila, 1980) kryhu nazval „synklinála podhradská“, „podhradská depresia“, „podhradská synklinála“, resp. „podhradská synforma“. Termíny „podhradská synklinála“, „synforma podhradská“ a „synklinála podhradská“ použil aj neskôr (1984), zároveň však použil aj termín „závadska synklinála“ a termín „kryha podhradskej synklinály“. Posledný termín použil aj v ďalšej práci (1986). Keďže tu nejde o synklinálnu štruktúru, tieto termíny nie sú vhodné.

podobnejšie svedčí o medzivrstvovom kĺzaní odohrávajúcim sa v rámci tektonického telesa počas presunu príkrovov najmä na rozhraní litostratigrafických jednotiek. Kryha však predstavuje sústavu plochých šošovkovitých alebo doskovitých telies s monoklinálnou stavbou, ktoré sú zo sv. strany obmedzené násunovými plochami a z ostatných strán strmo uklonenými zlomami²³. Nemá charakter synklinály.

Spodné teleso hronika má mierne komplikovanú stavbu. Nadväznosť súvrství v ňom narušá zlom z.-v. smeru v údolí južne od Topoľčianskeho hradu. Teleso je vnútorne prevrátené. Vidno to z geologickej mapy, ale je to možné sledovať aj v teréne (výskyt mezovrásových štruktúr). Pravdepodobne je komplikované aj čiastkovou násunovou plochou (duplexom).

Stredné a vrchné telesá hronika majú jednoduchú monoklinálnu stavbu.

NEOALPÍNSKA ETAPA (J. Madarás)

Jadrové pohorie Považský Inovec z východnej aj západnej strany od veľkých neogénno-tortónskych (Buday in Buday et al., 1962) tektonických jednotiek (blatnianskej a rišňovskej priekopovej prepadliny Podunajskej nížiny) oddeľujú poklesové zlomy založené v tortóne. Západnú stranu hrasti obmedzuje zlom *trnavského* (Adam a Dlač, 1959), resp. *považského zlomového systému* smeru SSV – JJZ s úklonom na ZSZ. Východnú stranu hrasti obmedzuje zlom *majcichovského zlomového systému* (Adam a Dlač, 1961; Buday in Buday et al., 1967), ktorý má v úseku Svrbice – Hlohovec smer paralelný s trnavským (považským) zlomovým systémom. Úsek zlomu, ktorý je smerovo paralelný so zloma-

²³ Dôvody stotožnenia tejto plochy s presunovou plochou: priebežnica tejto plochy s terénom, t. j. línia oddeľujúca kryštalinikum tatrika a mezozoikum tatrika svedčí o jej pomerne plochom úklone (vzhľadom na úklony plôch zlomov obmedzujúcich kryhu mezozoika); línia je paralelná s presunovými plochami nadložných tektonických telies. V súvislosti s vystupovaním tohto telesa tatrika v priamom nadloží kryštalinika tatrika je vhodné pripomenúť, že vystupovanie silne redukovaného vrstvomého sledu tatrika pod presunovou líniou tatrika je známe v širšom regionálnom rozsahu. Biely in Kuthan et al. (1960, 1964), vychádzajúc z rukopisnej mapy Maheľa z roku 1959, túto líniu zobrazil ako normálnu geologickú hranicu. Keďže v textových vysvetlivkách (Biely in Kuthan et al., 1963) sa teleso ležiace nad ňou pokladá za zliechovskú sériu križňanskej jednotky, zobrazil ju v obalovej pozícii. Že nemusí ísť o nedopatrienie, sa možno domnievať z nasledujúcej formulácie Bieleho (in Kuthan et al., 1963): „*Toto priestorové rozloženie sérií je zaujímavé tým, že tam, kde vystupuje tribečská séria, nie sú v jej nadloží série subatranské, a opačne, v podloží zliechovskej série nie je séria tatridná, ale priamo kryštalinikum.*“ Faktom síce je, že v citáte sa hovorí len o tribečskej, nie o inoveckej sérii, ale vzhľadom na spôsob vyjadrenia spomenutej línie na mape (ako aj vzhľadom na to, že na s. 54 sa konštatuje, že „... na liste Nitra... horniny mezozoika patria k trom sériám: 1. k tribečskej, 2. zliechovskej a 3. čiernovážskej.“) možno predpokladať, že citát má platnosť aj na tomto území, t. j. v Považskom Inovci. Navyše, rovnakým spôsobom (pravdepodobne pod vplyvom predchádzajúcich prác) líniu zobrazili aj Fusán et al. (1967) a Fusán (in Fusán et al. 1972, 1987). Ten však spomenuté teleso zaradil k mezozoiku bez určenia tektonickej príslušnosti, resp. k obalovým sériám, resp. k mezozoiku tatrika. Kámen (1976), Maheľ a Havrila (1980), Havrila (in Havrila a Vaškovič, 1983), Maheľ (1984) a Maheľ et al. (1984) túto líniu pokladali za presunovú líniu križňanskeho príkrovu. Na mape Bieleho et al. (1996) a Lexu et al. (2000) sa táto línia považuje za zlom.

mi trnavského systému, však severne od Svrbíc pokračuje pohorím na SSV, prebieha naprieč celým pohorím a v smere naprieč pohorím spôsobuje dvojnásobné opakovanie tektonických jednotiek (v smere od východu na západ: tatrikum a nad ním veporikum a za zlomom na západnej strane opäť tatrikum a nad ním veporikum) spôsobené poklesom kryhy Marhátu, t. j. kryhy ležiacej východne od zlomu. V dôsledku tohto poklesu kryštalinikum masívu Zlatého vrchu susedí s veporikom poklesnutej kryhy Marhátu. Tento fakt poukazuje na nezanedbateľný rozsah poklesu. Je teda zrejmé, že majcichovský zlom (sensu schematická geologicko-tektonická mapa Podunajskej panvy; Buday in Buday et al., 1967) pozostáva z dvoch zlomov (patriacií k dvom systémom) stretávajúci sa pri Svrbiciach. Úsek Vozokany – Šalgovce je paralelný s *kátlovským*, resp. s *bole-rázskym zlomom* alebo aj so *striebornickým zlomom*. Maheľ (1986) tento zlom zaradil k *rišňovskému systému*.

Oba zlomy, pôvodne pokladané za jeden zlom majcichovského systému, podobne ako okrajový zlom trnavského zlomového systému, sú porušené zlomami sz.-jv. smeru. Zlomy sz.-jv. smeru sa z tohto pohľadu javia ako najmladší zlomový systém. Vzhľadom na to, že je to systém paralelný s *hrádockým zlomom*, ktorý sa výrazne prejavoval už počas mladšieho paleozoika, možno usudzovať, že svojím založením (v tatriku) sú zlomy sz.-jv. smeru staré (najstaršie) a v neogéne sa len obnovili – prekopírovali z podložnej tektonickej jednotky do nadložnej (z tatrika do veporika). *Hrádocká línia* ako deliaci element kryštalinika a obalu severnejšieho (seleckého) bloku od južnejšieho (bojnianskeho) bloku tatrika je nepochybne v dnešnej podobe alpínskou líniou, hoci nevylučujeme ani jej staršie, predalpínske založenie. V kryštaliniku ju zvyrazňuje pásмо jemnozrnných fylonitov, ktoré sa v minulosti považovali za vrchný karbón. Subparalelne s vlastnou hrádockou líniou v hornej časti Hôrčanskej doliny (Stanova dolina) prebieha jej odnož, v ktorej je *zacviknuté* (zavrásnené) mladšie paleozoikum – perm, ale aj na jednom mieste laminované rekryštalizované, pravdepodobne stredotriasové karbonáty (v nadloží klastického permu krivosúdskeho súvrstvia). Cez kótu Ivanov víšok (802) sa táto časť línie markerovaná perm-skými metabazaltovými tufmi odkláňa viac na SV a jej priebeh sa nezreteľne stráca v svorovom kryštaliniku. Je pravdepodobné, že po prerušení v hornej časti Krajnej doliny pokračuje táto odnož ďalej na SV cez štruktúru mezozoických karbonátov a vrchnej kriedy v Prostrednej doline. V takomto prípade by dotvorenie tejto regionálne významnej tektonickej línie bolo povrchnokriedové.

V klasickej pozícii medzi Hrádockou a Hôrčanskou dolinou (Malinišťa – Štajnekerova kopanica) má línia subhorizontálny až mierny úklon (do 30°) na JV. Podobnú stavbu má aj nadložný komplex Priefačiny, kde jeho subhorizontálnu pozíciu zvyrazňujú polohy amfibolických ložných telies. Je to v ostrom kontraste oproti podložným svorovo-rulovým horninám infratatrika, ktoré majú strmé až subvertikálne uloženie (napr. na kontakte s mladším paleozoikom). Východný úsek hrádockej línie označuje Putiš (1991) ako „zlatnícky násun“, čo je výstižnejšie. Zlatnícky násun je súčasťou severovergentných prešmykových

zón severného Inovca, ktoré vznikli medzi vrchnou kriedou a eocénom, kým hrádocký zlom s. s. je neogénny zlom s poklesom jz. kryhy a je výrazne mladší ako zlatnícky násun. Keď teda píšeme o „blokoch“ Inovca a ich hraniciach, hranicu medzi seleckým a bojníanskym blokom môžeme označiť názvom hrádocko-zlatnícka línia, lebo ide vskutku o negeneticky ponímanú čiaru na mape. Keď sa ale hovorí o tektonike a vývoji, treba tieto dva geneticky rozdielne úseky rozlišovať (Plašienka, 2006 – ústna informácia).

Považský zlomový systém porušujú priečne zlomy sz.-jv. smeru. Jedným z nich je *piešťanský zlom* pri obci Banka (Mahel', 1969) či *ratnovecký* (Hynie, 1927), resp. *ratnovský zlom* (Mahel', 1986) pri Ratnovciach. K zlomu tohto systému patrí aj *koplotovský zlom*. Zlomy smeru SZ – JV sú v tomto území zastúpené ako najmladšie štádium krehkej deformácie. Markantne sa prejavujú najmä v západnej časti územia, kde porušujú veľmi výrazný zlomový systém smeru SV – JZ. Ten sprostredkoval individualizáciu predterciérnych jednotiek od miocénno-pliocénnej výplne beckovskej depresie, resp. bánovskej kotliny vo vrchnom miocéne až pliocéne (cf. napr. Marko a Kováč, 1995). Predpokladáme, že zlomy smeru SZ – JV boli aktívne od pleistocénu a sú aktívne ako poklesové štruktúry do recentu. Na tento predpoklad poukazuje geologická situácia severne od Beckova, kde zlom smeru SZ – JV sprostredkúva kontakt spraší a gutensteinských vápencov. Domnievame sa tak aj na základe výsledkov recentných napätí (S_{Hmax}) v tejto časti Západných Karpát (cf. Hók et al., 2000; Cloetingh et al., 2003). Výrazný zlom tohto smeru sa vyskytuje aj v oblasti Hornej Stredy. Na ňom poklesli paleogénne sedimenty asi o 730 m. Poukazuje na to výskyt bazálnych paleogénnych zlepcov vyskytujúcich sa na povrchu v nadmorskej výške 300 m a vo vrte PID-2 (nadmorská výška okolo 200 m n. m.) v hĺbke 627 m.

Pozdĺžne zlomy ssv.-jjz. smeru sa vyskytujú aj priamo v pohorí. Ide o *hôrčanský zlom*, pozdĺž ktorého sú v triasových dolomitoch hronika „zacviknuté“ ílovce a siltovce (Marko, 2002) spodného miocénu a pravdepodobne aj stredneocénne vápence s numulitmi. Tento zlom sa južnejšie stáča do smeru SV – JZ. Východne od hôrčanského zlomu je ďalší zlom ssv.-jjz. smeru oddelujúci triasové dolomity hronika od paleogénnych sedimentov borovského a zubereckého súvrstvia.

Z našej mapy je zrejmé, že opísané zlomy rozdeľujú najmä selecký a bojníanský blok na množstvo čiastkových blokov. Väčšina prác zameraná na vznik hrasti Považského Inovca, resp. vznik priekopových prepadlín po jeho stranách vychádza z jednoduchej predstavy o stupňovitom poklesávaní krýh oddelených zlomami smeru SSV – JJZ smerom od pohoria.

Obidva okrajové zlomové systémy (*trnavský* a *majcichovský*, resp. aj *rišňovský*) poukazujú na výraznú povrchnopanónsku poklesovú aktivitu. Svedčí o tom výskyt vrchnopanónskych usadenín hlavinských vrstiev na východnom (Šalgovce) aj západnom (Ratnovce) svahu Považského Inovca po oboch stranách okrajových zlomov. Poklesová aktivita na týchto zlomoch pokračovala ešte aj počas kvartéru (Hynie, 1927; Maglay in Maglay et al., 2005).

TEKTONIKA TERCIÉRNEJ VÝPLNE TREŇČANSKEJ KOTLINY

(M. Elečko a K. Fordinál)

Geologický vývoj Trenčianskej kotliny v neogéne až spodnom miocéne spája so vznikom a vývojom ďalších súčasných morfológických depresí (ilavská, vadovská, beckovská), ktoré sa rozprestierali pri okraji bradlového pásma. Trenčianska kotlina je súčasťou vnútorných kotlín Západných Karpát. Patrila do systému depresí v.-z. až vsv.-zjz. smeru, ktoré sa v ranom miocéne tiahli zo severného okraja Viedenskej panvy cez Stredné Považie do Bánovskej, Hornonitrianskej a Turčianskej kotliny (Kováč et al., 1990). Vytvorili sa v dôsledku šikmej konvergencie severoeurópskej platformy a karpatsko-panónskeho bloku. Mali charakter členitého archipelágového mora s klastickou sedimentáciou.

V spodnomiocénnom napäťovom poli sa aktivizovali s.-j. zlomy ako ľavé posuny (Marko, 1986). Umožnili vysunutie karpatského bloku do voľnejšieho priestoru na severe. V priebehu vysunutia nastala CCW rotácia (v smere hodinových ručičiek) karpatského bloku, čo vysvetľuje sz.-jv. smer spodnomiocénnej kompresie (pozri Kováč et al., 1990).

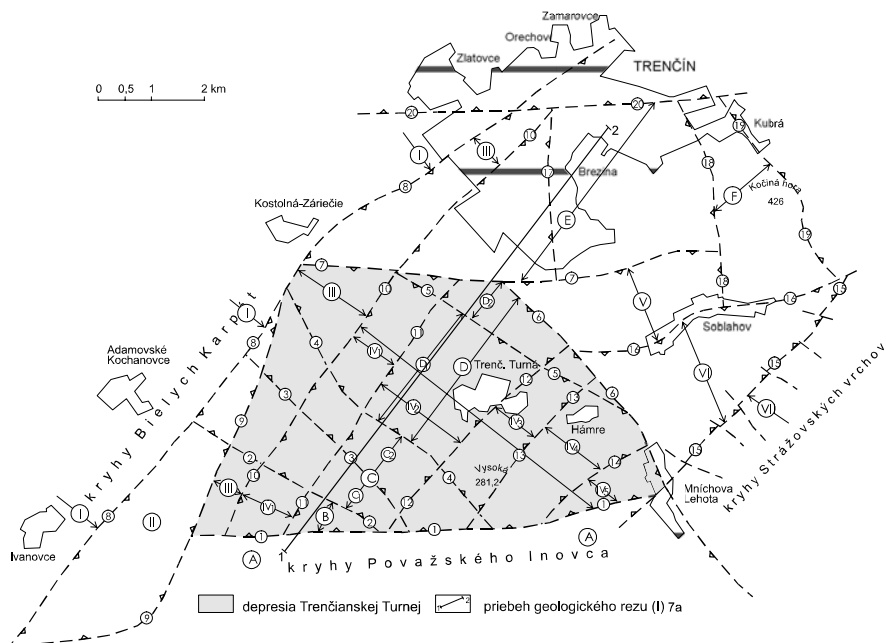
Pohyb Západných Karpát na severovýchod počas stredného a vrchného miocénu zapríčinil aktiváciu vsv. a zjz. ľavých horizontálnych posunov a sv.-jz. až ssv.-jjz. normálnych zlomov s kompresiou sv. až ssv. smeru v bádené. V období sarmatu až panónu aktívna severovýchodná kompresia prešla do extenzie sz.-jv. smeru s dominantnými poklesmi sv.-jz. smeru (Marko, 2002).

V pliocéne, rovnako ako v recente, kompresia napäťového poľa mala a má zhruba s.-j. smer. To podmieňuje poklesové zlomy s.-j. a ssv.-jjz. smeru, evidentne presekávajúce ostatné zlomové systémy (Marko, 2002).

V neotektonickej stavbe, neotektonickom vývoji a členení územia Trenčianskej kotliny sa uplatňujú zlomy, ktoré podmienili vznik depresie (kotliny). Limitujú rozsah neogénnej výplne a predisponovali priebeh erózie a fluvialnej a proluviálnej sedimentácie. Ohraničujú územie kotliny oproti okolitým pohoriam. Terciérnu výplň kotliny porušujú dva hlavné zlomové systémy, ktoré, ako sme už uviedli, sú odrazom dvoch hlbinné založených zlomov – záhorského a štiavnicko-přerovského (Fusán et al., 1982, 1987). Ich povrchovým prejavom sú považský (vážsky, považanský) a jastrabský zlom (zlomové pásmo). Styk hlbinných zlomov a blokov zemské kôry sa v území trenčianskej depresie prejavuje rozhraním v intenzite vertikálnych recentných pohybov s výraznou poklesovou intenzitou, zvýšenou seizmicitou (6. stupeň MCS) a výskytom minerálnych prameňov v okolí. Zlomový systém sz.-jv. a sv.-jz. smeru podmienil kryhovú stavbu (obr. 42).

Zlomový systém generálne sz.-jv. smeru

Zlomy tohto systému zvýraznili kryhovú stavbu najmä v *depresii Trenčianskej Turnej*. Sú odrazom hlbinné založeného subkrustálneho zlomu porušujúceho zemskú kôru a Moho-diskontinuitu. Tento systém, priečne porušujúci generálny



Obr. 42. Štruktúro-tektonická schéma Trenčianskej kotliny – depresie Trenčianskej Turnej (M. Elečko, 2004).

Vysvetlivky: **Kryhy generálne sz.-jv. smeru:** A) kryhy Považského Inovca; B) kryha Dĺžiny; C) kryhy Trenčianskych Stankoviec: C₁) kryha Veľkých Stankoviec, C₂) kryha Malých Stankoviec; D) kryhy Trenčianskej Turnej: D₁) kryha Veľkých Bieroviec, D₂) kryha Belej; E) trenčianska kryha; F) kryha Kočínkej hory.

Kryhy generálne sv.-jz. smeru: I – kryhy Bielych Karpát; II – kryha Pasienkov; III – opatovská kryha; IV – turnianske kryhy: V₁ – kryha Rozvadze, IV₂ – centrálna kryha, IV₃ – kryha Vysokej, IV₄ – kryha Hámrov, IV₅ – kryha Mníchovej Lehoty; V – soblahovská severná kryha; VI – soblahovská južná kryha; VII – kryhy Strážovských vrchov.

Zlomy: 1 – inovecký, 2 – Zadných kopaníc, 3 – stankovský, 4 – Sedličianskeho potoka, 5 – jastrabský južný, 6 – jastrabský severný, 7 – trenčiansky južný, 8 – považský, 9 – krišovúdsky, 10 – opatovský, 11 – bierovský, 12 – turniansky, 13 – mlyništský, 14 – lehotský, 15 – strážovský, 16 – soblahovský, 17 – trenčiansky západný, 18 – trenčiansky východný, 19 – kubrický, 20 – trenčiansky severný.

smer štruktúr Západných Karpát, ovplyvnil stavbu ich hlbokých štruktúr. Tektonický systém ovplyvnil aj povrchovú stavbu a ožil v terciéri. Podmienil vznik depresie vyplnenej najmä spodnomiocénnymi sedimentmi, ale prejavil sa aj v pliocéne.

Zlomy tohto systému vymedzujú na študovanom území nasledujúce štruktúry (z JZ na SV):

- A. kryhy Považského Inovca;
- B. kryha Dĺžiny;
- C. kryhy Trenčianskych Stankoviec: C₁) kryha Veľkých Stankoviec, C₂) kryha Malých Stankoviec;
- D. kryhy Trenčianskej Turnej: D₁) kryha Veľkých Bieroviec, D₂) kryha Belej;
- E. trenčianska kryha;
- F. kryha Kočinej hory.

A. Kryhy Považského Inovca. – Tvoria južný okraj depresie Trenčianskej Turnej. Do študovaného územia ich zahŕňame iba okrajovo.

Medzný zlom, ktorý hraničí s depresiou Trenčianskej Turnej, je *inovecký zlom (1)* v.-z. smeru so sklonom na sever. Prejavuje sa v morfológii územia (severne od obce Krivosúd-Bodovka – facetové plochy a zamokrené miesta). Smerom na východ je síce v morfológii málo výrazný, ale výrazne sa prejavuje v indiciách vertikálnych hustotných rozhraní (Linsser h_{0,5} h_{1,0} – Zbořil et al., 1984). Je zrejme súčasťou široko ponímaného regionálneho zlomového systému (Viedenská panva – Bánovská kotlina – turčianska depresia – Západné Tatry; Pospíšil, 1983). V študovanom území sa zlom končí na okrajovom zlome Strážovských vrchov (*strážovský zlom 15*).

B. Kryha Dĺžiny. – Na juhu ju vymedzuje inovecký zlom (1) a na severovýchode *zlom Zadných kopaníc (2)* sz. smeru so sklonom na SV. Zlom prebieha z južného zakončenia Veľkých Stankoviec cez južné zakončenie časti Rozvadze do údolia Váhu. Jeho zakončenie na priečnom považskom zlome je nepravdepodobné. Pokračuje na severozápad cez Malé Bierovce (mimo študovaného územia). Kryha je vyššou kryhou v systéme sz. krýh. Výška skoku na zlome je asi 150 m. Na kryhe zakrytej kvartérom predpokladáme ešte prítomnosť sedimentov pliocénu a egenburgu, ktoré ležia diskordantne na horninách Považského Inovca.

C. Kryhy Trenčianskych Stankoviec. – Na juhozápade ich od kryhy Dĺžiny oddeľuje zlom Zadných kopaníc a na severovýchode od krýh Trenčianskej Turnej *zlom Sedličianskeho potoka (4)* sz. smeru so sklonom na SV. Ďalej na SZ pokračuje južným okrajom Veľkých Bieroviec do údolia Váhu, ktorý ho využil na časť svojho toku, a pravdepodobne pokračuje ďalej na SZ smerom do Kostolnej-Záriečia (mimo študovanej oblasti). Výška skoku na zlome je asi 150 až 200 m. Kryhu člení *stankovský zlom (3)* na dve časti, a to čiastkové kryhy Veľkých (C₁) a Malých (C₂) Stankoviec. Zlom prebieha z JV od inoveckého zlomu (1) na SZ cez obec, kde ním na časti územia tečie Selecký potok. Smerom na SZ prebieha údolím Váhu a po križovaní s považským zlomom (8) zrejme pokračuje obcou Chocholná-Veľčice (mimo študovaného územia). Výška skoku na zlome sa odhaduje zhruba na 300 m. Na kryhe Veľkých Stankoviec sa pod kvartérom predpokladá prítomnosť sedimentov egenburgu a pliocénu. Na čiastkovej kryhe Malých Stankoviec predpokladáme pod sedimentmi kvartéru a pliocénu zastúpenie sedimentov otnangu a egenburgu.

Kryhy Trenčianskych Stankoviec tvoria stupňovité kryhy poklesávajúce do ústrednej priehlbne Trenčianskej Turnej.

D. Kryhy Trenčianskej Turnej. – Predstavujú najhlbšiu časť územia depresie Trenčianskej Turnej vyplnenú sedimentmi terciéru a kvartéru. Od krýh Trenčianskych Stankoviec ich oddeľuje zlom Sedličnianskeho potoka. Na severovýchode ich vymedzuje systém sz. *jastrabských zlomov*. Jastrabský južný zlom (5) člení kryhu na *kryhu Veľkých Bieroviec* (D_1), ktorá predstavuje najviac poklesnutú kryhu depresie Trenčianskej Turnej, a *kryhu Belej* (D_2), ktorá je medzistupňom medzi elevačnými kryhami – trenčianskou kryhou (D) a soblahovskými kryhami (V, VI). Jastrabský severný zlom (5) je sv. medzný zlom krýh Trenčianskej Turnej.

Jastrabský zlom (Mahel', 1969), resp. jastrabské zlomové pásmo je zložitý tektonický fenomén celej oblasti. Chápeme ho ako povrchový prejav hlbinne založeného štiavnicko-přerovského zlomového pásma (Fusán et al., 1979, 1982, 1987; Buday et al., 1969; Mahel', 1969, 1985).

Zmysel pohybov po jastrabskom zlome sa menil v čase a priestore. Morfoštruktúrne sa prejavuje na rozhraní Považského Inovca a Strážovských vrchov, pričom kryha Strážovských vrchov zaznamenáva významný pokles mezozoika oproti zdvihnutému bloku kryštalinika Považského Inovca (Mahel', 1985). Už v Bánovskej kotline pozdĺž neho je poklesnutá jz. kryha so skokom asi 1 000 m (Brestenská, 1980, in Mahel', 1985; Elečko in Pristaš et al., 2000). Zdá sa, že v študovanom území v depresii Trenčianskej Turnej odrazom jastrabského zlomu v širšom zmysle slova sú aj spomenuté zlomy sz. zlomového systému. Smerom na západ sa systém jastrabských zlomov napája na systém zlomov Hornomoravského úvalu (napr. nezdenický zlom vo flyšovom pásme).

V severnej časti depresie Trenčianskej Turnej medzným zlomom krýh je *trenčiansky južný zlom* (7) v.-z. smeru so sklonom na juh. Zlom prebieha zo severného okolia Soblahova údolím nepomenovaného potoka medzi Soblahovom a Trenčínom k Trenčianskym Biskupiciam a ďalej na západ dolinou Váhu. Pravdepodobne sa nezastavuje na sv. považskom zlome (8), ale prebieha ďalej na západ k obci Chocholná (mimo študovaného územia). Popri uplatnení v morfológii územia sa zlom výrazne prejavuje v indiciách vertikálnych hustotných rozhraní (Linsser $h_{0,5}$ $h_{1,0}$ – Zbořil et al., 1984).

Predpokladáme, že na kryhách Trenčianskej Turnej v nadloží hornín mezozoika je borovské súvrstvie podtatranskej skupiny paleogénu. V jeho nadloží predpokladáme sedimenty neogénu zodpovedajúce egenburgu, otnangu, karpátu a pliocénu, ktoré sú zakryté sedimentmi kvartéru.

E. Trenčianska kryha. – Na rozdiel od depresie Trenčianskej Turnej predstavuje územie, na ktorom neogénne (egenburské) sedimenty a predterciérne podložie vystupujú na povrch, a to na území mesta Trenčín (podľa toho je odvodený názov kryhy).

Kryhu nepravidelného tvaru výrazne vymedzujú zlomy:

- na západe opatovský zlom (10) sv. systému,
- na juhu spomínaný trenčiansky južný zlom (7),

- na západe medzi kryhou Kočinej hory trenčiansky východný zlom (18),
- na severe trenčiansky severný zlom (20; pozri pri kryhe F).

Kryhu člení *trenčiansky západný zlom* (17) na dve časti. Zlom s.-j. smeru so sklonom na západ prebieha územím mesta Trenčín. Prejavuje sa aj v morfológii územia (alúvium Váhu verzus pahorkatina Breziny s Trenčianskym hradom), ale je zreteľný aj z geologickej stavby. Pelitické sedimenty egenburgu vystupujúce na vysokej východnej kryhe na povrchu sú poklesnuté hlboko pozdĺž zlomu na poklesnutej kryhe. Na vysokej kryhe vystupujú aj okrajové piesčité sedimenty, bazálne útesové zlepenca a hrubozrnné pieskovce, ktoré ležia na horninách mezozoika.

F. Kryha Kočinej hory. – Je to východná okrajová kryha študovaného územia. Názov pochádza od kóty 426 s rovnomenným názvom ležiacej západne od Kubrice. Kryhu vymedzuje na západe *trenčiansky východný zlom* (18) s.-j. smeru so sklonom na západ. Zlom sa prejavuje v morfológii územia. V severnej časti zlomom preteká nepomenovaný potok, južnejšie prebieha do obce Soblahov, kde sa končí na soblahovskom zlome (16). Prejavuje sa aj v geologickej stavbe. Kým na jeho nižšej kryhe (trenčianska kryha) sú zastúpené sedimenty egenburgu, na vyššej kryhe (Kočinej hory) už sedimenty egenburgu chýbajú. *Soblahovský zlom* (16) v.-z. smeru so sklonom na juh prebieha obcou Soblahov, smerom na východ prebieha do údolia Kubrice a smerom na západ sa končí na jastrabskom severnom zlome (6). Prejavuje sa v morfológii územia (zlomom preteká miestny potok), ale zrejmy je aj z geologickej stavby. Na jeho poklesnutej južnej soblahovskej kryhe (VI.) predpokladáme v podloží kvartéru hrubšie polohy borovského súvrstvia paleogénu, no na jeho vyššej kryhe (Kočinej hory) iba denudačné relikt paleogénu.

Východným okrajovým zlomom kryhy Kočinej hory a študovaného územia je *kubrický zlom* ssz. smeru so sklonom na východ. Zlom prebieha cez Kubrú a Kubricu. Prejavuje sa v morfológii územia a tečie ním potok Kubrica. Hraničným zlomom kryhy (ale aj trenčianskej kryhy) na severe je *trenčiansky severný zlom* (20). Zlom v.-z. smeru so sklonom na sever prebieha severnou časťou mesta Trenčín od Záblatia po mestskú časť Kubrá. Výrazne sa prejavuje v morfológii územia, kde Váh ostro mení svoj tok zo smeru SSV – JJZ na Z – V a pokračuje ďalej na juh v smere SV – JZ (považský zlom – 8). Zlom sa prejavuje v indiciách vertikálnych hustotných rozhraní (Linsser $h_{0,5}$ $h_{1,0}$ – Zbořil et al., 1984). Zlom (20) morfológicky uzatvára Trenčiansku kotlinu. Na kryhe Kočinej hory vystupujú horniny mezozoika Strážovských vrchov. V južnej časti sú zastúpené aj denudačné relikt borovského súvrstvia podtatranskej skupiny paleogénu.

Zlomový systém generálne sv.-jz. smeru

Zlomový systém dotvorili kryhovú stavbu depresie Trenčianskej Turnej aj celej študovanej oblasti. Aj tento systém má hlbinné založenie. Prejavuje sa na rozhraní kôra/plášť v širšej oblasti Trenčína výraznou zmenou hrúbky kôry z 28 na

36 km (Fusán et al., 1979, 1987). Prebieha v priestore pribradlovej zóny – záhorský zlom (systém). Jeho povrchovým prejavom je považský zlomový systém.

V rámci severovýchodného zlomového systému sme v študovanej oblasti vyčlenili nasledujúce kryhové štruktúry:

I – kryhy Bielych Karpát; II – kryha Pasienkov; III – opatovská kryha; IV – turnianske kryhy: IV₁ – kryha Rozvadze, IV₂ – centrálna kryha, IV₃ – kryha Vysokej, IV₄ – kryha Hámrov, IV₅ – kryha Mníchovej Lehoty; V – soblahovská severná kryha; VI – soblahovská južná kryha; VII – kryhy Strážovských vrchov.

I. Kryhy Bielych Karpát. – Sú to okrajové kryhy študovaného územia. Z geologického hľadiska je v nich zohľadnený podbrančsko-trenčiansky úsek bradlového pásma (Vass et al., 1988). Sú to okrajové kryhy, ktoré nie sú predmetom záujmu študovaného územia. Okrajovým zlomom kryh, ktorý tvorí hranicu medzi kryhou Pasienkov, je *považský (vážsky) zlom* so sklonom na JV (Hynie, 1927; Mahel', 1950, 1951; Putiš, 1981; Hók et al., 1997, 2000). Zlom prebieha na západnej strane Považského Inovca a ovplyvňuje priebeh údolia Váhu. Je predĺžením zlomového pásma sládkovičovského zlomu (Elečko et al., 1993; 1998; Elečko in Pristaš et al., 2000b). V študovanom území prebieha v údolí Váhu a potoka Chocholnica až do severného okraja Trenčína po trenčiansky severný zlom (20). Na ňom je posunutý na východ a pokračuje na SSV do Ilavskej kotliny. Výška skoku na zlome je asi 150 – 200 m.

II. Kryha Pasienkov. – Je to úzka poklesnutá kryha sv. zlomového systému. Na severozápade ju od kryh Bielych Karpát oddeľuje považský zlom (8). Z východu kryhu vymedzuje opačne uklonený *krivosúdsky zlom* ssv. smeru so sklonom na západ. Zlom v študovanom území prebieha z juhu zo západného okolia obce Krivosúd-Bodovka, kde sa výrazne uplatňuje v morfológii (facetové plochy na strmo uklonených západných zrázoch Považského Inovca a zamokrené plochy na poklesnutej kryhe údolia Váhu). Smerom na sever prebieha dolinou Váhu a západne od obce Opatovce sa napája na považský zlom. Kryha Pasienkov je nepravidelná, s úzkym klinovitým tvarom na jej severnom zakončení. Predpokladáme, že na kryhe sú sedimenty kvartéru, pliocénu a s najväčšou pravdepodobnosťou aj egenburgu, ktorý leží na horninách predterciérneho podložia.

III. Opatovská kryha. – Je to vyššia kryha sv. zlomového systému. Na západe ju vymedzuje už spomínaný krivosúdsky zlom (9). Zhruba na úrovni Opatoviec je medzným zlomom považský zlom (8). Na východe kryhu vymedzuje *opatovský zlom* (10) sv. smeru so sklonom na JV. Zlom prebieha zo severného okolia obce Krivosúd-Bodovka (od inoveckého zlomu – 1) smerom na sever dolinou Váhu, okrajom Opatoviec (podľa toho názov) cez Nozdrkovce a končí sa v doline Váhu v meste Trenčín. Zlom sa len sčasti uplatňuje v morfológii územia – tečie ním rieka Váh. Skok na zlome dosahuje výšku okolo 250 m. Kryhu presekáva viacero priečných zlomov sz. systému. Predpokladáme, že na kryhe sú popri sedimentoch kvartéru prítomné aj sedimenty pliocénu (s hrúbkou asi do 50 m) a egenburgu, ktorý leží na predterciérnom podloží.

IV. Turnianske kryhy. – Ide o systém krýh, ktoré stupňovito poklesávajú z oboch strán do centrálnej depresie. V rámci nich vyčleňujeme tieto kryhy:

IV₁. Kryha Rozvadze. – Je to sz. kryha systému. Na západe ju od vyššej opatovskej kryhy oddeľuje opatovský zlom. Z východu ju od centrálnej kryhy oddeľuje *bierovský zlom* (11) sv. smeru so sklonom na JV. Zlom prebieha z juhu od inoveckého zlomu obcou Trenčianske Stankovce, východným okrajom Veľkých Bieroviec a na SV sa končí na v.-z. trenčianskom južnom zlome (7). Zlom sa na povrchu neprejavuje (zakrytý sedimentmi kvartéru a pliocénu) a vymedzuje ho na základe geofyzikálnych indícií. Výška skoku je asi 350 m.

Na kryhe sú zastúpené sedimenty kvartéru, pliocénu, karpátu, otnangu a egenburgu, ktorý leží na horninách predterciérneho podlažia. Sedimenty na kryhe dosahujú hrúbku asi 680 – 700 m (geofyzikálne indície).

IV₂. Centrálna kryha. – Predstavuje najviac poklesnutú sv. kryhu depresie Trenčianskej Turnej. Odhadujeme, že terciérne sedimenty na nej majú hrúbku asi 900 m. Na severozápade túto kryhu od kryhy Rozvadze vymedzuje bierovský zlom. Na juhovýchode jej ohraničenie predstavuje opačne uklonený *turniansky zlom* (12) sv. smeru so sklonom na SZ. Zlom prebieha z južného okraja Veľkých Stankoviec od v.-z. inoveckého zlomu (1) cez Trenčiansku Turnú a končí sa na sz. jastrabskom zlome (6). Zlom sa neprejavuje v morfológii územia. Je indikovaný na základe geofyzikálnych podkladov. Výška skoku je asi 150 m. Predpokladáme, že na kryhe sú sedimenty kvartéru, pliocénu, karpátu, otnangu, egenburgu a zdá sa, že sú tu zastúpené aj zhruba 60 – 80 m hrubé sedimenty podtatranskej skupiny paleogénu. Ich prítomnosť na kryhe vyplýva z dešifrovanej hrúbky sedimentov neogénu a celkovej hĺbky depresie. Predpokladáme, že v podlaží paleogénu sú mezozoické karbonáty.

IV₃. Kryha Vysokej. – Prináleží k stúpajúcemu jv. krídlu turnianskych krýh. Názov kryhy bol odvodený od k. 281 (Vysoká). Na severozápade ju od centrálnej kryhy oddeľuje turniansky zlom (12). Medzným zlomom kryhy na juhovýchode je *mlyništský zlom* (13) sv. smeru so sklonom na SZ. Zlom prebieha z juhu (od v.-z. inoveckého zlomu – 1) cez Mlynište (podľa toho názov zlomu) a na SV sa končí na jastrabskom severnom zlome (6). Zlom je indikovaný na základe geofyzikálnych indícií. Výška skoku na zlome je asi 250 m. Na kryhe vystupujú sedimenty paleogénu až kvartéru v súbornej hrúbke okolo 800 m.

IV₄. Kryha Hámrov. – Je to ďalšia kryha z turnianskych krýh stúpajúca smerom na juhovýchod. Názov pochádza z označenia východnej časti Trenčianskej Turnej. Kryhu na severozápade vymedzuje mlyništský zlom a na juhovýchode *lehotský zlom* (14) sv. smeru so sklonom na SZ. Názov zlomu bol odvodený od časti názvu obce Mníchova Lehota. Na juhu sa zlom končí na v.-z. inoveckom zlome (1). Smerom na sever prebieha do severného zakončenia Mníchovej Lehoty, kde sa končí na jastrabskom zlome (pozri úvod kapitoly). Lehotský zlom sa čiastočne prejavuje v morfológii územia a je indikovaný geofyzikálne. Výška skoku na zlome je asi 250 m. Predpokladáme, že popri sedimentoch kvartéru sú

na kryhe aj sedimenty pliocénu, otnangu, egenburgu a paleogénu. Hrúbku sedimentov odhadujeme na 350 – 500 m. Ležia na predterciérnom podloží.

IV₅. Kryha Mníchovej Lehoty. – Predstavuje úzku, plošne neveľkú okrajovú kryhu turnianskych kryh. Na severozápade ju vymedzuje lehotský zlom (14), na juhu inovecký zlom (1). Východným limitujúcim zlomom, ktorý je hranicou so soblahovskou južnou kryhou (VI), je už viackrát spomínaný jastrabský zlom. Predpokladáme, že na kryhe pod sedimentmi kvartéru sú zastúpené sedimenty egenburgu (pravdepodobne bez prítomnosti sedimentov paleogénu), ktoré by mali ležať na predterciérnom podloží. Vo východnej časti študovaného územia sme popri kryhách depresie Trenčianskej Turne vyčlenili ešte tieto kryhy:

V. Soblahovska severná kryha. – Je to štruktúra zhruba v.-z. smeru vymedzená na severe trenčianskym južným zlomom (7) a na juhu *soblahovským zlomom* (16). Z východu kryhu limituje trenčiansky východný zlom (18) a na západe jastrabský severný zlom (6). Na kryhe sú zastúpené sedimenty kvartéru, otnangu a egenburgu, ktoré ležia na karbonátoch mezozoika. Nie je však vylúčená ani prítomnosť sedimentov borovského súvrstvia paleogénu.

VI. Soblahovská južná kryha. – Je to medzná kryha vyčlenená v študovanom území. Kryhu na severe vymedzuje soblahovský zlom, zo západu jastrabský zlom a na juhovýchode ju od okrajovej kryhy Strážovských vrchov oddeľuje *strážovský zlom* (15) sv. smeru so sklonom na SZ. Zlom prebieha na juhu z Mníchovej Lehoty, kde sa stretávajú v uzle inovecký (1), jastrabský (5, 6) a strážovský zlom (15). Ten prebieha na SV oblasťou Čierne hony a východne od Soblahova sa končí na soblahovskom zlome (16). Zlom sa uplatňuje jednak v morfológii územia (výrazné facetové plochy), jednak je zrejмый z geologickej stavby a výrazne sa prejavuje v indiciách vertikálnych hustotných rozhraní ($h_{0,5}$, $h_{1,0}$ Linsser; Zbořil et al., 1984). Predpokladáme, že na kryhe zhruba trojuholníkového tvaru najmä v jej sv. časti v podloží kvartéru sú prítomné aj sedimenty borovského súvrstvia podtatranskej skupiny paleogénu. V jej západnej časti na východnej kryhe jastrabského zlomu predpokladáme aj prítomnosť sedimentov egenburgu. Vzhľadom na absenciu hlbších vrtných prác hrúbku sedimentov nepoznáme. Kryhu priečne členia zlomy, ktoré prebiehajú zo Strážovských vrchov na SZ.

VII. Kryhy Strážovských vrchov. – Tvoria okrajovú časť študovaného územia. Medzným zlomom hraničiacim so soblahovskou južnou kryhou je už spomínaný strážovský zlom (15). Významným zlomom, ktorý oddeľuje tieto kryhy od kryh Považského Inovca, je viackrát spomínaný jastrabský zlom regionálneho významu. Výrazne sa prejavuje v úseku Mníchova Lehota – Jastrabské sedlo. Severná kryha Strážovských vrchov zaznamenáva niekoľko tisíc metrový pokles mezozoika oproti vyzdvihnutému bloku kryštalinika Považského Inovca. Na kryhe Strážovských vrchov vystupujú na povrch prevažne karbonátové horniny fatrika, hronika a manínskeho príkrovu (Maheľ, 1985).

ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV (P. Kubeš)

Kvôli zostaveniu štátnej gravimetrickej mapy v mierke 1 : 200 000 sa v rokoch 1954 – 1959 uskutočnil gravimetrický prieskum s hustotou 1 bod/1 až 5 km². Výsledky meraní sa interpretovali len regionálne (Buday et al., 1962). V roku 1958 sa začalo detailné tiažové meranie. Výsledkom bola kvalitatívne interpretovaná mapa tiažových izanomál. V oblasti Považského Inovca sa gravimetrické mapovanie v mierke 1 : 25 000 uskutočnilo v rokoch 1973 – 1975. Výsledky sú prezentované v etapových správach (Odstrčil a Hromec, 1974; Hromec et al., 1975). Zostavenie jednotného tiažového podkladu pre danú oblasť sa vykonalo v mierke 1 : 50 000 s hustotou 2,55 kg · dm⁻³ (Velich, 1982) a hustotou 2,67 kg · dm⁻³ (Šutora et al., 1983). V rámci diplomovej práce sa Velich (1982) pokúsil zostaviť odkrytú tiažovú mapu Považského Inovca. Pôvodnú mapu úplných Bouguerových anomálií opravil nielen o tiažový účinok neogénnych sedimentov v okolí pohoria, ale aj o tiažové účinky mezozoických jednotiek pohoria. Pokus o využitie transformovaných tiažových polí, konkrétne metódy normovaného gradientu GN, uskutočnila Bartková (1982). Súčasťou správy Šutora et al. (1983) sú odvodené tiažové mapy reziduálnych anomálií, horizontálnych gradientov a mapy indícií vertikálnych hustotných rozhraní pre rôznu hĺbku. Súčasťou overovania geofyzikálnych anomálií v rokoch 1983 až 1985 boli aj profilové gravimetrické merania (Šutora et al., 1985).

Tento región je pokrytý aj aeromagnetickými meraniami s výškou letu 80 m nad reliéfom terénu so vzdialenosťou profilov 250 m. Výsledkom prác sú mapy izolínií ΔT v mierke 1 : 50 000 (Gnojek a Janák, 1986). V roku 1984 sa tu vykonali aj pozemné merania v sieti 300 až 500 m x 20 až 60 m. Merania sú spracované do máp izolínií ΔT v mierke 1 : 25 000 (Šutora et al., 1985).

V roku 1979 sa v celej oblasti vykonali aerospektrometrické merania s výškou pozorovania 80 m nad reliéfom a so vzdialenosťou profilov 250 m. Namerané výsledky sa spracovali do máp obsahu K, U a Th a celkovej aktivity gama v mierke 1 : 50 000 (Gnojek a Janák, 1986).

Detailné merania

V roku 1971 sa vykonali geofyzikálne práce zamerané na riešenie týchto hlavných problémov (Vybíral, 1971):

- a) sledovanie priebehu hydrotermálne premenenej zóny v oblasti Stará hora a Nad záhradkou,
- b) zistenie priebehu kryštallického podložia na okraji kryštallického masívu,
- c) overenie možnosti sledovania štrkových polôh v pliocénnych nánosoch.

Pri meraniach sa použil komplex metód: kombinované odporové profilovanie (KOP), metóda VP a magnetometria.

Úložné pomery na styku kryštalinika a sedimentárnej výplne sa sledovali v oblasti Splazy – Stará hora a Nová lúka – Kulháň. Použilo sa vertikálne elektrické sondovanie (VES) s krokom do 500 m a symetrické odporové profilovanie (SOP). Na interpretačných profiloch sa vyčlenili tektonické obmedzenia kontaktu pestrej sedimentárnej série v ílovito-piesčitom až štrkovom vývoji s kryštalinikom. Hrúbka uvedenej série je do 500 m.

Štrkové polohy v pliocénnych nánosoch sa overovali v oblasti dobývky Žobrák (sz. od obce Zlatníky). Použité metódy: odporové profilovanie s AB 15, 30 a 65 m, NM-5 m, doplnené VES. Pri interpretácii sa vychádzalo z predpokladu rozdielnej rezistivity štrkových nánosov oproti iným typom sedimentov.

Celé územie Považského Inovca bolo v rokoch 1983 až 1984 pokryté plošným geomagnetickým meraním (Šutora et al., 1985). Súčasťou plošných prác boli merania na 3 regionálnych a 9 dopĺňujúcich profiloch lokálneho významu.

Na regionálnych profiloch sú vyčlenené tieto geofyzikálne indicie:

- a) rozhrania kryštalinika a neogénnych sedimentov,
- b) ohraničenie možného výskytu hydrotermálne premeneného kryštalinika,
- c) indicie poruchových zón so zníženou rezistivitou,
- d) zreteľné horninové bloky s vysokou rezistivitou (prejav blokovej stavby oblasti),
- e) tektonické obmedzenie blokov ako možný prejav násunových plôch.

Detailné profily boli situované do predpokladaných miest tektonického porušenia, litologicko-tektonických rozhraní a styku popaleogénnej megaantiklinálnej hrasti s vnútornými kotlinami. Použilo sa VES s krokom asi 250 m.

Systém regionálnych profilov sa využil aj pri geofyzikálnom prieskume, ktorý v rokoch 1979 až 1984 realizovali pracovníci Katedry aplikovanej geofyziky PriF UK v Bratislave (Janotka et al., 1985). Aplikoval sa komplex geofyzikálnych metód:

- a) symetrické odporové profilovanie (AB 60 a 180 m),
- b) VP v profilovej modifikácii (sýtenia 10 S, vybíjanie 0,45 s),
- c) VDV s použitím staníc UMS, NAA a YXZ, rádiometria (ojedinelé GMS), magnetometria a VES AB do 2 000 m. Súčasne s meraniami sa odobrali kopané vzorky na pôdnu metalometriu.

Interpretácia komplexných profilových meraní sa urobila separátne po jednotlivých profiloch (vo forme ročných správ) bez vzájomného prepájania a korelácie. Vyčlenili sa úseky zaujímavé z hľadiska možného využitia na nadväzujúci ložiskový prieskum, prípadne riešenie tektonickej stavby.

Oblasť Považského Inovca je pomerne podrobne preskúmaná z hľadiska výskytu rádioaktívnych surovín. V roku 1973 v západnej časti pohoria pracovníci Uránového priemyslu Liberec (závod Spišská Nová Ves) realizovali povrchový rádiometrický prieskum, rádiometrický prieskum v sondách, emanačný prieskum a geoelektrický prieskum. Rádiometrický prieskum v sondách

v mierke 1 : 10 000 sa urobil na dvoch malých plochách (celková plocha 12,5 km², a to jv. od Kálnice a v. od obce Hôrka nad Váhom). Vyčlenili sa 3 významnejšie anomálie.

Emanačný prieskum mal charakter orientačného overenia vhodnosti metódy v danom teréne.

Na letecké gamaspektrometrické merania z r. 1979 nadviazalo povrchové overovanie leteckých anomálií (Čížek, 1986).

Vlastné terénne overovacie rádiometrické práce pozostávali z rekognoskačných pochôdzok, integrálneho merania prirodzenej rádioaktivity v jamkách, merania gamaspektrometrie a laboratórneho stanovenia K, U, Ra a Th.

Na vzorkách hornín z odkryvov sa stanovili aj **fyzikálne parametre**: objemová hustota (Do), mineralogická hustota (Dm), pórovitosť (p), prirodzená hustota (Op) a objemová magnetická susceptibilita (KAPA). Výsledky meraní sa nachádzajú v správe Fiľo et al. (1997).

Výsledky tiažových meraní

Na kvalitatívnu aj kvantitatívnu interpretáciu tiažového poľa skúmaného regiónu bola zostavená mapa úplných Bouguerových anomálií (ÚBA) pre redukčnú hustotu 2,67 g/cm³. Okrem nej sa vypočítali aj odvodené mapy – mapa reziduálnych tiažových anomálií pre polomer vystredenia $r = 2\,000$ a mapa horizontálnych gradientov tiaže podľa Blakelyho (Fiľo et al., 1997). Mapa ÚBA v mierke 1 : 100 000 podáva celkový obraz o priestorovom rozložení hustotných nehomogenít. Považský Inovec sa v širšom obraze prejavuje ako výrazná megantiklinálna štruktúra, pričom najväčšia elevácia tiažového poľa sa zobrazuje v oblasti kót Panská javorina (k. 942) – Úhrad (k. 684) – Rovence (k. 503) – Bezovec (k. 741). Na západe ju vymedzuje výrazný gradient (považský zlomový systém). Na východe je pohorie opäť vymedzené výrazným hustotným rozhraním, dobre sledovateľným na mape ÚBA aj na odvodených mapách. Toto rozhranie s osou Hlohovec – Orešany – Vozokany – Závada oddeľuje eleváciu Považského Inovca od rišňovskej depresie (obr. 43).

Kladné tiažové pole vlastného pohoria vyvolávajú horniny kryštalinika a mezozoika. Lokálne záporné anomálie sú odrazom ľahších variet kryštalinika (kyslejšie diferenciáty granitoidov, resp. ľahšie litotypy mezozoických komplexov). V okolí obce Velušovce sa zobrazuje relatívne tiažové minimum, zobrazujúce anomálny účinok hornín bazálneho paleogénu (brekcie, zlepenca a pieskovce eocénu).

Kladná anomália južne od kóty Panská javorina pravdepodobne veľmi úzko súvisí s polohami amfibolitov. Do úvahy pripadá aj názor, že celá kladná anomália Považského Inovca vznikla v dôsledku synklinálnej stavby, pri ktorej by väčšia hrúbka metamorfítov tvorila relatívne ťažšie hmoty, potrebné na vyvolanie plošne rozsiahlej kladnej anomálie (Hromec a Odstrčil, 1974).

Juhozápadný výbežok Považského Inovca (okolie kóty Holý vrch) reprezentuje na tiažovej mape výrazná elevácia poľa predstavujúca relatívne samostatný blok.

Vplyv tektonických porúch je sledovateľný v celej oblasti. Účinky zlomov sa zosilňujú vtedy, ak zlom, prípadne zlomové pásmo tvorí súčasne aj vertikálne hustotné rozhranie. Okrem výrazných prejavov tektoniky na okrajoch pohoria, oddeľujúcej ho od terciérnej panvovej výplne, sa výrazne prejavujú aj niektoré línie v samotnom ťažovom poli Považského Inovca. Medzi sz. oblasťou a centrálnou časťou pohoria sa črtá línia ssv.-jjz. smeru oddeľujúca horniny obalového paleozoika od hornín metamorfítov vystupujúcich na povrch. Takisto badateľné je aj rozhranie sv.-jz. smeru v priestore Moravany nad Váhom – Nemečky. Oddeľuje oblasť výskytu odkrytých granitoidných hornín od centrálnej časti reprezentovanej metamorfitmi. Juhozápadnú časť pohoria zas oddeľuje línia s.-j. smeru prebiehajúca v okolí kóty Marhát.

Indície získané z odvodených ťažových máp poukazujú okrem toho na možnosť výskytu poruchy hlbšieho založenia zhruba v.-z. smeru, prechádzajúcej naprieč celým masívom pohoria na úrovni kóty Panská javorina.

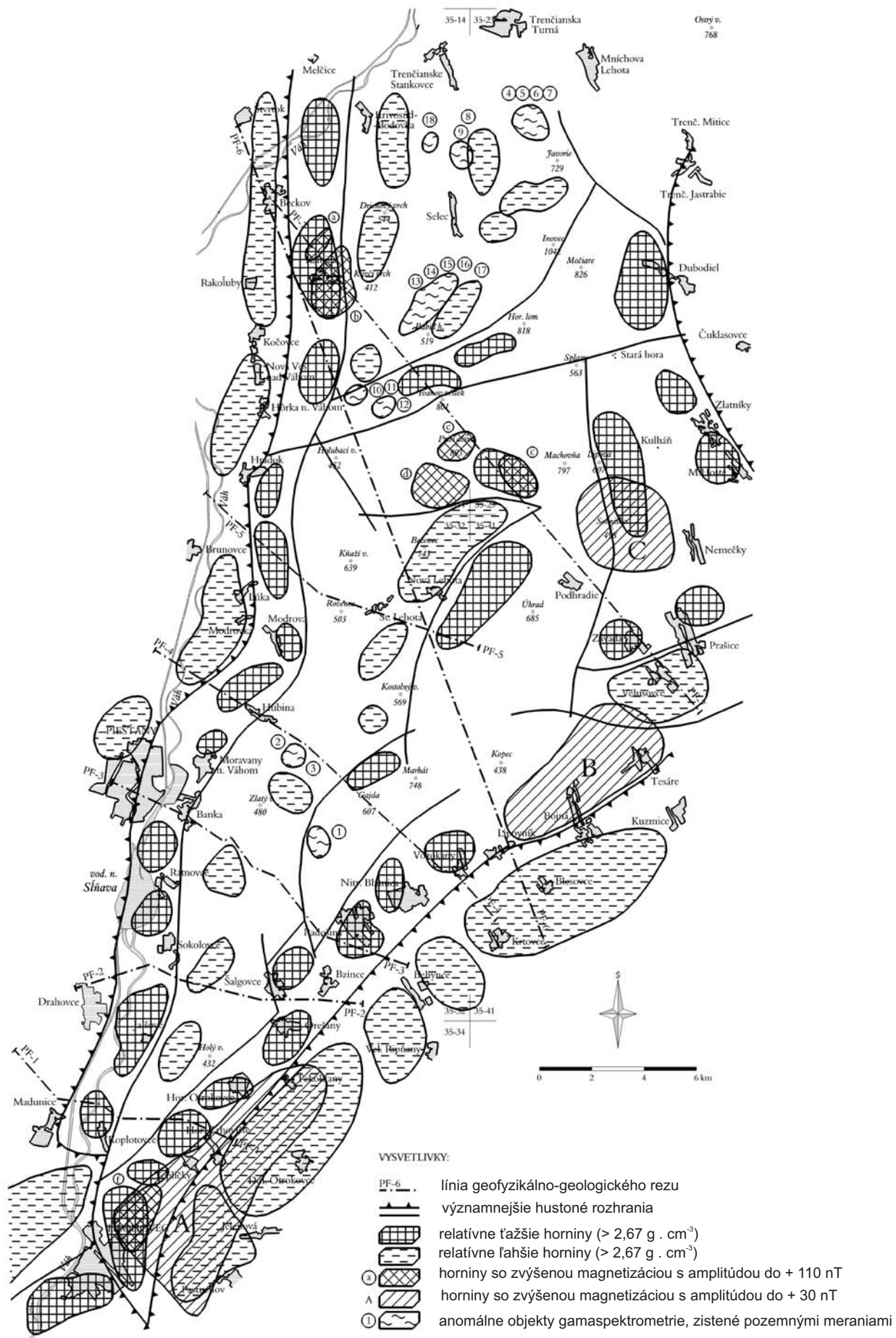
Výsledky magnetometrie

Na aeromagnetickej mape ΔT sa zobrazujú plošne málo rozsiahle anomálie s amplitúdou od +30 do +110 nT. Horniny so zvýšenou magnetizáciou sa vyskytujú najmä v sz. časti seleckého bloku Považského Inovca medzi Beckovom, Selcom, Hrádkom a Hrádockou dolinou (obr. 43). V okolí Kálnice ide o dve anomálie do +60 nT a v pramennej časti Hrádockého potoka magnetické anomálie dosahujú amplitúdu do +110 nT (a, b, c, d, e).

V širšom okolí kóty Prieľačina (893) namerané geofyzikálne údaje dovoľujú predpokladať, že zdrojom týchto anomálií môžu byť hrubé telesá amfibolitov, ktoré sú strmo uložené v prostredí svorov so zvýšeným obsahom rudných Fe-minerálov, resp. migmatitov. Vystupujú plytko pod povrchom, v prípade hrádockej anomálie aj na povrchu (Kubeš et al., 2001).

Plošne rozsiahlejšie anomálie s relatívne nízkou amplitúdou (do +30 nT) sa zistili v okolí kóty Soľnisko, medzi Tekold'anmi a Hlohovcom a Tesármi a Lipovníkom (A, B, C). Z geologicko-metalogenetického hľadiska si pozornosť zasluhuje najmä anomália Soľnisko (k. 498). Magnetické teleso vystupuje v prostredí biotiticko-muskovitických granitov a jeho apikálna časť sa nachádza asi 600 m pod súčasným povrchom. Predpokladáme, že zdrojom kladnej magnetickej anomálie je najpravdepodobnejšie mohutné teleso bázičkejších diferenciátov granitoidov (granodioritov – tonalitov) s hojnejším obsahom Fe-minerálov, najmä magnetitu. Podobné magnetické prostredie predpokladáme aj v prípade anomálií B a C (Kubeš et al., 2001).

V najjužnejšom výbežku pohoria v hlohoveckom bloku sa nachádza výrazná hlohovecká magnetická anomália do +75 nT (f). V tejto oblasti vystupujú na povrchu granitoidné horniny, a preto predpokladáme, že ju vyvolávajú práve granitoidné horniny (najmä biotitické granodiority – tonality s magnetitom a je možná



Obr. 43. Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií (P. Kubeš, 2005).

aj sporadická prítomnosť biotiticko-amfibolických dioritov vyskytujúcich sa v úlomkoch zvetraninového plášťa), ktoré sú však prekryté mladšími útvarmi – mezozoikom (trias, jura?), terciárom a kvartárom.

Za nemagnetické horniny považujeme sedimenty neogénu, paleogénu a obalového mezozoika krížňanského aj chočského príkrovu.

Výsledky gamaspektrometrie

Anomálne objekty v Považskom Inovci zistené pozemnými meraniami (obr. 44) sa viažu na horniny karbónu, permu a triasu (Čížek, 1986, in Kubeš et al., 2001). Anomálny objekt (10) Hôrka nad Váhom sa nachádza 5 km j.jv. od Kálnice. Je známy z leteckého prieskumu už z roku 1962. Viaže sa na silne limonitizované diabasové tufy a tufity vrchného karbónu, ktoré sa striedajú s rádiometricky sterilnými telesami diabasov. Jednotlivé anomálne pruhy sú dlhé až 1,2 km a široké niekoľko desiatok metrov. Obsah eU = 54 ppm, z toho je však 65 % migračného U. Obsah Th = 3,9 – 7,2 ppm eTh, K = 1,0 až 1,5 %. Anomália je sorpčne viazaná na limonit.

V permských horninách sa anomálie viažu na efúzívno-sedimentárne súvrstvie seleckého súvrstvia spodného permu (4, 5, 6, 7, 8, 9, 11, 12, 13, 14, 15, 16, a 18). Tieto anomálne objekty medzi Selcom a Hrádkom sú potenciálnym nositeľom uránového zrudnenia. Sú dvojakého typu:

- uránové anomálie viazané na popolové tufy, tufitické pieskovce a ryolity, sprevádza ich Mo (10 – 46 ppm), Cu (20 – 890 ppm) a Pb (10 – 814 ppm),

- uránové anomálie viazané na polohy sivých a zelenosivých arkózových pieskovcov až zlepcov striedajúcich sa s polohami piesčitých tufov. Zo sprievodných prvkov sa zistili Mo (10 – 2 013 ppm) a Cu (40 – 625 ppm).

Polohy s U zrudnením sú lemované výraznými draselnými anomáliami (K = 6 až 10 %), ktoré súvisia s ryolitovým vulkanizmom. Maximá draselných anomálií sa viažu na polohy ryolitových tufov. Obsah Th je v rozmedzí 7 – 22 ppm eTh.

Vo vrchnom psamiticko-psefitickom súvrství permu sa v roku 1972 overila staršia letecká anomália (17) Kálnica z roku 1962. Je situovaná na ľavom svahu Prostrednej doliny j.jv. od Kálnice. Kutacími ryhami sa zistilo, že anomália sa viaže na zelenosivé mednaté pieskovce, ktoré sa ryhami sledovali v celkovej dĺžke 100 m a hrúbke 1,5 – 7 m. Pribeh týchto tzv. Cu-pieskovcov má smer S – J. Na severe sú zakončené na tektonickej zóne sv. smeru a na juhu sa postupne vyklinujú. Tieto strednozrnné a hrubozrnné zelenosivé pieskovce sú súčasťou asi 15 m hrubého súvrstvia zelených až zelenosivých, jemno- a strednozrnných pieskovcov s generálnym smerom S – J a SSZ – JJV a sklonom od 55 do 80° na východ. Okolie tvoria fialové jemno- až hrubozrnné psamity. V zásekových vzorkách sa zistila koncentrácia uránu 31,5 – 170 ppm, tória 7,6 – 8,6 ppm a draslíka 0,4 – 1,1 %. Maximálny obsah medi boli 1,2 – 1,7 %.

V najvrchnejšej časti permského psamiticko-psefitického súvrstvia sa jednou ryhou overila anomália (13) sv. od Kálnice. V kutacej ryhe sa zachytil styk pod-

ložných svetlo- až tmavosivých strednozrnných kremitých pieskovcov s bridlicami a jemnozrnnými pieskovecami zelených farieb s hojným výskytom sericitu na vrstvových plochách. Rádiometrické zvýšenie sa viaže na tmavosivé kremité pieskovce s nepravidelne rozloženou organickou hmotou. Maximálne hodnoty prírodnej rádioaktivity sa vyskytujú v zóne širokej asi 6 m. Zo zásekových vzoriek zo stien ryhy v rádiometrickom maxime sa zistil obsah $U = 65 \text{ ppm}$, $Th = 5,3 \text{ ppm}$ a $K = 1,7 \%$. Z ostatných prvkov bol obsah $C_{org} 700 - 900 \text{ ppm}$.

V južnej časti Považského Inovca v oblasti medzi Moravanmi nad Váhom a Radošinou sa gamaspektrometrické anomálie viažu na pestré bridlice spodného triasu (1 a 2), resp. na tzv. uránové dolomity (3). Ich rádiogeochemická charakteristika zodpovedá týmto horninovým litotypom na území Západných Karpát.

Výsledky geoelektrických meraní

Na základe výsledkov interpretácie kriviek VES (vertikálne elektrické sondovanie) je možné vyčleniť horniny s nízkymi hodnotami rezistivity, ktoré sa priradujú k neogénnym sedimentom piešťanského a topolčianskeho zálivu. Íly a slabo piesčité íly s tenkými polohami pieskov majú odpor v intervale 8 až 26 ohmm. So zvyšovaním hrúbky piesčitých vrstiev v ílovitom prostredí sa zvyšujú aj hodnoty rezistivity. Paleogén v prevažne ílovcovom vývoji s tenkými polohami pieskovcov dosahuje rezistivitu 35 – 60 ohmm, v prevažne pieskovcovom alebo zlepcovom vývoji 110 – 210 ohmm. Mezozoikum zastúpené tatricou jednotkou, fatrikom a hronikom vykazuje širokú škálu hodnôt rezistivity – od 40 do 10 000 ohmm. Komplex hornín mladšieho paleozoika a kryštalinika dosahuje hodnoty rezistivity v rozmedzí 150 – 2 500 ohmm.

Interpretované hodnoty rezistivity jednotlivých horninových komplexov v značnej miere závisia od stupňa tektonickej porušenia, od obsahu ílovej frakcie a intenzity grafitizácie, resp. sulfidizácie hornín. Dôkazom sú výsledky meraní vynútenej polarizovateľnosti hornín. Z nich vyplýva, že horniny so zvýšeným obsahom sulfidov, resp. so zvýšenou grafitizáciou vykazujú relatívne veľmi nízke hodnoty rezistivity a značne vysoké hodnoty polarizovateľnosti. Znížené hodnoty rezistivity (100 – 200 ohmm) sa zistili nad tektonicky porušenými horninami, no ich polarizovateľnosť je pomerne veľmi nízka. Výsledky interpretácie geoelektrických údajov sa využili najmä pri zostavovaní geofyzikálno-geologických rezov južnej časti regiónu (Valušiaková a Šantavý, 1997).

Mapa geofyzikálnych anomálií

Mapa geofyzikálnych anomálií (obr. 43) je zostavená na základe výsledkov komplexnej interpretácie najmä gravimetrických, magnetických, gamaspektrometrických a geoelektrických údajov. Na mape sú vyznačené línie zostrojených geofyzikálno-geologických rezov (Fiľo et al., 1997), hustotné rozhrania, kon-

túry hornín relatívne ťažších a relatívne ľahších, hornín so zvýšenými magnetickými vlastnosťami a gamaspektrometrické anomálne objekty.

Na mape anomálií dominuje geofyzikálna štruktúra smeru S – J s výskytom relatívne ľahších aj relatívne ťažších hornín a v okolí Kálnice aj s prítomnosťou magneticky aktívnych hornín. Os tejto štruktúry v značnej miere koreluje s údolím rieky Váh. Rozhranie medzi ľahkými sedimentmi neogénu a relatívne ťažšími horninami mezozoika prebieha na spojnici Beckov – Hôrka nad Váhom – Hrádok – Lúka – Piešťany. Štruktúra s relatívne ťažšími horninami tu dosahuje priemernú šírku 2 km a dĺžku okolo 35 km. Začína sa z. od obce Krivosúd-Bodovka a pokračuje smerom ku Kálnici, Hrádku, Modrovej, Hubine, Ratnovciam, Jalšovému a Koplotovciam.

V severnej, sv. a jv. časti regiónu rozhranie medzi horninami neogénu a jeho podloží interpretujeme na spojnici Krivosúd-Bodovka – s. od kóty Javorie (smer Z – V), Dubodiel (SZ – JV), Malé Hoste (SSZ – JJV) – Tesáre (S – J) – Lipovník – Tekold'any – Horné Trhovište – Hlohovec (JZ – SV).

Relatívne ťažšie hmoty sa vyskytujú v území Trenčianske Jastrabie – Dubodiel – Zlatníky – Malé Hoste. Výskyt relatívne ťažších hornín interpretujeme aj v území kóta Lipová – kóta Soľnisko – Závada – Tesáre – Vozokany – Orešany – Tepličky – Hlohovec. Relatívne ťažší komplex hornín sa miestami zobrazuje aj zvýšenými hodnotami magnetizácie (obr. 43):

- a) Tekold'any – Hlohovec (anomálie $\Delta T - A$),
- b) Tesáre – Lipovník (anomália $\Delta T - B$),
- c) okolie kóty Soľnisko (anomália $\Delta T - C$).

Vnútri pohoria je fyzikálna diferencovanosť horninových komplexov zjavne menšia. Pozornosť si zasluhuje striedanie relatívne ťažších a magnetických hornín s relatívne ľahkými a nemagnetickými horninami v území kót Prieľačina – Úhrad – Bezovec. Zaujímavá je aj samotná kóta Prieľačina, kde lokálne tiažové minimum správa pomerne intenzívna magnetická anomália.

Záver

Výsledkom reinterpretácie geofyzikálnych údajov je mapa geofyzikálnych anomálií (obr. 44), na ktorej sú zobrazené výraznejšie fyzikálne (najmä hustotné) rozhrania, výskyty hornín s rozdielnou efektívnou objemovou hustotou, výskyty magneticky aktívnych geologických objektov a anomálne objekty zistené pozemnou gamaspektrometriou.

Na základe existujúcich geofyzikálno-geologických poznatkov sa skonštruovali geofyzikálno-geologické rezy s hĺbkovým intervalom do 5 000 m, ktoré sú publikované v správe Filo et al. (1997).

Pri geologickej interpretácii geofyzikálnych údajov treba brať do úvahy stupeň geofyzikálneho preskúmania celého regiónu. Najviac preskúmané sú oblasti atraktívne najmä z hľadiska riešenia hydrogeologických problémov. Ide pred-

všetkým o územia budované mezozoickým horninovým komplexom v južnej časti pohoria a oblasti tektonického styku terciérnych a predterciérnych útvarov najmä na západnom okraji pohoria (Beckov – Piešťany). Podstatne menej geofyzikálne preskúmaná je severná časť regiónu. Hlavný dôraz sa tam kládol na riešenie ložiskovogeologických problémov. Ide o územia na S od hrádocko-zlatnickeho násunu, kde hlavné zastúpenie majú horninové komplexy mladšieho paleozoika a kryštalinika.

Získané geofyzikálne informácie môžu v značnej miere prispieť k poznaniu hlbínnej geologickej stavby Považského Inovca.

Najnovšie poznatky o hydrogeologických pomeroch sz., z. a jz. časti Považského Inovca sú sústredené v práci Machmerovej et. al. (2000) a Scherera et al. (2004). V týchto prácach sú uvedené podrobné odkazy na archivované hydrogeologické práce. Vo východnej časti Považského Inovca sa doteraz nerealizoval podrobnejší regionálny hydrogeologický prieskum. Hydrogeologické poznatky o tejto časti územia možno čerpať napr. z práce Kullmana (1964) a Kullmana et al. (1975).

Hlavné faktory, ktoré podmieňujú veľkosť zásob a vlastnosti obehu a režimu podzemnej vody v horninovom prostredí, sú geologicko-tektonická stavba, morfológia terénu a klimatické činitele.

Vzhľadom na tektonickú pozíciu Považského Inovca vo vzťahu k okolitým geologicko-tektonickým celkom sú jediným zdrojom dotácie podzemnej vody atmosférické zrážky, ktoré spadli v tomto pohorí. Odčítaním reálnej evapotranspirácie od veľkosti zrážkových úhrnov v určitom čase dostaneme veľkosť odtokového potenciálu. Veľkosť infiltrácie je podmienená časovou distribúciou odtokového potenciálu, infiltračnými schopnosťami horninového prostredia a množstvom akumulovaných zásob podzemnej vody v horninovom prostredí v predchádzajúcom období. V Považskom Inovci sa priemerný ročný zrážkový úhrn pohybuje od 593 (Piešťany, Hlohovec) do 1 050 mm (v najvyšších polohách Považského Inovca). Veľkosť reálnej priemernej ročnej evapotranspirácie sa pohybuje od 450 do 530 mm. Na základe odčítania hodnoty reálnej evapotranspirácie od hodnoty zrážkových úhrnov možno konštatovať, že odtokový potenciál má priemernú ročnú hodnotu od 63 mm ($1,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) v najnižších polohách do 600 mm ($18 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) v najvyšších polohách. Hodnota 100 mm odtokového potenciálu predstavuje zdroj vody pre celkový priemerný odtok z jedného kilometra štvorcového $3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ počas obdobia celého roka. Podľa približnej priemernej nadmorskej výšky celého územia Považského Inovca (402) možno odhadnúť priemerný ročný odtokový potenciál na 7 až $9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, pričom odtokový potenciál vzrastá s nadmorskou výškou a opačne, s klesaním nadmorskej výšky sa znižuje. V častiach územia, ktoré ležia v zrážkovom tieni, je odtokový potenciál nižší. Morfológia terénu ovplyvňuje schopnosť infiltrácie povrchovej vody. V závislosti od infiltračných schopností územia odtokový potenciál vytvára zdroje na konkrétnu distribúciu vody do povrchovej, podpovrchovej a podzemnej zložky odtoku.

Najpriaznivejšie hydrogeologické vlastnosti z hľadiska infiltrácie a akumulácie podzemnej vody a schopnosti sústredeného odvodnenia majú karbonáty stredného a vrchného triasu. Na tieto horniny sa viažu najvýznamnejšie pramene

a hydrogeologické vrty s najväčšou dokumentovanou výdatnosťou. Podzemná voda hlbšieho obehu v karbonátoch sa podieľa aj na tvorbe minerálnej vody.

Považský Inovec je jadrové pohorie budované najmä horninami kryštalinika mladšieho paleozoika a mezozoika, v malej časti aj terciérnymi a kvartérnymi uloženinami. Podľa geologickej stavby môžeme v území vyčleniť niekoľko regionálnych hydrogeologických jednotiek s odlišnými hydrofyzikálnymi vlastnosťami horninového prostredia, režimom a chemickým zložením podzemnej vody. Sú to:

- hydrogeologická jednotka predmezozoických útvarov s puklinovou priepustnosťou,
- hydrogeologická jednotka mezozoika s puklinovou a krasovo-puklinovou priepustnosťou,
- hydrogeologická jednotka terciérnych sedimentov s medzizrnovou priepustnosťou,
- hydrogeologický celok kvartérnych sedimentov s medzizrnovou priepustnosťou.

Hydrogeologická jednotka predmezozoických útvarov

Z hľadiska poznania hydraulických vlastností hornín kryštalinika a mladšieho paleozoika poznatky výrazne zaostávajú za poznatkami z iných útvarov. Horninové prostredie kryštalinika, ktoré zväčša reprezentujú svory, ruly, fylity, migmatity, granity a granodiority, charakterizuje puklinová priepustnosť. Horniny mladšieho paleozoika sú zastúpené najmä pieskovecami a bridlicami.

Horninové prostredie kryštalinika a mladšieho paleozoika vytvára hydrogeologickú štruktúrnú jednotku horninového masívu. Hydrogeologický masív predstavuje hydrogeologickú štruktúrnú jednotku tvorenú komplexmi spevnených hornín bez významnejších hydrogeologických kolektorov vrstvomého typu, s obehom podzemnej vody sústredeným prevažne do pripovrchovej zóny a do tektonicky porušených puklinových zón. S hĺbkou exponenciálne klesajú hodnoty priepustnosti, na ktoré však vplýva prípadné tektonické porušenie. Spôsob obehu podzemnej vody v hydrogeologickom masíve je v základných črtách daný vzájomným vzťahom zvodnených kvartérnych uloženín (alúvií, elúvií a deluviálnych svahových sutín) a podloží hornín skalného podkladu. Kým kvartérnym sedimentom všeobecne pripisujeme rádo vo vyššiu prietoknosť a medzizrnový typ priepustnosti, horniny paleozoika sú oveľa menej priepustné, s puklinovým typom priepustnosti.

Hydraulické vlastnosti granitoidných hornín a metamorfítov sa vo všeobecnosti považujú za rozdielne. Táto rozdielnosť v priepustnosti je spôsobená rozdielnym správaním hornín v procese zvetrávania a odlišnými prejavmi tektonického porušenia. Granitoidné horniny sa vyznačujú väčšou rozpukanosťou a menším utenšením puklín. Z regionálneho hľadiska sú metamorfity (kryštalické bridlice) relatívne menej priepustné ako granitoidy, ale lokálne to môže byť

aj opačne. Hydrogeologický masív odvodňujú početné pramene s nízkou výdatnosťou, resp. sa odvodňuje v úrovni miestnej erozívnej bázy do povrchových tokov. Veľkosť zrážok rastie s nadmorskou výškou, preto výdatnosť prameňov vo vrcholových častiach je väčšia ako vo svahových a priúpätných častiach. V období sucha je hojné sťahovanie výverov do nižších častí svahu v dôsledku predlžovania cesty podzemnej vody v sutinovom pokryve. Počas dlhotrvajúceho sucha môže povrchový výver celkom zmiznúť a podzemná voda sutinového pokryvu sa odvodňuje skrytým prestupom priamo do povrchového toku.

Scherer et al. (2004) uvádzajú v s. časti Považského Inovca v horninovom prostredí kryštalinika priemernú výdatnosť prameňov $0,15 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (extrémy $0,01$ až $2,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) a v horninovom prostredí nečleneného mladšieho paleozoika priemernú výdatnosť prameňov $0,09 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (extrémy $0,01$ až $2,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Východne od obce Kálnica je pozorovaný a zachytený pre obec prameň Stoky (tektonicky porušené horninové prostredie permu až spodného triasu) s priemernou výdatnosťou $2,50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (extrémy $1,61$ až $4,46 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Puklinový prameň Salaš asi 500 m sz. od obce Dubodiel vyviera zo svorových rúl na začiatku terénnej ryhy v nadmorskej výške 395 m . Jeho výdatnosť silno kolíše od $0,01$ do $20 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a priemerná ročná výdatnosť sa pohybuje od $0,93$ do $3,14 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Teplota vody v prameni silno kolíše od $5,2$ do $12,1 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Mucha (1961) uvádza väčšiu schopnosť sústredeného odvodnenia podzemnej vody v prameňoch v kryštaliniku vo vrcholových častiach hrebeňa na severných svahoch Panskej Javoriny a medzi Inovcom a Jakubovou.

V horninovom prostredí kryštalinika a mladšieho paleozoika sa dosiaľ neuskutočnil veľký počet hydrogeologických vrtov. Vzhľadom na analogické pomery môžeme hydraulické parametre kryštalinických hornín odvodzovať na základe poznatkov z iných oblastí. V zóne pripovrchového rozvoľnenia sa koeficient filtrácie (k_f) pohybuje zväčša v rozmedzí $1 \cdot 10^{-5}$ až $1 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, pričom exponenciálne poklesáva smerom do hĺbky masívu. Podľa analógie s ostatnými územiami Slovenska možno orientačne predpokladať, že v hĺbke $300 - 500 \text{ m}$ sa môže priemerná priepustnosť kryštalinika vzťahovať na väčšie skúšané úseky, charakterizované približne hodnotami koeficientu filtrácie okolo $k_f = 1 \cdot 10^{-8}$ až $1 \cdot 10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Jednotlivé skúšané úseky môžu vykazovať koeficient filtrácie v rozpätí $k = 1 \cdot 10^{-11}$ až $1 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, najčastejšie v intervale $k_f = 2 \cdot 10^{-9}$ až $4 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. V celkovom nerozpukanom prostredí kryštalických hornín môže matrixová priepustnosť granitoidového monolitu klesať až na $k_f = 5 \cdot 10^{-12} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Uvedené charakteristiky priepustnosti vzťahujúce sa na hĺbku okolo $300 - 500 \text{ m}$ budú s ďalším zväčšovaním hĺbky pod povrchom terénu ďalej klesať. Do hĺbky okolo $700 - 800 \text{ m}$ možno predpokladať pokles priemernej hodnoty koeficientu filtrácie zhruba o 1 rád na $200 - 300 \text{ m}$ hĺbky (Jetel in Kováčiková et al., 1995).

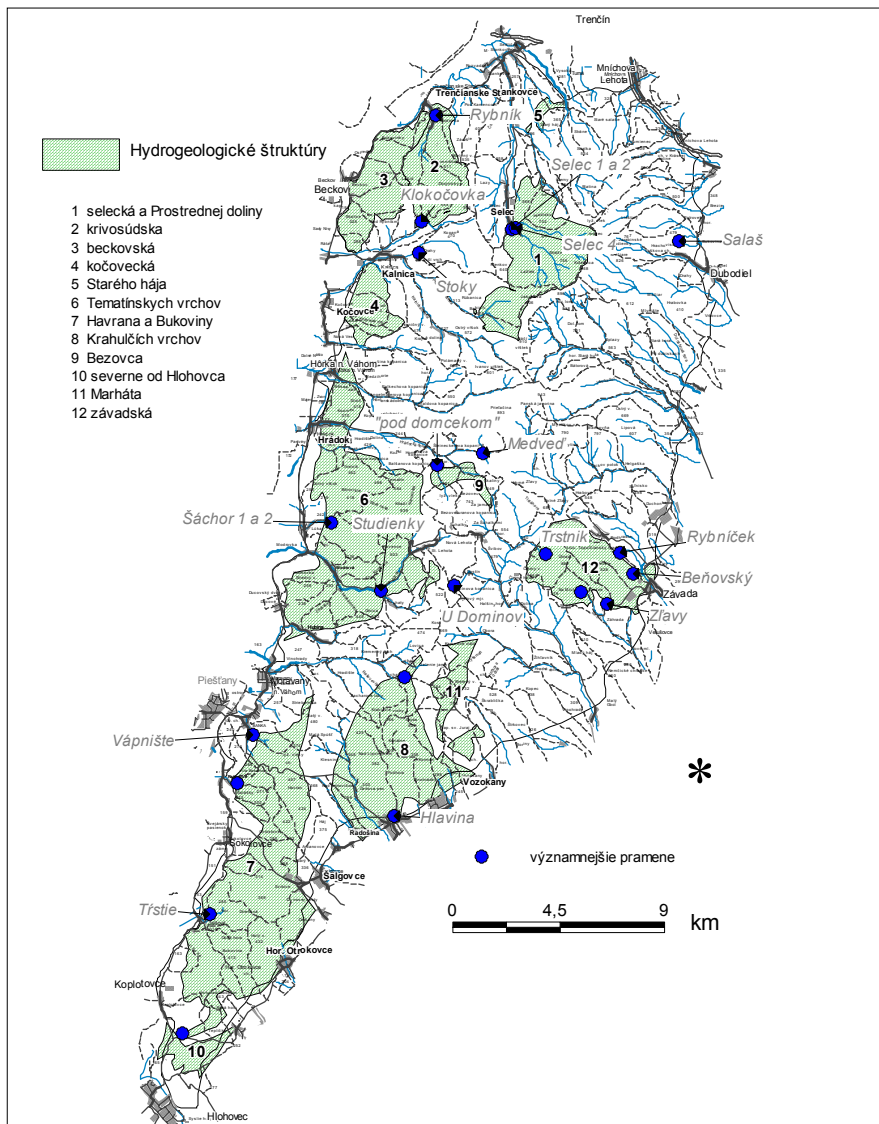
Schopnosť akumulácie a sústredenia podzemných vôd v bridliciach a pieskovcoch mladšieho paleozoika je ešte nepriaznivejšia ako v prípade kryštalických bridlíc a granitov. Tieto nepriaznivé vlastnosti sú spôsobené väčšou schopnosťou kolmatácie tohto prostredia, ako aj menšie zrážkové úhrny v dô-

sledku nižšej nadmorskej výšky. Machmerová et al. (2000) zistili v Považskom Inovci reprezentatívne hodnoty merného priemerného podzemného odtoku $2,36 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ pre nečlenené kryštalinikum a pre horniny mladšieho paleozoika $1,36 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Dovina (1984) pre horninové prostredie kryštálických bridlic (budujúcich vrchovinový a hornatinový reliéf s nadmorskou výškou 700 – 850 m, priemernou ročnou teplotou 6 až 8 °C, orientačnou hodnotou skutočného výparu 400 až 500 mm) určil priemerný merný podzemný odtok v intervale $1 - 3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

V dôsledku plytkého obehu podzemnej vody, krátkeho času zdržania vody v horninovom prostredí kryštalinika a mladšieho paleozoika a nízkych mineralizačných schopností horninového prostredia na kontakte s vodou sa v tomto prostredí obehu formuje petrogénna podzemná voda, z hľadiska genetického typu silikátogénna, nízko mineralizovaná (väčšinou do 200 mg/l), s chemickým zložením Ca-HCO_3 až $\text{Ca-Mg-SO}_4\text{-HCO}_3$, so značnými agresívnymi vlastnosťami. V permských súvrstviach s vyšším obsahom karbonátov je hlavným mineralizačným procesom okrem rozpúšťania silikátových minerálov aj rozpúšťanie karbonátov a mineralizácia podzemnej vody je vyššia (priemer 350 až 400 $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$).

Hydrogeologická jednotka mezozoika

V mezozoických súvrstviach hodnoteného územia sú prvoradým kolektorom podzemnej vody vápence a dolomity stredného a vrchného triasu. Vyčlenené hydrogeologické štruktúry v karbonátoch sú znázornené na obr. 45 a opísané v tab. 6. Priaznivé podmienky na infiltráciu, akumuláciu a sústredené odvodnenie podzemnej vody v týchto horninách odzrkadľuje hodnota merného podzemného odtoku, ale aj vysoká merná výdatnosť hydrogeologických vrtov, výdatnosť prameňov aj charakter výtokových čiar prameňov. Triasové vápence a dolomity majú veľmi vhodnú predispozíciu na to, aby umožnili masívnu infiltráciu zrážkovej, prípadne povrchovej vody, akumulovali významné množstvo podzemnej vody a sústredili jej odtok do koncentrovaných výstupov s vysokým vodárenským potenciálom. Tieto horninové komplexy však zároveň charakterizuje extrémna heterogenita. Vápence a dolomity patria k rôznym tektonickým jednotkám – tatriku, fatriku a hroniku. Vo všetkých tektonických jednotkách majú tieto horninové druhy – vápence aj dolomity – väčšinou analogické, ale aj odlišné vlastnosti. Tieto horninové druhy sa vyznačujú krasovo-puklinovým až krasovým charakterom priepustnosti, čo znamená, že podzemná voda tu môže obiehať rýchlejšie. Vápence sú však extrémne heterogénnym prostredím s hydraulicky kontrastnými vlastnosťami: vysoko priepustné kaverny s až turbulentným prúdením sú ohraničené skalným masívom s nízkou priepustnosťou aj zásobnosťou. Dolomity sú menej heterogénne, s dominujúcim puklinovým typom priepustnosti a s pomerne vysokou zásobnosťou, viazanou na početné systémy drobných puklín.



Obr. 44. Vyčlenené hydrogeologické štruktúry v karbonátových horninách a lokalizácia najvýznamnejších prameňov Považského Inovca (S. Scherer, 2005).

Komplex hornín mezozoika však charakterizuje veľmi pestré litologické zloženie hornín – okrem strednotriasových karbonátov zahŕňa aj ílovcovo-pieskovcové súvrstvia, rozličné variety vápencov od čistých cez detritické, škvrnité, koralové, oolitické, kalpionelové, hľuznaté, krinoidové, až po vápence s rôznym podielom slienitej zložky až sliene. Od ich litologického charakteru, ovplyvneného aj štruktúrne-tektonickými podmienkami, závisí odlišnosť jednotlivých súvrství z hľadiska ich priepustnosti. Z tohto aspektu ich môžeme rozdeliť na dve základné skupiny, a to na hydrogeologické izolátory, resp. hydrogeologické poloizolátory, tvorené prevažne nepriepustnými horninami, a hydrogeologické kolektory, ktoré charakterizuje rôzna intenzita priepustnosti. Hydrogeologické izolátory sú najmä vrchnotriasové vrstvy karpatského keuperu (pestré bridlice s vložkami pieskovcov a dolomitov), ako aj spodno- až strednokriedové vápnité ílovce a sliene s vložkami pieskovcov. V hroniku sú dominujúcim hydrogeologickým izolátorom lunzské vrstvy – sivé bridlice a pieskovce.

Mezozoické sedimenty tektonickej jednotky tatrika (obalové série) a tektonickej jednotky fatrika možno charakterizovať ako jednotky s pestrým litologickým zložením a bohatým stratigrafickým zastúpením. Tektonická jednotka hronika (chočský príkrov a vyššie príkrovy) má relatívne monotónnu geologickú stavbu charakterizovanú vývojom čistých karbonátov. Súvrstvia vápencov a dolomitov sú tu prerušené jedine izolátorovým súvrstvom lunzských vrstiev, ktoré oddeľujú karbonáty strednotriasového veku od vrchnotriasových.

Karbonáty stredného a vrchného triasu možno charakterizovať relatívne vyššími hodnotami merného odtoku podzemnej vody v porovnaní s horninami kryštalinika pri tých istých klimatických a morfológických podmienkach: podiel povrchového a podpovrchového odtoku je tu oveľa nižší. Scherer et al. (2004) vyčlenili v sz. časti Považského Inovca 5 hydrogeologických štruktúr. Priemerné hodnoty merného podzemného odtoku z týchto štruktúr sa pohybujú v závislosti od veľkosti zrážok, evapotranspirácie a veľkosti povrchového odtoku od $3,8$ do $7,41 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Pri výpočte merného podzemného odtoku autori schematicky zohľadnili nadmorskú výšku územia aj pozíciu územia vo vzťahu k širšiemu okoliu, ktorá spôsobuje zrážkový tieň. Jednotlivé hodnoty merného odtoku podzemnej vody sú uvedené v tab. 6 a charakteristika pozorovaných prameňov prostredníctvom SHMÚ je v tab. 7. Realizované hydrogeologické vrty v Považskom Inovci sú zobrazené na obr. 46 a stručne charakterizované v tab. 8 (podľa archívu ŠGÚDŠ).

Čiastkovú seleckú hydrogeologickú štruktúru tvoria karbonáty tatrika zarúsané do kryštalinika v Seleckej doline. Pod paleozoickými horninami je čiastková selecká štruktúra zavrúsanými karbonátmi prepojená s čiastkovou hydrogeologickou štruktúrou Prostrednej doliny. Prostredníctvom prameniska Selec sa teda odvodňuje aj časť Prostrednej doliny pri Kálnici. Karbonáty čiastkovej seleckej štruktúry s priľahlým územím budovaným paleozoickými horninami majú plochu $12,06 km^2$ a čiastková štruktúra Prostrednej doliny má plochu $3,12 km^2$.

Tab. 6. Stručná charakteristika vyčlenených hydrogeologických štruktúr v Považskom Inovci.

	Hydrogeol. štruktúra	Plocha štruktúry	Priemer. nadmor. výška	Tekton. jednot.	Merný podzemný odtok	Prírodné zdroje podzem. vody	Pôvod údajov
		[km ²]	[m n. m.]		[l . s ⁻¹ . km ⁻²]	[l . s ⁻¹]	
1	selecká a Prostrednej dol.	15,5*	586	tatrikum	7,4	114,7	Scherer et al. (2004)
2	krivosúdskaa	9,15 *	370	tatrikum	4,6	42,1	Scherer et al. (2004)
3	beckovská	9,71 *	283	fatrikum	3,8	36,9	Scherer et al. (2004)
4	kočovská	4,82 *	298	hronikum	3,9	18,8	Scherer et al. (2004)
5	Starého hája	0,73	273	tatrikum	5,6	4,1	Scherer et al. (2004)
6	Tematínskych vrchov	35,8	335	hronikum	6,3	225,5	Machmerová et al. (2000)
7	Havrana a Bukoviny	38,5	302	fatrikum	6,3	242,6	Machmerová et al. (2000)
8	Kraľulčích vrchov	21,6	330	fatrikum	6,3	136,1	Machmerová et al. (2000)
9	Bezovca	1,8	473	fatrikum	6,3	11,3	Machmerová et al. (2000)
10	s. od Hlohovca	3,4	241	tatrikum	6,3	21,4	Machmerová et al. (2000)
11	Marháto	4	374	tatrikum	6,3	25,2	Machmerová et al. (2000)
12	závadská	12,77	425	hronikum	6 – 7	79,2	Kullman (1964)

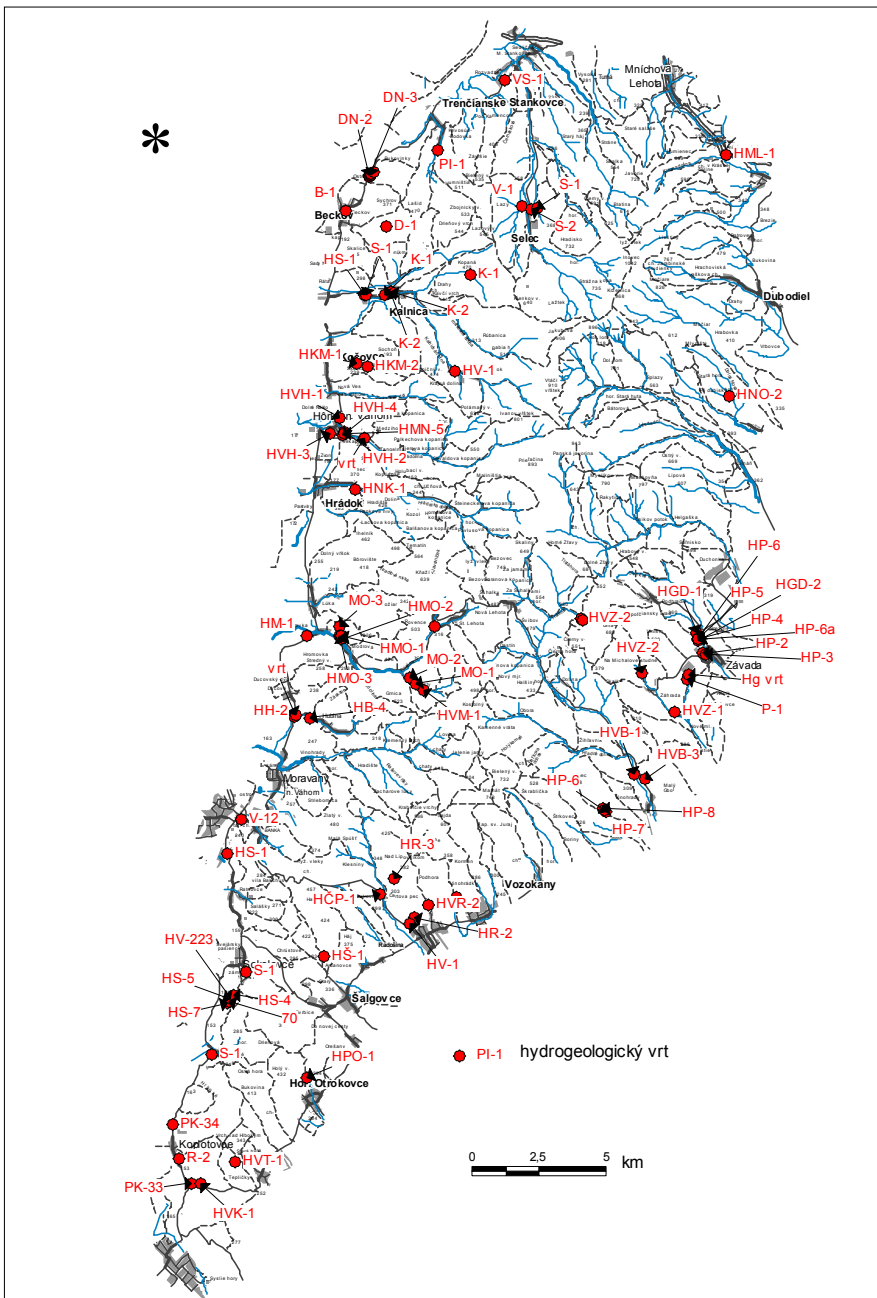
* plocha štruktúry sa uvádza spolu s príľahlými, menej priepustnými horninami

Selecké pramenisko pozostáva z troch vodárensky zachytených prameňov v hornej časti obce Selec. Prameň Selec 1 má priemernú výdatnosť 31,43 l . s⁻¹ (extrémy 16,6 – 47,1 l . s⁻¹), prameň Selec 2 má priemernú výdatnosť 17,57 l . s⁻¹ (extrémy 16,1 – 20,3 l . s⁻¹) a prameň Selec 4 má priemernú výdatnosť 21,94 l . s⁻¹ (extrémy 2 – 66,5 l . s⁻¹). Voda z prameňov Selec 1 a 2 pochádza z hlbokého obehu a priemerná teplota vody je 11,7 °C. Voda z prameňa Selec 4 pochádza aj z územia budovaného paleozoikom, má plytký obeh a priemernú teplotu 7,81 °C. Seleckú štruktúru odvodňuje najmä selecké pramenisko, menej povrchové toky Krželnického a Seleckého potoka. Menšia časť seleckej štruktúry na severe sa odvodňuje skryte do Stankovského potoka. Podzemná voda akumulovaná v hydrogeologickej štruktúre Prostrednej doliny prestupuje popod paleozoické horniny do seleckej štruktúry a časť vystupuje vo vyvieracke pod karbonátmi v Prostrednej doline. Expedične tam bola nameraná výdatnosť od 0,5 do 5,0 l . s⁻¹.

Tab. 7. Stručná charakteristika prameňov v Považskom Inovci pozorovaných SHMÚ.

Prameň	Lokalita	Katal. číslo	m n. m.	Priemerná hodnota z obdobia	Extrémne hodnoty z obdobia	T priem. [C °]	Q priem [l . s ⁻¹]	Q min [l . s ⁻¹]	Q max [l . s ⁻¹]
Selec 1	Selec	976	360	1987 – 2000	1987 – 2000	11,67	31,43	16,6	47,1
Selec 2	Selec	976	360	1987 – 2000	1987 – 2000	11,69	17,57	16,1	20,3
Selec 4	Selec	1 006	400	1989 – 1998	1989 – 1998	7,81	21,94	2	66,5
Rybník	Krivosúd	978	220	1973 – 1998	1973 – 1998	10,16	7,04	0,17	19,7
Klokočovka	Kálnica	1 008	295	1984 – 2002	1984 – 2002	9,54	5,60	0,44	15,6
Stoky	Kálnica	1 013	250	1997 – 2001	1997 – 2001	10,05	2,51	1,61	4,46
Štôľňa	Kálnica	1 012	350	1988 – 1997	1988 – 1997	8,44	1,54	0,83	2,7
Šáchor 1 + 2	Lúka n. Váhom	980	195	1986 – 1998	1986 – 1998	12,10	40,56	33	47,9
Studenky	Modrová	983	245	1986 – 1998	1986 – 1998	9,80	5,67	0,56	26,8
Striebornica	Moravany	1 011	305	1988 – 1998	1988 – 1998	10,00	27,30	6,63	61,60
Vápnište	Banka	989	200	1986 – 1988	1986 – 1988		2,10	0,42	4,22
Medveď	Hrádok	979	375	1973	1971 – 1973	7,5	2,52	0,46	29,4
Teplý vrch	Stará Lehota	982	380	1973	1966 – 1973		0,66	0,3	3,33
Dolné lúky č. 1	Modrová	984	195	1973	1972 – 1973		9,25	4,06	12,4
Dolné lúky č. 2	Modrová	985	195	1973	1972 – 1973		5,81	3,87	8,82
Močidlá	Hubina	986	275	1966 – 1973	1966 – 1973		0,58	0,26	2,2
Malé Vápnište	Banka	987	200	1973	1972 – 1973		0,80	0,5	1,09
Veľké Vápnište	Banka	988	200	1973	1972 – 1973		0,61	0,14	1
Hlavina	Banka	990	190	1983 – 1985	1983 – 1985	10,5	2,1	1,53	2,62
Salaš	Dubodiel	1 108	395	1967 – 1996	1967 – 1996		1,13	0,25	20
U Dominov	Stará Lehota	1 153	370	1976 – 1996	1976 – 1996		5,1	1,65	15,6
Zľavy	Závada	1 159	290	1987 – 1996	1987 – 1996		22	15	30,1
Beňovský	Podhradie	1 169	420	1988 – 1990	1988 – 1990	10,4	5,99	4,14	11

Krivosúdska karbonátová štruktúra južne od Krivosúdu-Bodovky s priľahlým územím budovaným paleozoickými horninami má plochu 9,15 km². Štruktúru odvodňuje prameň Klokočovka východne od Kálnice s priemernou výdatnosťou 7,0 l . s⁻¹ (0,17 – 19,7 l . s⁻¹) a Bodovský potok. V hydrologickom roku 1996/1997 bol priemerný prietok v Bodovskom potoku na jeho styku s nivou Váhu 41 l . s⁻¹ a extrémny prietok 29 – 250 l . s⁻¹ (Mlynarčík, 1998). V uvedenom období sa ešte vodárensky nevyužíval prameň Rybník a zrážkové úhrny v tomto období boli blízke dlhodobému priemeru. Prameň Rybník v obci Krivosúd-Bodovka má priemernú výdatnosť 7,0 l . s⁻¹ (extrémy 0,17 – 19,7 l . s⁻¹). Pri prameni Rybník sa realizoval hydrogeologický vrt PI-1. Podľa výsledkov z hydro-



Obr. 45. Lokalizácia hydrogeologických vrtov v Považskom Inovci.

Tab. 8. Charakteristika realizovaných hydrogeologických vrtov v Považskom Inovci podľa archívu ŠGÚDŠ (Geofondu).

Označenie vrtu	Lokalita	Hĺbka vrtu [m]	Litolog. a stratigr. index test. zvodnenca	Dĺžka trvania čerpacej skúšky [deň]	Výdatnosť Q [l . s ⁻¹]	Zníženie s [m]	Koeficient filtrácie k [m . s ⁻¹]	Koeficient prietochosti T [m ² . s ⁻¹]	Autor	Rok	Číslo správy v Geofonde
PI-1	Krivosud-Bodovka	90	M	27	11,5	4,91	1,07 E-4	6,86 E-3	Scherer	2004	
VS-1	Veľké Stankovce	9,0	Q	20	12,94	1,52	2,72 E-3	1,28 E-2	Krumlová	1966	16 810
S-1	Kálnica	46,0	Q-M	14	2,28	1,5	1,56 E-4	5,07 E-3	Kollár	1962	10 201
V-1	Selec	12,0	Q	20	1,5	3,21	1,12 E-4	1,18 E-3	Krumlová	1966	16 555
K-1	Kálnica	20,2	Q	21	1,5	6	6,65 E-5	8,32 E-4	Pechočiaková	1967	18 699
K-1	Kálnica	7,8	Q	8	0,15	2,38	2,57 E-5	1,00 E-4	Říha	1963	11 748
B-1	Beckov	12,5	Q	13	6,04	1	1,63 E-3	6,36 E-3	Říha	1965	14 136
K-2	Kálnica	26,0	Q	22	1	4	5,71 E-5	9,30 E-4	Pechočiaková	1967	18 691
K-2	Kálnica	26,0	Q	22	1	4	5,71 E-5	9,30 E-4	Pechočiaková	1967	19 691
HS-1	Kálnica			28	2,63 5,26	0,82 2,80			Ševčík	1983	56 693
D-1	Beckov-Bukovin.	100,0	Q-M	28	0,50 2,20	1,58 10,71			Némethyová	1989	70 960
DN-2	Beckov	120,0	Q-M	13	5,00 10,00 9,00 11,00 14,00	0,45 1,24 1,32 1,90 2,81		1,34 E-2	Némethyová	1989	70 992
DN-3	Beckov	120,0	Q-M	6	5,00 10,00 16,00 17,00	2,14 4,55 7,49 6,56		3,02 E-5	Némethyová	1989	70 992
vrt	Hôrka nad Váhom	20,0	Q	23	3,3	1	9,78 E-4	5,87 E-3	Pekár	1963	10 876

Označenie vrtu	Lokalita	Hĺbka vrtu [m]	Litolog. a stratigr. index test. zvodnenca	Dĺžka trvania čerpacej skúšky [deň]	Výdatnosť Q [l . s ⁻¹]	Zníženie s [m]	Koeficient filtrácie k [m . s ⁻¹]	Koeficient prietokosti T [m ² . s ⁻¹]	Autor	Rok	Číslo správy v Geofonde
HNK-1	Hrádok	60,0	M	20	5,26	7,7	4,82 E-5	2,12 E-3	Valušiak	1972	27 958
HVH-2	Hôrka nad Váhom	40,0	Q-M	9	11,4	4	5,38 E-4	8,24 E-3	Dujčík	1975	33 636
HVH-3	Hôrka nad Váhom	30,0	Q	17	4,39	3	4,05 E-4	2,55 E-3	Dujčík	1975	33 636
HVH-4	Hôrka nad Váhom	37,0	Q	33	2,00 4,12 6,06 7,14	3,30 3,41 2,28 2,39			Dujčík	1975	33 636
HVH-1	Hôrka nad Váhom	30,0	Q	15	10,5	2,5	1,07 E-3	7,05 E-3	Dujčík	1975	33 636
HMN-5	Hôrka nad Váhom	33,0	Q	a	a	a			Steiner		53 846
HV-1	Kálnica – VÚMA	7,2		20	0,04 0,06	0,59 1,04			Žáková	1986	62 609
HKM-1	Kočovce	95,0	M	59	0,60 2,00 4,00 6,00	0,46 3,05 5,76 8,16	3,22 E-5	2,19 E-3	Némethyová	1986	63 533
HKM-2	Kočovce	90,0	M	14	0,27 0,16	8,79 9,50	6,96 E-7	4,57 E-5	Némethyová	1988	73 035
vrt V-12	Hubina	14,4	Q	12	2,75	0,3	5,23 E-3	2,09 E-2	Kocinger	1957	5 317
	Piešťany	58,0			1,56 5,10				Rebro	1974	32 853
HH-2	Hubina	8,7	Q-M	27	1,00 3,00 5,00 7,00	0,12 0,42 0,66 1,05	3,47 E-3	1,42 E-2	Bukovská	1977	39 486
MO-1	Modrová	104,0	Q-M	7	0,05	10	1,06 E-7	1,02 E-5	Beracko et al.	1975	33 648
MO-2	Modrová	22,0	Q	23	3,15	3	1,28 E-4	1,80 E-3	Beracko et al.	1975	33 648

Označenie vrtu	Lokalita	Hĺbka vrtu [m]	Litolog. a stratigr. index test. zvodnenca	Dĺžka trvania čerpacej skúšky [deň]	Výdatnosť Q [l . s ⁻¹]	Zníženie s [m]	Koeficient filtrácie k [m . s ⁻¹]	Koeficient prietokosti T [m ² . s ⁻¹]	Autor	Rok	Číslo správy v Geofonde
HM-1	Modrovka	25,0	Q	21	0,03 0,04 0,05 0,07	3,10 4,10 5,60 6,00	1,66 E-6	2,18 E-5	Tartal	1972	29 634
MO-3	Modrovka	100,0	M	14	1,80 1,20 3,46	3,00 2,00 9,00	5,16 E-5	1,92 E-3	Šalagová	1975	35 321
HMO-1	Modrová	70,0	Q-M	32	0,99 2,00 2,80 3,70	1,51 2,94 4,60 6,07			Šalagová	1978	40 527
HMO-2	Modrová	60,0	Q-M	32	1,90 4,16 5,50 6,20	1,52 3,00 4,40 6,00			Šalagová	1978	40 527
HMO-3	Modrová	42,0	Q-M	32	0,20 0,30 0,34 0,38	1,53 3,10 4,55 6,20			Šalagová	1978	40 527
HB-4	Hubina	24,5	a	a	a	a	a	a	Lauko	1978	42 186
HVM-1	Modrová	7,7	Q	25	0,23	0,07	2,14 E-3	6,36 E-3	Valušiak	1986	64 731
HV-1	Stará Lehota	12,0	Q	21	0,17 0,27	2,07 4,30	4,15 E-5	2,61 E-4	Holbay	1987	67 888
S-1	Sokolovce	20,7	M	20	20	2,78	4,09 E-3	1,23 E-2	Krumlová	1967	18 063
S-1	Jalšovce	41,6	a	a	a	a	a	a	Kollár	1960	7 802
HS-1	Piešťany	16,0	Q-M	12	9,87 18,60	0,50 1,00	2,74 E-3	2,53 E-2	Lenártová	1974	32 908

Označenie vrtu	Lokalita	Hĺbka vrtu [m]	Litolog. a stratigr. index test. zvodnenca	Dĺžka trvania čerpacej skúšky [deň]	Výdatnosť Q [l . s ⁻¹]	Zníženie s [m]	Koeficient filtrácie k [m . s ⁻¹]	Koeficient prietokosti T [m ² . s ⁻¹]	Autor	Rok	Číslo správy v Geofonde
HV-223	Sokolovce	92,0	Q-M	8	10,50 13,30 16,60	1,00 2,00 3,00	5,17 E-4	3,33 E-2	Jalč	1973	36 070
HS-4	Sokolovce	70,0	M	16	4,35 7,68 12,30	5,01 11,06 17,69	4,88 E-5	2,73 E-3	Bartková	1982	64 336
HS-5	Sokolovce	59,0	Q-M	15	4,58 6,06 8,00	3,30 5,52 10,47	4,58 E-5	2,06 E-3	Bartková	1982	64 336
70	Sokolovce	70,0	M	14	4,00 6,45 8,60	1,48 2,48 3,44	7,40 E-5	4,15 E-3	Bartková	1982	64 336
HS-7	Sokolovce	70,0	M	15	4,00 6,06 8,69	2,07 3,68 5,24	5,33 E-5	2,93 E-3	Bartková	1982	64 336
HČP-1	Radošina	80,4	Q-M	27	3,07	29,6	1,33 E-6	8,59 E-5	Fatul	1971	26 819
HŠ-1	Šalgovce	92,0	M	20	3,63 2,04	8,57 4,10	4,34 E-4	1,54 E-2	Tartal	1969	21 490
HR-2	Radošina	70,7	T-M	21	2,22	1,5			Mikuláš	1972	27 597
HV-1	Radošina	11,2	Q-T						Rupperová	1970	27 345
HR-3	Radošina	71,0							Bukovská	1977	39 775
HVR-2	Radošina	85,0	Q-M	61	3,17 3,38	20,80 20,80	1,98 E-6	1,23 E-4	Námethyová	1980	46 480
HNB-1	Nitrianska Blatnica	93,0	M	15	3,50 7,10 8,00	4,42 10,21 11,24	1,97 E-5	1,28 E-3	Svorenčík	1982	53 048
R-2	Koplotovce	250,0	M	6	2,7	3	7,71 E-6	1,31 E-3	Rebro	1980	46 408

Označenie vrtu	Lokalita	Hĺbka vrtu [m]	Litolog. a stratigr. index test. zvodnenca	Dĺžka trvania čerpacej skúšky [deň]	Výdatnosť Q [l . s ⁻¹]	Zníženie s [m]	Koeficient filtrácie k [m . s ⁻¹]	Koeficient prietochnosti T [m ² . s ⁻¹]	Autor	Rok	Číslo správy v Geofonde
PK-33	Koplotovec	30,0	NS	5	0,30 0,50 0,60	3,00 5,00 7,00	1,16 E-5	1,98 E-4	Rebro	1984	57 572
PK-34	Koplotovec	70,0	M	3	0,1	20	3,38 E-7	5,37 E-6	Rebro		57 572
HVK-1	Koplotovec	80,0	M	118	2	3,94	1,26 E-5	7,59 E-4	Koš	1985	67 022
HVT-1	Hlohovec-Tepličky	145,0	M	28	0,25	32,63	1,13 E-7	3,40 E-6	Šarlavová	1988	67 459
HPO-1	Horné Otrokovce	25,0							Jalč a Fatulová	1987	67 959
HML-1	Mnichova Lehota	80,0	Q-M	16	10,01 0,03 0,03	18,00 5,00 4,00	6,49 E-7	6,49 E-6	Beracko	1974	33 465
HNO-2	Koš – Opatovce nad Nitrou	10,5	Q	8	3,3	3	3,53 E-4	1,91 E-3	Beracko	1972	28 154
Hg vrt	Závada	80,0	M	21	0,66 1,00 1,40	1,60 2,60 3,60	1,08 E-5	6,50 E-4	Matejová	1976	36 083
HP-2	Závada	50,0	M	19	0,62 1,00 2,00	4,97 9,55 16,67	5,52 E-6	1,99 E-4	Lauková	1976	37 636
HP-3	Závada	50,5	M	20	1,00 1,50	7,90 17,80	8,78 E-5	3,82 E-3	Lauková	1976	37 636
HVB-1	Bojná	16,0	Q-Pz	3	0,4	2,35	2,59 E-5	2,07 E-4	Némethyová	1981	50 543
HVB-3	Bojná	25,0	Q-Pz	2	0,2	8,6	2,00 E-5	4,00 E-4	Némethyová	1981	50 543
HVZ-1	Závada-Záhřada	80,0	Q-M	4	6,6	14,28	1,03 E-5	7,39 E-4	Šarlavová	1981	51 345
HVZ-2	Závada-Záhřada	57,0	Q-T	5	3,3	30,4	1,28 E-6	6,01 E-5	Šarlavová	1981	51 345

Označenie vrtu	Lokalita	Hĺbka vrtu [m]	Litolog. a stratigr. index test. zvodnenca	Dĺžka trvania čerpacej skúšky [deň]	Výdatnosť Q [l . s ⁻¹]	Zníženie s [m]	Koeficient filtrácie k [m . s ⁻¹]	Koeficient prietochosti T [m ² . s ⁻¹]	Autor	Rok	Číslo správy v Geofonde
HVZ-1	Nová Lehota-Zvára	60,0	M	19	10,00 15,38 20,00 25,00	4,51 7,42 12,10 16,96	1,16 E-4	6,63 E-3	Lauko et al.	1982	53 063
HVZ-2	Nová Lehota-Zvára	48,0	M	13	6,06	21,04	4,97 E-6	2,10 E-4	Lauko et al.	1982	53 063
HGD-1	Duchonka-Závada	118,0	M	28	1	61			Jelč	1985	64 063
HGD-2	Duchonka-Závada	69,0	M	26	4,00 7,00 10,00	6,50 11,00 15,30	2,43 E-5	1,24 E-3	Jelč	1985	64 063
HP-4	Závada	52,0	M	61	1,50 1,45 1,50 1,38 1,50	13,51 13,51 13,67 13,89 17,09	2,12 E-6	9,01 E-5	Paňáková	1988	67 469
HP-5	Závada	70,0	M	61	3,00 1,00	16,49 16,49	2,68 E-6	1,62 E-4	Paňáková	1988	67 469
HP-6a	Závada	54,5	Q-M	61	4,00 4,48 4,70 5,00 6,00 7,14	15,20 17,24 14,69 13,29 15,59 18,98	8,91 E-6	3,97 E-4	Paňáková	1988	67 469
P-1	Závada	25,0	Q-M	0,083	1	0,6			Solymosiová	1995	19 715

dynamických skúšok by bolo možné z tohto vrtu čerpať výrazne viac vody, ako je priemerná výdatnosť prameňa Rybník, ale z hľadiska ekologických limitov sa to neodporúčalo. V spodnej časti obce Krivosúd-Bodovka na Bodovskom potoku sa počas expedičného merania prietoku (Scherer et al., 2004) namerali prírastky od 11 do 14 l . s⁻¹. Krivosúdska hydrogeologická štruktúra pravdepodobne nekomunikuje s beckovskou štruktúrou a celá sa odvodňuje do Bodovského a Rybnického potoka.

Beckovská karbonátová štruktúra patriaca k fatriku s priľahlým územím budovaným paleozoickými horninami má plochu 9,71 km². Neodvodňuje ju žiadny významnejší prameň, respektíve tok. Zachytiť skryté prestupy z tejto štruktúry sa podarilo v prieskume, ktorý realizovali Némethyová et al. (1991). Na lokalite Beckov-Ostredky odporučili odber 15 l . s⁻¹ z vrtu DN-3 (120 m) a 25 l . s⁻¹ z vrtu DN-2 (120 m).

Kočovskú hydrogeologickú štruktúru budujú karbonáty hronika východne od Kočoviec. Spolu s priľahlým územím budovaným paleozoikom má plochu 4,82 km². Neodvodňuje ju žiadny prameň a povrchovým tokom sa odvodňuje len malá plocha jej územia v sv. časti. V horninovom prostredí karbonátov tejto štruktúry sa realizovali (Némethyová, 1988) hydrogeologické vrty HKM-1 (95 m) a HKM-2 (90 m). Na vrte HKM-1 sa čerpacou skúškou overila výdatnosť 7,1 l . s⁻¹ pri znížení 9,35 m. Orientačne overená výdatnosť na vrte HKM-2, vzdialenom 400 m od vrtu HKM-1, bola nízka (0,27 l . s⁻¹ pri znížení 8,8 m).

V severnej časti Považského Inovca v blízkosti kóty Starý háj sa nachádzajú tatrické karbonáty s menším plošným rozsahom a zároveň sú sčasti prekryté kvartérnymi sedimentmi. Odvodňovanie týchto karbonátov je skryté.

V južnej a západnej časti Považského Inovca v karbonátových horninách vyčlenili Machmerová et al. (2000) 6 samostatných hydrogeologických štruktúr s celkovou plochou 103,3 km². Merný podzemný odtok z karbonátov 6,3 l . s⁻¹ . km⁻² stanovili podľa analógie z práce Kullmana (1964). Na základe výsledkov hydrologickej bilancie, odhadu podzemného odtoku karbonátov a merného odtoku zo skúmaných povodí autori predpokladajú pomerne vysoký skrytý prestup do susedných kotlinových hydrogeologických rájónov. V hydrologickom roku 1997/1998 predstavoval skrytý prestup až 460 l . s⁻¹ a základný odtok v tomto období bol len 189 l . s⁻¹. Pri stanovení merného podzemného odtoku sa nezohľadnila nadmorská výška ani vplyv zrážkového tieňa. Preto predpokladáme, že uvedená hodnota merného podzemného odtoku je pravdepodobne nadhodnotená. Menšia bude aj uvedená veľkosť skrytého prestupu do susedných geologických útvarov.

Hydrogeologická štruktúra Tematínskych vrchov má plochu 35,8 km² a budujú ju karbonáty hronika. Najvýznamnejšie pramene, ktorými sa štruktúra odvodňuje, sú pramene Šáchor 1 až 3 v Lúke nad Váhom s priemernou výdatnosťou 40,56 l . s⁻¹ a prameň Studienky v Modrovej s priemernou výdatnosťou 5,33 l . s⁻¹. Štruktúra sa odvodňuje aj prestupmi do Modrovského potoka. V hydrologickom roku 1997/1998 Machmerová et. al. (2000) namerali prírastok

okolo $30 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Časť podzemnej vody z tejto štruktúry prestupuje do susedných hydrogeologických rájónov. V hydrogeologickej štruktúre sa realizovali hydrogeologické vrty HNK-1 (Hrádok) s overenou výdatnosťou $5,26 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a MO-3 (Modrová) s overenou výdatnosťou $3,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V súčasnosti sa na území tejto hydrogeologickej štruktúry uskutočnili hydrogeologické vrty v blízkosti Lúky nad Váhom na zabezpečenie zdroja vody pre plničku firmy Coca-Cola, a. s. Výsledky z realizácie uvedených vrtov budú zverejnené až v neskoršom období.

Hydrogeologická štruktúra Havrana a Bukoviny má $38,5 \text{ km}^2$ a tvoria ju karbonáty fatrika. Najvýznamnejšie pramene v tejto štruktúre sú pramene v Banke so spoločnou priemernou výdatnosťou asi $3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, prameň v Ratnovciach s priemernou výdatnosťou $19,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a prameň Trstie v Jalšovom. Štruktúru odvodňuje aj potok Vápenník (priemerný prietok v hydrologickom roku 1997/1998 bol $8,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$), Ratnovský potokom (v hydrologickom roku 1997/1998 priemerný prietok $10,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) a potokom Jalšovec (v hydrologickom roku 1997/1998 priemerný prietok $6,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Väčšia časť podzemnej vody z tejto štruktúry prestupuje do susedných hydrogeologických rájónov. V hydrogeologickej štruktúre sa realizovali hydrogeologické vrty v okolí Sokoloviec – S-1 s overenou výdatnosťou $20 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, HV-223 s overenou výdatnosťou $16,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, HS-4 s overenou výdatnosťou $12,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, HS-5 s overenou výdatnosťou $8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a HS-7 s overenou výdatnosťou $8,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V okolí Kplotoviec sa uskutočnil vrt HVK-1 s overenou výdatnosťou $4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, v Horných Otrokoviciach HO-1 s overenou výdatnosťou $5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, v Šalgovciach HGS-1 s overenou výdatnosťou $19,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a HŠ-1 s overenou výdatnosťou $3,63 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Hydrogeologická štruktúra Krahulčích vrchov má plochu $21,6 \text{ km}^2$ a je budovaná karbonátmi fatrika. Najvýznamnejšie pramene v tejto štruktúre sú prameň Striebornica s priemernou výdatnosťou $27,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a prameň Hlavina v Radošine s priemernou výdatnosťou $54,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Okrem uvedených prameňov štruktúru odvodňuje aj potok Striebornica v severnej časti a na juhu Rakovnícky a Radošínský potok a Blatina. V hydrogeologickej štruktúre v blízkosti prameňa Hlavina (Radošina) sa realizovali hydrogeologické vrty HGR-4 s overenou výdatnosťou $25 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, HGR-9 s overenou výdatnosťou $4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a HVR-2 s overenou výdatnosťou $3,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V okolí Nitrianskej Blatnice sa realizoval hydrogeologický vrt HNB-1 s overenou výdatnosťou $8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Hydrogeologickú štruktúru Bezovca budujú karbonáty fatrika. Podľa Machmerovej et al. (2000) má rozlohu len $1,8 \text{ km}^2$. Tieto triasové karbonáty však pravdepodobne drénujú aj okolité horniny budované karbonátmi jury a kriedy a vytvárajú spoločnú hydrogeologickú štruktúru s väčšou rozlohou. Hydrogeologickú štruktúru odvodňujú ľavostranné prítoky Hrádockého potoka, ktoré mali v hydrologickom roku 1997/1998 spoločnú priemernú výdatnosť $11,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Hlavný podiel na tom má prameň na dne doliny Pod domčekom (priemerná výdatnosť v roku 1997/1998 bola $8,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). V Hrádockej doline v blízkosti tejto štruktúry je prameň Medveď s priemernou výdatnosťou $2,52 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Hydrogeologická štruktúra tatrického obalu severne od Hlohovca má plochu $3,4 \text{ km}^2$. Štruktúru odvodňuje najmä zachytený prameň v Koptovciach a Hlohovci a ich spoločná výdatnosť je podľa Kullmana et al. (1975) okolo $4,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Časť podzemnej vody z tejto štruktúry prestupuje do susedných hydrogeologických rájónov.

Hydrogeologická štruktúra Marhátu sa skladá z dvoch samostatných častí a má spoločnú plochu 4 km^2 . Budujú ju karbonáty tatrika. Táto štruktúra je pravdepodobne prepojená s hydrogeologickou štruktúrou Krahulčích vrchov. Severnú časť odvodňuje Hradný potok a menšie zachytené pramene v obci Vozokany.

Závadská hydrogeologická štruktúra má plochu $12,85 \text{ km}^2$ a tvoria ju karbonáty hronika. Hydrologickú bilanciu v tejto štruktúre riešil Kullman (1964). Overilmerný podzemný odtok $6 - 7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Štruktúru odvodňujú pramene v osade Záhradky (Zľavy), v obci Závada (prameň Rybníček I a II), v obci Podhradie (prameň Beňovský) a pramenná skupina pri hájovni Trstník v sz. časti štruktúry. Okrem uvedených prameňov štruktúru odvodňuje aj potok Slivnica.

Vápence a dolomity hydrogeologického komplexu mezozoika s krasovo-puklinovou priepustnosťou aj na základe relatívne obmedzeného množstva hydraulických skúšok je možné charakterizovať ako vysoko priepustné horninové prostredie. Ide tu však o médium s extrémnym stupňom filtračnej heterogenity, s existenciou preferovaných priepustných zón, často s turbulentným prúdením podzemnej vody. V takýchto prípadoch hydraulickú funkciu celého systému (hydrogeologickej štruktúry) určuje práve najpriepustnejšia zóna, ktorá však vzhľadom na svoje nesystematické priestorové rozšírenie nemusí byť zastihnutá hydrogeologickými vrtmi. Scherer et al. (2004) uvádzajú, že karbonátové horniny stredného a vrchného triasu v sz. časti Považského Inovca majú priemernú prietoknosť $T = 1,83 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (extrémy $2,5 \cdot 10^{-5}$ a $1,6 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

Skupinu menej priepustných mezozoických kolektorov podzemnej vody na hodnotenom území tvoria spodnotriasové kremence, vápence a pestré vápence jury, výlučne s puklinovou priepustnosťou. Vodohospodársky význam týchto kolektorov obmedzuje jednak odlišné litologické zloženie, jednak malá plošná rozloha kolektorov vzájomne oddelených slienitými a bridličnatými súvrstviami. Tieto súvrstvia však môžu byť drénované triasovými karbonátmi a vytvárať s nimi spoločnú hydrogeologickú štruktúru. V prípade väčšej rozlohy a lepšej tektonickej pozície môžu rozpukané kremence vytvárať priaznivejšie podmienky na akumuláciu podzemnej vody a možno ich zachytiť vrtom. Napríklad hydrogeologický vrt S-1 v Kálnici mal výdatnosť $2,82 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri znížení 14 m (Kollár, 1962). Machmerová et al. (2000) uvádzajú zo spodnotriasových pieskovcov a kremencovmerný podzemný odtok $3,02 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Tretiu skupinu mezozoických hornín tvoria súvrstvia bridlíc, pieskovcov a bridlíc, slieňov, slienitých vápencov triasu, jury a prakticky celý litostratigrafický obsah kriedových súvrství. Vystupujú najmä vo funkcii regionálnych izolátorov. Majú nízku puklinovú priepustnosť viazanú na zónu pripovrchového

rozvoľnenia, vo vyšších horských polohách však z nich môže vystupovať väčšie množstvo prameňov s rozkolísanou výdatnosťou.

Chemické zloženie podzemnej vody mezozoika je podmienené litologickým zložením. V dolomitoch a vápencoch je hlavný mineralizačný proces rozpúšťanie karbonátov. Podľa prevládajúcich iónov je zastúpený najmä chemický typ $\text{Ca}-(\text{Mg})-\text{HCO}_3$ s rozmedzím hodnôt rozpustených látok od 400 do 650 $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Časť karbonátogénnej vody vykazuje známky mierneho antropogénneho ovplyvnenia. Vo väčšine územia podzemná voda viazaná na vápencovo-dolomitové komplexy spĺňa kritériá stanovené pre pitnú vodu. V menej priepustných horninách s obsahom karbonátov je kontakt s vodou dlhší, a preto sa zvyšuje aj mineralizácia podzemnej vody. Hlavný mineralizačný proces v kremencoch a pieskovcoch je hydrolytický rozklad silikátov.

Hydrogeologická jednotka terciérnych sedimentov

Horniny paleogénneho a neogénneho veku majú v Považskom Inovci veľmi malé plošné zastúpenie. Vyskytujú sa najmä medzi Hrádkom nad Váhom a Lúkou. Paleogénne súvrstvie je zastúpené bazálnym vývojom (karbonatické zlepenice, brekcie, pieskovce a vápence) a flyšovým vývojom (pieskovce a ílovité bridlice). Bazálny paleogén má puklinovú až puklinovo-krasovú priepustnosť. Podzemná voda viazaná na toto súvrstvie má spoločný obeh s podložnými karbonátmi hronika. Flyšové paleogénne súvrstvie má nízku priepustnosť a vzhľadom na okolité priepustnejšie karbonátové horniny môže lokálne plniť funkciu hydrogeologického izolátora.

Neogénne sedimenty vyplňajú tektonické depresie, najmä na západných okrajoch pohoria. Depresie vyplňa faciálne, litologicky aj z hľadiska priepustnosti nerovnorodý komplex hornín. Vrstvy štrkov a pieskov, ktoré sa striedajú s polohami ílov a siltov, vytvárajú kolektory s napätou hladinou podzemnej vody s rôznou piezometrickou výškou. Machmerová et al. (2000) uvádzajú priemernú prietoknosť kolektorov v neogénnych sedimentoch na úpätí z. svahov Považského Inovca $T = 1 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a na jv. svahoch na kontakte s Bánovskou kotlinou $T = 1 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Chemické zloženie podzemnej vody viazanej na terciérne sedimenty formuje chemická aktivita hornín, dĺžka kontaktu a vlastnosti zdrojovej vody (zrážky a prestupy z mezozoika a kvartéru).

Hydrogeologická jednotka kvartérnych sedimentov

Kvartér zastupujú deluviálne a fluvialno-proluviálne sedimenty, v nižších polohách na kontakte s kotlinami aj sprae.

Z hľadiska zrnitosti je materiál náplavov horských tokov nevytriedený. Tvoria ho zahlinené štrkopiesky a na báze je prevaha balvanov. Výplň korýt potokov v povodí, ktoré sú budované karbonátovými horninami, lokálne môžu tvoriť

aj ílovité sedimenty. V mieste hydrogeologického vrtu PI-1 (južne od obce Krivosúd-Bodovka) mali vysoko plastické íly s úlomkami pieskovcov a karbonátov hrúbku až 16 m. Šírka alúvia väčších potokov sa pohybuje do 20 až 30 m, ojedinele do 50 m. Väčšie potoky majú vo vyšších polohách povodia malú hrúbku náplavov (odhadom do 2 – 3 m). V spodnej časti povodí je hrúbka náplavov až do 7 m (podľa vrtných prác) a lokálne môže byť až 20 m (napr. hydrogeologické vrty v Kálnici).

Kvartérne piesčité štrky dnevej výplne alúvia Váhu (mimo Považského Inovca) majú koeficient filtrácie $k_f = 1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Machmerová et al., 2000). Scherer et al. (2004) uvádzajú z fluvialných náplavov sz. časti Považského Inovca $k_f = 1,51 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. So zvyšovaním obsahu hlinitej frakcie a zmenšovaním hrúbky a šírky náplavov priepustnosť výrazne klesá. Plošná filtračná nehomogenita zvodnených náplavov je vysoká. Polohy budované ílovitými hlinami až ílmi pôsobia ako izolátor.

Hydraulické vlastnosti deluviálnych sedimentov závisia od zrnitostného zloženia, od ich hrúbky, od veľkosti súvislej plochy, ako aj od možnosti infiltrácie a dotácie povrchovou, respektíve podzemnou vodou. V horninovom prostredí typu hydrogeologického masívu tvoria deluviálne sedimenty najpriepustnejšiu časť tohto kolektora.

Sprašoidné sedimenty majú eolický a polygenetický pôvod. Ich zrnitostné zloženie je pestré – od ílu cez ílovitú hlinu, hlinu až po piesčitú hlinu, ojedinele s polohami jemnozrného prachovitého piesku. Z hľadiska priepustnosti vystupuje súvrstvie ako izolátor. Hrúbka sprašoidných sedimentov je premenlivá a závisí od geomorfologického tvaru podložia. Extrémne dosahuje aj viac ako 20 metrov. Hrubšie polohy sprašoidných sedimentov vytvárajú nepriepustné nadložie. Znižujú infiltráciu povrchovej vody a zároveň znižujú zraniteľnosť podložných hornín z hľadiska znečistenia. Koeficient filtrácie sprašoidných sedimentov je asi $1 \cdot 10^{-8} - 1 \cdot 10^{-10} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, piesčitejšie polohy majú priepustnosť vyššiu.

Chemické zloženie podzemnej vody kvartérnych sedimentov je podmienené litologickým zložením materskej horniny, dĺžkou obehu, miešaním vody a sekundárnym znečistením. Chemické zloženie podzemnej vody proluviálnych, deluviálnych aj fluvialných náplavov vrchných častí potokov kopíruje zloženie podzemnej vody príslušných horninových celkov. Mineralizácia podzemnej vody viazanej na kvartérne zeminy má vysokú variabilitu (100 až 700 mg/l). Väčšie mestské a priemyselné aglomerácie sa nachádzajú mimo Považského Inovca a sekundárne znečistenie je väčšinou nízke. Sekundárne znečistenie podzemnej vody kvartéru je najvyššie v blízkosti obcí. Verejná kanalizácia väčšinou v obciach neexistuje. Mimo obcí spôsobuje sekundárne znečistenie najmä poľnohospodárska a lesnícka činnosť.

Minerálna voda

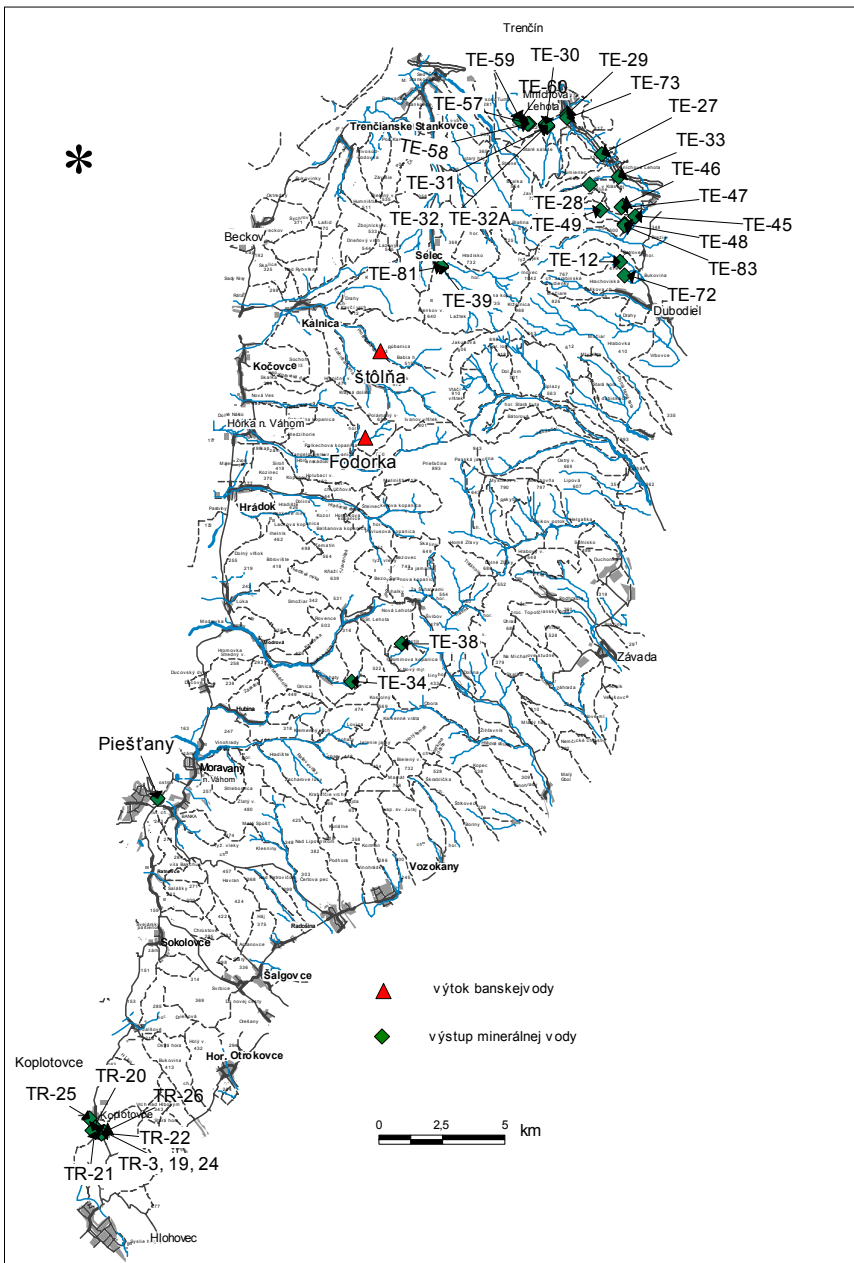
Lokalizácia a stručná charakteristika minerálnej vody v Považskom Inovci je na obr. 46 a v tab. 9. V blízkosti západného okraja Považského Inovca sa nachádzajú vývery minerálnej a termálnej vody v Piešťanoch a v oblasti obce Koplotovce. Minerálne pramene v sv. časti Považského Inovca, ako aj v obci Selec, pri obci Modrová a pri Starej Lehote zastupujú najmä kyselky, resp. železnaté kyselky. Ich výdatnosť je nízka. Označenie a opis kyseliek sú prevzaté z práce Krahulka (1978).

Infiltračná oblasť minerálnej a termálnej vody v Piešťanoch sa pravdepodobne viaže na horninové prostredie vápencov a dolomitov západných svahov Považského Inovca. Teplota piešťanskej termálnej vody indikuje, že infiltrovaná voda zostupuje do hĺbky okolo 2 000 m. Pozdĺžna tektonika umožňuje jej zostup pod neogénne sedimenty. Následne systém priečnej zlomovej tektoniky umožňuje výstup minerálnej vody až do kvartérnych náplavov. Rebbo (1996) uvádza spoločnú výdatnosť piešťanskej termy až $100 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, ale toto množstvo nie je možné zachytiť celé. V minulosti termálna voda vystupovala v občasných prameňoch, a najmä skryto prestupovala do Váhu. Neskôr sa časť vody zachytila kopanými studňami a následne vrtmi. Kúpeľný ostrov sa vybudoval ako umelý násyv v druhej polovici 19. storočia.

V oblasti Piešťanských kúpeľov sa vyskytuje minerálna voda $\text{Ca-Na-SO}_4\text{-HCO}_3$ typu s mineralizáciou do $1\,500 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a teplotou do 68°C . Podľa STN 86 800 je táto minerálna voda charakterizovaná ako prírodná liečivá, slabo mineralizovaná, síranovo-hydrogenuhličitanová, vápenato-sódna, sírna, so zvýšeným obsahom fluóru a kyseliny kremičitej, horúca.

Minerálna voda v oblasti Koplotoviec nesúvisí s piešťanskou žriedelnou oblasťou. Výstup minerálnej vody sa uskutočňuje podobným spôsobom ako v oblasti Piešťan. Pri povrchu nastáva čiastočný rozptyl do nadložných neogénnych a kvartérnych sedimentov (Rebbo, 1981). Z hľadiska chemického zloženia minerálna voda v oblasti Koplotoviec je karbonátogénna, chemického typu $\text{Ca-Mg-SO}_4\text{-HCO}_3$, hypotonická, nízko až stredne mineralizovaná (v rozmedzí $1\,800$ až $2\,600 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Obsah síranov sa pohybuje od 400 do $650 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Táto minerálna voda má zvýšenú koncentráciu voľného CO_2 , viac ako $300 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, a H_2S , maximálne $2,58 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$.

Na lokalite Nová Lehota – Daštinská kyselka sa vyskytuje minerálna voda chemického typu $\text{Ca-SO}_4\text{-HCO}_3$, nižšie mineralizovaná, s celkovou hodnotou mineralizácie $1\,580$ až $1\,739 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. V podzemnej vode okrem hydrogenuhličitanov ($488 - 500 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) sú významnou mierou zastúpené aj síranové anióny ($342 - 344 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Obsah CO_2 je od $1\,580$ do $1\,780 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Chemické zloženie minerálnej vody sa formuje v podmienkach obehu v sedimentoch vrchného triasu (karpatský keuper), kde je dostatočný výskyt sadrovcových minerálov, za účinného spolupôsobenia oxidu uhličitého, ktorý má hlbinný pôvod (Machmerová et al., 2000).



Obr. 46. Zobrazenie výverov minerálnej a banskej vody v Považskom Inovci (S. Scherer, 2005).

Na lokalite Modrová-Dumas je zistený výskyt minerálnej vody odlišného chemického typu ako na lokalite Nová Lehota. Minerálna voda je geneticky karbonátogénna, nižšie mineralizovaná ($1\,791\text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), v podzemnej vode sa vyskytujú síranové anióny ($\text{max. } 111\text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Výskyt síranových iónov neovplyvnil Ca-Mg-HCO_3 chemický typ. Obsah CO_2 je $1\,250\text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (Machmerová et al., 2000).

Tab. 9. Zdroje minerálnej a termálnej vody v Považskom Inovci (podľa Krahulca et al., 1977. a <http://www.sazp.sk/>).

Označenie	Obec	Názov zdroja	Výdatnosť $\text{l} \cdot \text{min}^{-1}$	Mineralizácia $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$	pH	Typ chemického zloženia	Poznámka
TE-12	Dubodiel	Prameň Patrovec v Zádvorí	6	523	5,5	Ca-Mg-HCO_3	kyselka
TE-27	Mníchova Lehota	Kyselka v jarkoch	3	1 293	5,6	Ca-Mg-HCO_3	kyselka
TE-28	Mníchova Lehota	Kyselka v Krásnej doline	3	1 019	6	Ca-Mg-HCO_3	železnatá kyselka
TE-29	Mníchova Lehota	Prameň v dedine	0,4*	1 876	6,4	Ca-Mg-HCO_3	kyselka, *zaniknutý
TE-30	Mníchova Lehota	Kyselka v Brezinách	0,8	2 293	6,4	Ca-Mg-HCO_3	železnatá kyselka
TE-31	Mníchova Lehota	Prameň v poli	nemera- teľná	2 081	6	Ca-Mg-HCO_3	kyselka
TE-32	Mníchova Lehota	Prameň v močiarioch I	nemera- teľná	484	5,3	Ca-Mg-HCO_3	kyselka
TE-32A	Mníchova Lehota	Prameň v močiarioch II	nemera- teľná	1 348	5,7	$\text{Ca-Mg-Na-HCO}_3 - \text{SO}_4$	kyselka, zaniknutý
TE-33	Mníchova Lehota	vrt pri chate PE	?	1 841	5,5	$\text{Ca-Mg-HCO}_3 - \text{SO}_4$	železnatá kyselka
TE-34	Modrová	Kyslá voda	3	1 791	6,1	Ca-Mg-HCO_3	kyselka
TE-38	Nová Lehota	Daštínska kyselka	2,5	1 132	5,7	$\text{Ca-Mg-HCO}_3 - \text{SO}_4$	kyselka
TE-39	Selec	Kyselka v obci	2,3	2 310	6,2	Ca-Mg-HCO_3	kyselka
TE-45	Trenčianske Jastrabie	Zlatníčky – dolný	3*	1 661	5,9	Ca-Mg-HCO_3	kyselka, *zaniknutý
TE-46	Trenčianske Jastrabie	Prameň v kadlube	3	1 982	6	Ca-Mg-HCO_3	kyselka
TE-47	Trenčianske Jastrabie	Zlatníčky – horný	1	1 463	5,8	Ca-Mg-HCO_3	kyselka
TE-48	Trenčianske Jastrabie	Dolná kyslá	2	1 727	5,8	Ca-Mg-HCO_3	kyselka
TE-49	Trenčianske Jastrabie	Prameň v potôčiku	2	584	5,5	Ca-Mg-HCO_3	kyselka
TE-57	Trenčianska Turná	Kyselka pod jelšinou	1,5	845	5,5	Ca-Mg-HCO_3	kyselka
TE-58	Trenčianska Turná	Malá kyslá	1	631	5,4	Ca-Mg-HCO_3	kyselka
TE-59	Trenčianska Turná	Veľká kyslá	1,4	1 660	4,9	Ca-Mg-Na-Cl-HCO_3	kyselka

Označenie	Obec	Názov zdroja	Výdatnosť l . min ⁻¹	Mineralizácia mg . l ⁻¹	pH	Typ chemického zloženia	Poznámka
TE-60	Trenčianska Turná	Prameň nad Veľkou kyslou	nemera- teľná	1 607	5,1	Ca-Mg-Na-Cl-HCO ₃	železnatá kyselka
TE-72	Dubodiel	Prameň v smrečine	1*	552	5,5	Ca-Mg-HCO ₃	kyselka, *zaniknutý
TE-73	Mníchova Lehota	Prameň v dome č. 79	1,5	1 510	6	Ca-Mg-HCO ₃	kyselka
TE-81	Selec	Prameň na brehu	nemera- teľná	3 762	6,5	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	kyselka
TE-83	Trenčianske Jastrabie	Horná kyslá	2	1 502	5,9	Ca-Mg-Na-Cl-HCO ₃	kyselka
TR-19	Koplotovce	vrt KB-1		2 461	6,25	Ca-Mg-Na-SO ₄ -HCO ₃ -Cl	vrt v obci, teplota 24 °C
TR-20	Koplotovce	vrt KB-2		2 882	6,25	Ca-Mg-Na-SO ₄ -HCO ₃ -Cl	vrt v areáli kúpaliska, 24,7 °C
TR-21	Koplotovce	studňa č. d. 95					kopaná studňa
TR-22	Koplotovce	studňa č. d. 112					kopaná studňa
TR-24	Koplotovce	vrt R-1		2 322	6,3	Ca-Mg-Na-SO ₄ -HCO ₃ -Cl	vrt v obci, teplota 24 °C
TR-25	Koplotovce	vrt R-2		1 166	6,5	Ca-Mg-Na-SO ₄ -HCO ₃ -Cl	vrt uzavretý, teplota 23,2 °C
TR-26	Koplotovce	vrt PK-36					vrt vedľa futbalového ihriska
TR-3	Koplotovce	prameň v obci	0,6*	2 599	6,8	Ca-Mg-Na-SO ₄ -HCO ₃ -Cl	*zaniknutý
TR-4	Piešťany	studňa Trajan	900	1 373	6,7	Ca-Mg-Na-SO ₄ -HCO ₃ -Cl	využívaný, teplota 60,5 °C
TR-5	Piešťany	studňa/vrt Pro Patria		1 254	6,8	Ca-Mg-Na-SO ₄ -HCO ₃ -Cl	zlikvidovaný
TR-8	Piešťany	Cmut (vrt V-1)	240	1 400	6,7	Ca-Mg-Na-SO ₄ -HCO ₃ -Cl	využívaný, teplota 67,6 °C
TR-9	Piešťany	Hynie (vrt V-4a)	600	1404	6,7	Ca-Mg-Na-SO ₄ -HCO ₃ -Cl	vyžívaný, teplota 67,7 °C
TR-10	Piešťany	Beethoven (vrt V-7)	240	1 426	6,4	Ca-Mg-Na-SO ₄ -HCO ₃ -Cl	rezervný, teplota 68 °C
TR-11	Piešťany	Torkoš (vrt V-8)	480	1 380	6,4	Ca-Mg-Na-SO ₄ -HCO ₃ -Cl	využívaný, teplota 68,2 °C
TR-12	Piešťany	Scherer (vrt V-9)		1 405	6,7	Ca-Mg-Na-SO ₄ -HCO ₃ -Cl	rezervný, teplota 69,5 °C
TR-13	Piešťany	Crato (vrt V-10)	300	1 401	6,1	Ca-Mg-Na-SO ₄ -HCO ₃ -Cl	využívaný, teplota 66 °C

Kyselka v obci Selec má výdatnosť 2,3 l . min⁻¹. Je to voda prírodná, slabo mineralizovaná, hydrouhličitanová, vápenato-horečnatá, uhličitá, studená, hypotonická. Kyselka sa nachádza v tesnej blízkosti Seleckého prameniska. Pri regulácii Seleckého potoka bol 60 m severnejšie od tejto kyselky objavený ďalší výver kyselky s nemerateľnou výdatnosťou.

Zlomové pásmo medzi Považským Inovcom a Strážovskými vrchmi spôsobilo výstup väčšieho množstva minerálnej vody. V hodnotenom území v okolí

Mníchovej Lehoty má najväčšiu výdatnosť, $3 \text{ l} \cdot \text{min}^{-1}$, kyselka v Jarkoch v blízkosti železničnej stanice a kyselka v Krásnej doline nad chatovou osadou. Obe kyselky majú slabo mineralizovanú, hydrouhličitanovú, vápenato-horečnatú, uhličitú, studenú a hypotonickú vodu a kyselka v Krásnej doline má zvýšený obsah Fe. V okolí Trenčianskeho Jastrabia je viacero prameňov minerálnych vôd s výdatnosťou maximálne do $3 \text{ l} \cdot \text{min}^{-1}$ (napr. Prameň v kadlube, Dolná kyslá, Prameň v potôčku, Horná kyslá). Ide o minerálky slabo mineralizované, uhličitú, hydrouhličitanové, vápenato-horečnaté, resp. horečnato-vápenaté, studené. V doline Hradnianskeho potoka 2 km od obce Dubodiel vystupuje uhličitá studená minerálka s výdatnosťou $6 \text{ l} \cdot \text{min}^{-1}$.

Banská voda

Lokalizácia banskej vody v Považskom Inovci je na obr. 47. V Kálnickej doline vyteká z prieskumnej štôlne razenej v permských horninách banská voda s priemernou výdatnosťou $1,54 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (extrémy $0,83 - 2,71 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Chemický typ vody zo štôlne je $\text{Mg-Ca-HCO}_3\text{-SO}_4$. Mineralizácia dosiahla hodnotu $522 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, pH je neutrálne (7,27). Chemické zloženie vody zodpovedá zmiešanému, karbonátovo-silikátogénnemu obehu podzemnej vody s mierne zvýšeným obsahom sulfidov. Vážnejším nedostatkom je výrazné, desaťnásobné prekročenie limitnej hodnoty koncentrácie arzénu povolené pre pitnú vodu (Scherer et al., 2004).

V Hôrčanskej doline z prameňa Fodorka (pravdepodobne bývalý ložiskový prieskumný vrt) vyteká sulfátogénna voda s mineralizáciou $1\,538 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Prevládajúce ióny sú $\text{Ca-Mg-SO}_4\text{-(HCO}_3\text{)}$. Predpokladáme, že chemické zloženie tejto podzemnej vody má pôvod v rozpúšťaní verfenských spodnotriasových sadrovcových vrstiev. Jednorazová výdatnosť bola $0,47 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Scherer et al., 2004).

PREHLAD LOŽÍSK NERASTOV REGIÓNU (J. Zuberec)

Posledné súhrnné práce, ktoré sa zaoberajú nerastnými surovinami v regióne Považský Inovec, sú záverečná správa *Komplexné zhodnotenie nerastných surovín SR* (Zuberec et al., 2002), monografia *Nerastné suroviny Slovenska* (Zuberec et al., 2005) a *Nerastné suroviny Slovenska – súbor máp* (Zuberec et al., 2005). Z týchto prác sa čerpali základné informácie v tejto kapitole. Údaje sú doplnené z ročenky *Nerastné suroviny Slovenska* (Baláž, 2004) a z úlohy *Regionálne štúdie nerastných surovín* (Hrnčár et al., 1994). Ďalšie informácie sme čerpali z monografie *História geológie na Slovensku, Zväzok 1* (Grecula et al., 2002), ako aj z najnovších údajov o ložiskách zahrnutých v správach o reklasifikácii nerastných surovín v zmysle smernice MŽP č. 6.

Na mape v mierke 1 : 200 000 (obr. 47), ktorá tvorí grafickú súčasť tejto kapitoly, sú ložiská a výskyty zakreslené podľa príslušného kódu nerastnej suroviny a veľkosti objektu do primerane podrobného topografického podkladu.

V texte aj vo vysvetlivkách sú nerastné suroviny zoradené podľa surovinových typov a na mape aj podľa číselných kódov. Surovinové typy sú opísané v spojitosti s ich väzbou na horninové typy, genézou, charakterom a použitím. Tento región je pomerne chudobný na nerastné suroviny, ako aj na počet ložísk. Väčšina objektov sa nachádza na okrajoch regiónu, najmä v mezozoiku a v kvartérnych sedimentoch, ale aj v neogénnych sedimentoch, ktoré už sčasti patria do Trnavskej pahorkatiny a Strážovských vrchov.

ENERGETICKÉ SUROVINY

Energetické suroviny v regióne Považský Inovec sú zastúpené len v malom rozsahu. Ložiská zemného plynu sú už mimo hodnoteného územia.

Uránové zrudnenie

V hodnotenom území sa nachádzajú dva výskyty uránového zrudnenia: Kálnica a Trenčianske Stankovce (Selec). Výskyty sa vyťažili pri overovaní nad úrovňou razených štôlní.

Výskyt Kálnica

Praktický význam majú len anomálie, ktoré sa viažu na šošovkovité telesá psamitov. Nachádzajú sa v seleckom súvrství. V Kálnici sú vyvinuté dve rudné polohy. Mineralizácia súvisí s ryolitovým vulkanizmom. Rudné telesá kálnického výskytu majú smer sedimentárnych štruktúr a kulisovite sa prekrývajú.

Primárne uránové minerály v zrudnených polohách zastupuje smolinec, brannerit a torbernit. Primárne uránové minerály sú v základnej hmote psamitických a psefitických hornín. Určenie absolútneho veku zrudnenia (Štimmel et al., 1984) signalizuje plynulé zvyšovanie veku primárnej mineralizácie až do zhruba 160 mil. rokov ako dôsledok procesu miernej koncentrácie mineralizácie v súvislosti s litifikáciou sedimentov v procese diagenézy a epigenézy. V časovom diapazóne 140 – 200 mil. rokov badať mierny nárast koncentrácie uránu. Táto fáza časovo zodpovedá starokimerskej fáze alpínskeho orogénu (rozhranie trias – jura), a to aj s možnosťou nevýraznej mobilizácie rudnej zložky.

V rozpätí 70 – 105 mil. rokov prebiehala hlavná etapa uránovej mineralizácie v rudných polohách. Priemyselné akumulácie uránového zrudnenia vznikli najpravdepodobnejšie mobilizáciou primárneho zrudnenia. Preto sa ložiskový výskyt považuje za polygenetický.

Obdobný charakter, ale menší rozsah a nižšiu koncentráciu uránového zrudnenia má výskyt *Trenčianske Stankovce (Selec)*.

V uránovej mineralizácii permu Považského Inovca sú hlavné prvky U, Pb a Cu, vedľajšie prvky sú Mo, Ni, Co a čiastočne Y a V. Prognózne zdroje v Považskom Inovci sa odhadli na 1 600 ton uránu pri obsahu 0,069 % v uránovej rude. Surovina je vhodná na výrobu farieb pre sklárstvo a keramiky.

RUDNÉ SUROVINY

Hodnotený región je na rudné suroviny veľmi chudobný.

Zlato

Zlato sa v minulosti ťažilo v dobývacích priestoroch *Zlatníky, Kulháň* a *Chotina*.

Výskyt Zlatníky

Nachádza sa na východnom okraji Považského Inovca pri styku s Bánovskou kotlinou. Podľa Poláka (1969, 1987) ide o štrkovo-balvanovité subrecentné prísavové náplavy. Pri štúdiu týchto sedimentov sa zistilo, že Au vystupuje akoby v korelácii s množstvom kremeňa. Miestami je možné pozorovať veľké kremené bloky. Analýzou kremenných úlomkov sa zistila len ich nepatrná zlatonosnosť. Keďže v kryštaliniku sa zistila len slabá pyritizácia s obsahom Au v pyrite len do 2 ppm, ale bez viditeľného Au, Polák (1987) predpokladal, že zrudnenie pôvodných nálezísk bolo denudované. Napriek tomu primárnemu zdroju zlatinových rozsypov prisúdil veľkú prognózu hodnotu. Zlato sa v minulosti ťažilo zo spomenutých sedimentov, v ktorých sú dobre viditeľné miesta starých dobývacích priestorov. Zlato je dokonale vyťažené.

Energetické suroviny:

- uránové rudy
- 015 Kálnica
- 016 Trenčianske Stankovce

Rudné suroviny:

- zlaté rudy (rozsypy, rýžoviská)
- 026 Zlatníky
- 027 Kulháň
- 028 Chotina

Nerudné suroviny:

- dolomit
- 005 Lúka nad Váhom
- 006 Modrová
- 007 Modrová – dolina Rybník
- 011 Hubiná
- 013 Rožňové Mitice – Mníchova Lehota
- 023 Hrádok

- paleovulkanity, amfibolity
- 002 Hôrka nad Váhom

- slúda
- 001 Hôrka nad Váhom

- ostatný vápenec
- 021 Rožňové Mitice – Mníchova Lehota

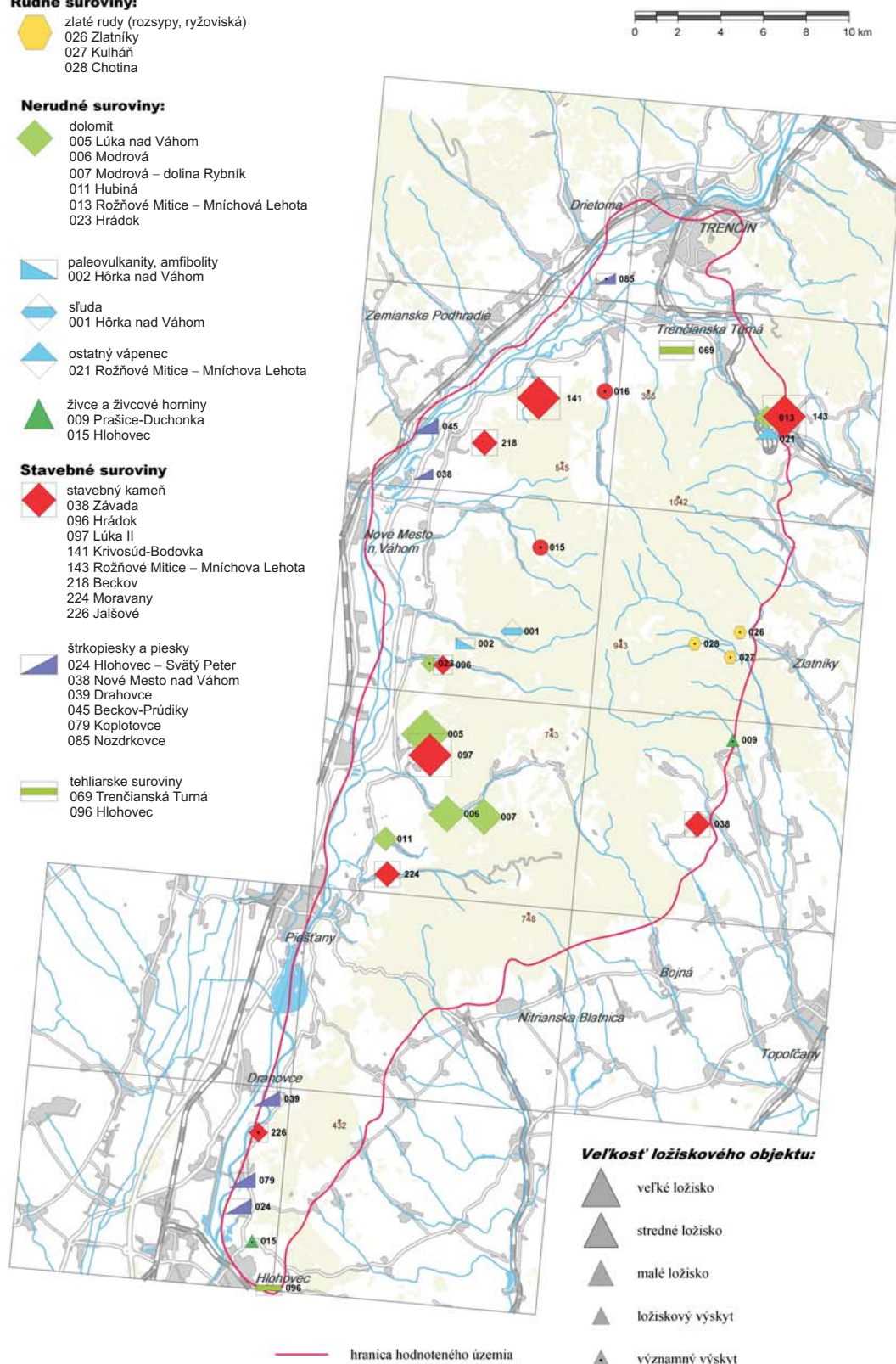
- živce a živcové horniny
- 009 Prašice-Duchonka
- 015 Hlohovec

Stavebné suroviny

- stavebný kameň
- 038 Závada
- 096 Hrádok
- 097 Lúka II
- 141 Krivosúd-Bodovka
- 143 Rožňové Mitice – Mníchova Lehota
- 218 Beckov
- 224 Moravany
- 226 Jaľšovce

- štrkopiesky a piesky
- 024 Hlohovec – Svätý Peter
- 038 Nové Mesto nad Váhom
- 039 Drahovce
- 045 Beckov-Prúdky
- 079 Koplotovce
- 085 Nozdrkovce

- tehliarske suroviny
- 069 Trenčianska Turná
- 096 Hlohovec



Obr. 47. Prehľad ložísk nerastov v Považskom Inovci (J. Zuberec).

Ďalšie rozsiahle pingové polia boli lokalizované v lesnom poraste pri umeľých rybníkoch v lokalite Kulháň. Sú tu zastúpené hrubozrnné až balvanovité poloopracované netriedené štrky. Maximálny priemer blokov je okolo 50 cm. Pingové pole sa nachádza pri kontakte s diaforetickými svormi. Na báze sedimentu je piesčitejšia fácia reprezentujúca pieskovú distálnu obrubu aluviálneho vejára (*sand skirt*). Piesok je žltý, kaolinický, nezrelý.

Výskyt Kulháň-Chotina

Dva kilometre sz. od horárne Kulháň v lesnom poraste je ďalšie pingové pole, Chotina. Sú tu zastúpené hrubozrnné až balvanovité, slabo opracované netriedené aluviálne klastiká (max. priemer 60 cm). Klastický materiál sa skladá z kremeňa, granitoidov, rúl, svorov s polohami amfibolitov a z pegmatitu. Pri kontakte s deluviálnymi sedimentmi rovnako ako na výskyte Kulháň sa vyskytujú nevyzreté hrubozrnné piesky, prevažne kremenné.

Aj na výskyte Kulháň-Chotina je zlato takmer dokonale vyryžované. Tieto miesta možno v súčasnosti charakterizovať len ako zvyšky po dávnom, pomerne rozsiahlom dolovaní zlata z opísaných sedimentov.

NERUDNÉ SUROVINY

Nerudné suroviny sa v súčasnosti využívajú v rozličných sférach priemyselnej produkcie, na výrobu výrobkov používaných v stavebníctve a na trvalo udržateľný rozvoj životného prostredia. Mnohé nerudné suroviny sa využívajú na špeciálne účely. Tento trend, ktorý je vo svete už zaužívaný, bude v budúcnosti pokračovať čoraz intenzívnejšie.

V hodnotenom regióne sú najviac zastúpené mezozoické dolomity a vápence, ktoré sú sústredené na okraji pohoria. Z ostatných nerudných surovín sa tu vyskytujú sľuda, živce a paleovulkanity.

Dolomit

Dolomit je na Slovensku jeden z najfrekvencovanejších surovinových typov. Jeho hlavnou zložkou je minerál dolomit $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Prímеси tvoria ďalšie minerály – kalcit, kremeň, pyrit, grafit, ílové minerály, organické prímеси a iné.

Ložiská dolomitov sú na západnom okraji pohoria a na sv. okraji pri styku so Strážovskými vrchmi. Známe sú dolomitové ložiská *Modrová*, *Modrová-dolina*, *Rybník*, *Hubina*, *Lúka nad Váhom*, *Lúka nad Váhom II*, *Hrádok* a *Rožňové Mitice* – *Mníchova Lehota*.

Ložisko budujú wettersteinské dolomity ladinského veku a sú súčasťou bebravskej série hronika. Dolomity sú svetlosivé až sivobiele. Nepravidelné polohy sú slabo vápnité. V spodných polohách vystupujú slabo vápnité dolomity tmavších farieb (sivé a hnedasté). Tie možno zaradiť k podložným dolomitom anisu gutensteinského typu.

Ložisko sa nachádza na styku dolomitov s podložnými gutensteinskými vápencami. Hrúbka úžitkovej suroviny po ťažobnú úroveň je 40 – 130 m. Skrývka na ložisku je prevažne technologická a má priemernú hrúbku 0,55 m. Dolomity na ložisku sú intenzívne rozpukané a rozpadnuté na dolomitový štrk až piesok s prímесou dolomitovej sivobielej múčky. Dolomit je jemnozrnný, cukrovitého vzhľadu. Často je brekciovitý, so sekundárnym dolomitovým tmelom. Je vrstvomitý. Vnútna stavba ložiska nie je komplikovaná, aj keď vysoká porušenosť hornín je výsledkom vrásovej tektoniky. Zložitejšie úložné pomery sa predpokladajú v spodných, neťažených polohách.

Priemerné chemické zloženie dolomitu je takéto: CaO 31,36 %, MgO 20,79 %, SiO₂ 0,24 %, Fe₂O₃ 0,05 %, Al₂O₃ 0,36 %, nerozpustný zvyšok 0,33 %. Dolomity sú vysoko čisté. Vyhovujú na hutnícke účely a vyťažené z vrchných častí ložiska aj na sklárske účely. Surovinu je potrebné upravovať triedením a mletím na potrebnú zrnitosť.

Dolomit sa v roku 2005 neťažil. Je na ňom schválené chránené ložiskové územie (CHLÚ). Ložisko je v správe ŠGÚDŠ.

Ložisko Modrová-Rybník

Ložisko tvoria dolomity stredného a vrchného triasu hronika, ktoré smerom do podložia prechádzajú do gutensteinských vápencov. Dolomit ako úžitková surovina je svetlosivý až sivobiely, jemne kryštalickejší až celistvý. Je silne rozpukaný, rozpadnutý na štrk a piesok s prímесou múčky. Veľkosť úlomkov je od 0,15 do 20 mm. V ojedinelých polohách má hornina pevnú konzistenciu. Veľmi často sa vyskytujú polohy brekciovitého dolomitu s množstvom rekryštalizovaných organických zvyškov. Surovina dosahuje maximálnu hrúbku 100 m. Smerom do nadložia postupne prechádza do svetlých vápencov wettersteinského typu. Skrývku na ložisku tvorí humus a hlina s klastickou prímесou do hrúbky 0,25 – 8,3 m.

Priemerné chemické zloženie dolomitu na ložisku je takéto: obsah CaO 30,95 %, MgO 21,13 %, SiO₂ 0,22 %, Fe₂O₃ 0,088 %, Al₂O₃ 0,18 %, nerozpustný zvyšok 0,34 %. Chemické zloženie zo vzorky z opusteného lomu pri ceste zistené v rámci štúdie z roku 1991 bolo takéto: MgO 21,66 %, SiO₂ 0,06 %, Fe₂O₃ 0,03 %, Al₂O₃ 0,03 %, nerozpustný zvyšok 0,21 %. V tomto prípade ide o vysoko čistý dolomit.

Surovina z bazálnych častí ložiska (vápence a dolomity gutensteinského typu) sú vhodné na výstavbu diaľnic. Fyzikálno-mechanické vlastnosti tejto suro-

viny: objemová hmotnosť 2,77, sytná hmotnosť 1,40, nasiakavosť 0,5 – 1,5 %, ekvivalent piesku 70 %, otlkovosť je 30 – 35 %. Dolomit je vhodný pri priemyselnej výrobe rúd, na rôzne špeciálne použitia a ako kamenivo na výstavbu diaľnic (štrková drvina II. triedy, stabilizácia, násypy, podsypy).

Dolomit sa v roku 2005 neťažil. Je na ňom schválené CHLÚ. Ložisko je v správe ŠGÚDŠ.

Ložiská Lúka nad Váhom a Lúka nad Váhom II

Ložiská predstavujú wettersteinské dolomity stredného až vrchného triasu hronika. Sú svetlosivé až bielosivé, jemnozrnné, cukrovitého vzhľadu. Vystupujú prevažne vo forme dolomitických štrkov až pieskov s prímесou dolomitckej múčky. Vyskytujú sa málo hrubé úseky pevnej horniny. V týchto úsekoch sú dolomity intenzívne rozpukané, málo súdržné a rozpadajú sa na ostrohranné úlomky. Často môžeme pozorovať polohy brekciovitých dolomitov s dlaždicovou štruktúrou. Úlomky sú v nich spojené dolomitovým tmelom. Hlavnú masu suroviny tvoria dolomitové štrky a piesky s veľkosťou úlomkov do 20 cm. Na ložisku sú aj polohy tmavosivého, výrazne vrstvitého dolomitu gutensteinského typu. Vlastné teleso má dĺžku 900 m a šírku 800 m. Je preskúmané po úroveň 260 m n. m. Hrúbka suroviny je až 100 m. Nevhodné polohy tvorí výplň krasových dutín, ktorá má zastúpenie 1,03 %. Skrývku tvoria nadložné hliny v hrúbke 1 – 3 m.

Chemické zloženie je analogické s wettersteinským dolomitom. Priemerné chemické zloženie suroviny je takéto: CaO 31,31 %, MgO 20,94 %, Fe₂O₃ 0,08 %, Al₂O₃ 0,27 %, nerozpustný zvyšok 0,32 %. Pre nadlimitný obsah Fe₂O₃ surovina z ložiska nevyhovuje na sklárske účely. Hodí sa na výrobu betónu, železobetónu, prefabrikátov a iné konštrukcie. Vyhovuje aj na výrobu fírt a glazúr.

Na ložisku Lúka sa v roku 2005 dolomit neťažil. Je tu schválené CHLÚ. Ložisko je v správe ŠGÚDŠ.

Ložisko Hubina

Ložisko tvoria dolomity hronika a v strednej časti Považského Inovca sú súčasťou bebravskej sukcesie. Vek hornín je stredný až vrchný trias. Surovinu tvorí svetlosivý až sivobiely, jemne kryštálický dolomit, ktorý sa drobí až na dolomitovú múčku, miestami na ostrohranný štrk s veľkosťou úlomkov 1 – 3 cm. Dolomity sú masívne, len miestami vrstvité, pričom vrstvitosť je málo zreteľná. Hornina je všesmerne rozpukaná, s hustotou puklín 1 – 3 cm. Pri ťažbe sa hornina drví až na dolomitovú múčku, miestami na drobný štrk. Odkrytá hrúbka ložísk je 23 m, celková hrúbka je vyše 50 m, v priemere 36 m. Hornina je v celom profile len slabo navetraná. Ložisko má dĺžku 2 000 m a šírku 250 m. Skrývku tvorí humusová vrstva hrubá 10 cm a spraš, ktorej hrúbka dosahuje až 2 m, niekedy až 3,4 m.

Dolomit je veľmi čistý. Obsahuje 31,05 % CaO, 20,93 % MgO, 0,42 % SiO₂, 0,09 % Fe₂O₃ a 0,10 % Al₂O₃. Obsahuje len stopy nečistôt. Belosť dolomitu je 78,9 %. Je zaradený do II. kvalitatívnej triedy. Je vhodný na výrobu skla, keramiky, v hutníckom priemysle, na sienenie a výrobu PVD. Surovina sa v minulosti používala na výrobu terazza, malty, na cestné a hutnícke účely. V súčasnosti sa používa do asfaltov, omietok, na brizolit, do betónu a na poľnohospodárske účely.

Ložisko Hrádok

Ložisko tvoria dolomity stredného až vrchného triasu, ktoré tiež patria k bebravskej sukcesii hronika. Dolomity sú sivobiele, svetlosivé, jemne kryštallické až kalové. Sú masívne, miestami intenzívne rozpukané a rozpadavé na dolomitový štrk a piesok, s prímiesou dolomitovej múčky. Jemnozrnné dolomitické piesky sa nachádzajú najmä v strednej časti lomu, zatiaľ čo na okrajoch lomu prevažujú masívne dolomity, ktoré sú slabo porušené, súdržné. Rozpadajú sa na väčšie bloky, respektíve na hrubý dolomitový štrk. Ílová výplň puklín a dutín predstavuje 15 až 20 % objemu horniny a tvorí technologický odpad. Hrúbka suroviny v lome je 45 m. V predpolí sa predpokladá hrúbka až 80 m. V lome je pozorovateľná výrazná tektonická línia so strmým sklonom. Skrývku tvorí humusová hlina s hrúbkou do 30 cm a hlinito-kamenitá sutina, ktorá dosahuje hrúbku až 2 m, v oblasti tektonickej línie aj viac. Hrubé kamenivo je podľa normy vhodné ako kamenivo I. triedy. Drobné kamenivo norme nevyhovuje. Bez úpravy je surovina vhodná pri výstavbe ciest nižšej kvalitatívnej triedy.

Surovina má nasledujúce chemické zloženie: CaO 30,27 %, MgO 21,36 %, SiO₂ 0,7 %, Fe₂O₃ 0,04 – 0,3 %, Al₂O₃ 0,20 – 0,17 %. Dolomit je vhodný na výrobu frit, glazúr, minerálnych vlákien, liadku amónneho a zdravotníckych tabliet, na minerálne prísady pre dobytok, na výrobu plnív a na poľnohospodárske účely.

Rožňové Mitice – Mníchova Lehota

Ložisko sa stratigraficky zaraďuje do stredného (vápence) až vrchného triasu (dolomity) bebravskej sukcesie hronika. Pozostáva z dvoch surovinových typov, a to vápencov a dolomitov. Vo východnej časti ložiska sú prevládajúcim surovinovým typom vápence, v strednej časti sú zastúpené obidva typy. V severozápadnej časti ložiska prevládajú dolomity. Vývoj ložiskových polôh a zastúpenie dolomitov a vápencov závisí od geologickej stavby v jednotlivých tektonických kryhách. Generálne však platí, že spodné polohy v strednej a sz. časti ložiska tvoria dolomity rôznych stratigrafických stupňov bebravskej sukcesie. Vo vrchných polohách sú postupne prevládajúcim až jediným surovinovým typom vápence. Horniny ložiska sú uložené v prevrátenom vrstvovom slede, ktorý je výsledkom vrásovej tektoniky. Geologickú stavbu ložiska dotvára zlomová tektonika dvoch základných systémov. Na južnom zakončení ložiska v priestore

otvárky na úrovni spodného ťažobného horizontu sa ložisko stráca. Skrývka na ložisku je vonkajšia a vnútorná. Vonkajšiu skrývku tvorí humusová vrstva, sutiňy a svahové hliny s hrúbkou 0,5 – 11,8 m. Vnútornú skrývku tvoria všetky technologicky nevhodné polohy ložiska, ako sú výplne puklín, bridličnaté polohy v dolomitoch a poruchové pásma s hrúbkou 2 m a viac, maximálne 8 m.

Dolomity čiastočne spĺňajú kvalitatívne kritériá podľa normy, ktoré sú stanovené pri využití dolomitu v hutníctve a poľnohospodárstve a na výrobu terazzo. Sčasti vyhovujú ako kamenivo na murivo a na iné stavebné účely. Vápence pre nízku akostnú triedu (VI – VII) sú vhodné len na nenáročné použitie ako sprievodná surovina pri výrobe drveného kameniva triedy BI a na netuhé vozovky. Surovina (vápence a dolomity) sa pri využití na stavebné účely musí upravovať na požadované frakcie.

Ostatný vápenec sa v roku 2005 neťažil. Ložisko ako celok je v správe spoločnosti Kameňolomy, s. r. o, Nové Mesto nad Váhom.

Živce

Výraznou zložkou živcových hornín je niektorý zo skupiny živcov alebo ich zmes. Aby sa mohli priemyselne využívať, musia sa vyskytovať vo vhodnej forme, primeranom množstve a požadovanej kvalite. Živce sú cenné kvôli obsahu alkálií, ktoré pri zahriatí na 1 100 – 1 400 °C rozpúšťajú ostatné zložky keramickej hmoty (kremeň a kaolín). Živce sú dôležité nielen ako tavivo pri keramických surovinách. Používajú sa do sklárskeho kremeňa, glazúr, smaltov, frít a podobne. Niekedy sa používajú aj ako biele plnivé, v metalurgii ako liace prášky. Najvhodnejšie živce neobsahujú viac ako 0,15 % Fe_2O_3 a obsahujú najmenej 13 % alkálií s podstatnou prevahou K_2O . V sklárskom a keramickom priemysle vo svete sa niekedy ako náhrada živcov používajú nefelinické syenity. U nás sa používajú tufy a tufity. V prípade plnív a abrazív sa používajú íly, muskovit, pyroflylit a iné suroviny.

Na Slovensku je nedostatok ekonomicky využiteľných klasických pegmatitov. Často ide o kombináciu pegmatitových žíl vyvinutých v granodioritoch alebo leukokratických granitoch. Za živcovú horninu považujeme aj leukokratické granity až kyslé granodiority bohaté na živce.

V hodnotenom území sú známe dva väčšie výskyty živcových hornín. Sú to *Hlohovec* a *Prašice-Duchonka*.

Výskyt Hlohovec

Výskyt reprezentujú biotitické granity s obsahom živcov, ktorý prevyšuje 55 % celkového objemu horniny. Živcovú horninu predstavuje v prevahe plagioklas, ktorý tvorí 33 % jej hmoty. Draselný živec má v hornine 25-percentné zastúpenie. Zvyšok tvorí kremeň, a to 36 %, slúda 5 % a akcesorické minerály, ktorých je menej ako 1 %.

Vyrobený živcový produkt v zrnitostnej frakcii 0,1 – 0,3 mm predstavuje živec značky Ž 75 NaK40. Živcový produkt obsahuje 47 % oligoklasu, 36 % K-živca, 16 % kremeňa a obsah sľudy je menej ako 1 %. Oxidy sa vyskytujú len v stopovom množstve. Hmotnostný výnos živca z horniny je 38 %. Celková výťažnosť je 35 %. Účinnou úpravou sa výťažnosť dá zvýšiť na 50 %. Živce sa dajú využiť v keramickej hmote, a to na výrobu dlaždíc, keramických izolátorov a podobne. Rentabilnosť, ako aj rozsah živcovej suroviny na výskyte Hlohovec je potrebné ďalej overovať.

Výskyt Prašice-Duchonka

Výskyt reprezentuje granitový až granodioritový pegmatit. Je to strednozrnná až hrubozrnná hornina sivobielej farby s viditeľnými šupinkami muskovitu a ojedinelými povlakmi limonitu. Užitočnými minerálmi sú živce, ktoré predstavujú 55 – 58 % objemu horniny. Zastupuje ich K-živec (25 % objemu horniny) a plagioklas (33 %). Ostatné minerály predstavujú sľudy (12 %) a kremeň (30 %). Obsah Fe_2O_3 je v hornine len 0,79 %. Draselné živce reprezentuje mikroklin. Plagioklas je zastúpený oligoklasom. Veľkosť monokryštálov plagioklasu je 0,4 – 0,6 mm, v prípade draselných živcov 1 – 4 mm. Sľuda zastúpená biotitom je postihnutá baueritizáciou a chloritizáciou so škvrnami limonitu. Okrem biotitu je zo sľúd zastúpený muskovit. Hlavnou škodlivinou živcov sú sľudy. Živcový produkt predstavuje 75 % celkového obsahu, z toho 39 % je K-živca a 36 % plagioklasu. Sľuda v živcovom produkte tvorí 7 %. Fe_2O_3 zastupuje prevažne limonit v množstve 0,20 – 0,25 %. Výťažnosť živcov je 55 %, hmotnostný výnos je 40 %. Pripravený živcový koncentrát má označenie Ž65 KNa25. Vedľajší produkt je koncentrát kremeňa, v ktorom je 91 % kremeňa a 9 % živcov. Hmotnostný výnos vedľajšieho produktu vo frakcii 0,1 – 0,5 mm je 17 %. Živec má potrebnú kvalitu na výrobu keramických hmôt. Úprava suroviny je však ekonomicky náročná. Pripravený produkt má pri 1 180 °C bielu farbu (slovná kost'). Telieska sú lesklé, s ojedinelými čiernymi bodkami.

Sľudy

Z hľadiska priemyselného využitia najväčší význam majú muskovit a flogopit. Nachádzajú uplatnenie v elektronike, elektrotechnike, optike, regulačnej technike, ako plnivo pri výrobe tmelov, farieb, plastov a gumy, ako aj pri výrobe špeciálnych mazadiel, náterov a strešných lepeniek. Používajú sa aj ako prísada do vrtných výplachov. Ako plnivo je možné miesto sľudy použiť diatomit, vermikulit, perlit a iné. V elektrotechnike a elektronike nahrádzajú prírodnú sľudu umelé sklenené vlákna, prípadne umelá sľuda, ktorá nahrádza prírodnú sľudu aj tam, kde sa využívajú jej termostatické vlastnosti.

V regióne Považský Inovec sa overilo jediné ložisko sľudy, na ktorom boli vyčíslené aj zásoby a stanovené jeho využitie.

Ložisko sa nachádza v komplexe muskoviticko-biotitických svorov a svorových rúl s polohami amfibolitov staropaleozoického? veku. Sfúdy tvoria podstatnú súčasť biotiticko-muskovitických, v menšej miere muskoviticko-biotitických svorov. Sfúda vystupuje v drobnosupinkovitej forme. Muskovit prevláda nad biotitom. Obsah sfúd v hornine je od 32 do 44 %, v priemere je 33 %. Priemerná výťažnosť muskovitu z horniny je 20 %. Surovina je vhodná na výrobu strešných lepeniek a tepelných a zvukových izolátorov. Ložisko sa neťaží. Je na ňom schválené CHLÚ. Nachádza sa v správe ŠGÚDŠ.

V Považskom Inovci je možné na základe štúdií nájsť aj svory s vyšším zastúpením muskovitu, ako bolo vypočítané v bloku zásob v Hôrke nad Váhom. V tom istom horninovom komplexe v Hôrčanskej doline sa našli polohy granáticko-chloriticko-muskovitického svoru, v ktorom sa zistil muskovit v množstve 55 – 65 %, chlorit 5 – 15 % a granát 5 – 15 %. Z takejto horniny je možné získať popri muskovite aj granátický koncentrát. Kvalitu muskovitu znižuje prítomnosť chloritu. Kvôli vysokému obsahu sfúdy a možnosti získania aj koncentráту granátu by sa v budúcnosti malo overovanie zamerať aj na túto časť svorového komplexu v Hôrčanskej doline.

Amfibolit

Amfibolit zaraďujeme k surovinám na netradičné využitie. V Považskom Inovci sa takýto amfibolit zistil v Hôrke nad Váhom v Hôrčanskej doline. Hornina má masívnu textúru, je pevná, húževnatá, sivočiernej farby so zelenkavým nádychom. Mineralogické zloženie je takéto: plagioklas 43 %, amfibolit 40 %, epidot 10 %, karbonáty (žilky) 4 % a chlorit 2 %. Merná hmotnosť horniny zodpovedá zloženiu a dosahuje až 3,06 kg · dm⁻³. Z horninovej frakcie 0,5 – 2,0 mm sa pripravuje „šľachtená“ omietka. Ako spojivo sa používa živica. Omietka obsahuje zrná čiernej a tmavosivozelenej farby. Okrem výroby šľachtených omietok je hornina vhodná na výrobu dekoratívnych omietok čiernej a sivočiernej farby so zelenkavým nádychom.

Ostatný vápenec

Tento surovinový typ zahŕňa menej kvalitné vápence kvalitatívnej triedy IV až VIII. Používajú sa v poľnohospodárstve, na výrobu stavebných hmôt, ako cementárske vápence a na iné účely. Vápenec a dolomit sa vzájomne nahrádzajú pri neutralizácii kyslých pôd a plynov. Obidva typy surovín sa často nahrádzajú prírodnými a syntetickými zeolitmi alebo anaeróbnymi baktériami. V niektorých prípadoch, napríklad pri výrobe cementu, neexistuje za vápenec adekvátna náhrada. V hodnotenom území sa nachádza ložisko *Rožňové Mitice – Mníchova Lehota*.

Ložisko evidované ako ostatný vápenec je súčasťou jedného karbonátového komplexu. Charakteristika ložiska a ťžitkovej suroviny je uvedená pri ložisku dolomitu *Rožňové Mitice – Mníchova Lehota*, na ktorom sa nachádzajú obidva typy surovín.

STAVEBNÉ SUROVINY

Výhradné ložiská nevyhradených nerastov a ložiská nevyhradených nerastov, ktoré tvoria rozsiahlu surovinovú skupinu SR, zastupuje stavebný kameň, štrkopiesky a tehliarske suroviny. Tieto suroviny majú významné postavenie v štruktúre nerastného bohatstva Slovenska. Podiel ťažby stavebných surovín na celej ťažbe nerastov je až 43 %.

Geologická stavba hodnoteného územia podmieňuje výskyt niekoľkých ložísk štrkopieskov v údolnej nive Váhu a ložiská tehliarskych surovín na severnom a južnom okraji územia. Ložiská stavebného kameňa sú sústredené na ssz. okraji územia a na západnom okraji pri styku s Myjavskou pahorkatinou. Dve ložiská sú na sv. okraji Považského Inovca pri styku so Strážovskými vrchmi.

Stavebný kameň

Pod pojmom stavebný kameň sa rozumie surovina vhodná na výrobu lomového kameňa a kameňa na hrubú kamenársku výrobu. Lomový kameň a drvené kamenivo sú základná stavebná surovina pre cestné, železničné, vodné a priemyselné stavby. Hrubá kamenárska výroba zahŕňa výrobu dlažbového kameňa, obrubníkov a všetky druhy opracovaných kamenných prvkov. Stavebný kameň všeobecne zahŕňa rozličné petrografické typy, ktoré sú vhodné na stavebné účely vo vyťaženom alebo upravenom stave. Horniny musia mať fyzikálno-mechanické vlastnosti vyhovujúce kvalitatívnym parametrom stanoveným na príslušné využitie. Zvetrané a alterované zóny hornín nie sú vhodné ako stavebný kameň.

Stavebný kameň sa môže podľa situácie nahradiť štrkopieskom, umelým kameňom, elektrárenskými a hutnými troskami, prípadne ďalším odpadom. V hodnotenom regióne stavebný kameň zastupujú vápence a dolomity. Ako ložiská stavebného kameňa sa v bilanciách zásob evidujú *Závada, Hrádok, Lúka II, Krivosúd-Bodovka, Rožňové Mitice – Mníchova Lehota, Beckov, Moravany a Jalšové*.

Ložisko Závada

Ložisko z väčšej časti tvoria stredno- až vrchnotriasové svetlosivé wettersteinské dolomity, v menšej miere tmavosivé gutensteinské vápence. Dolomity sú silno rozpukané. To spôsobuje ich rozpad na štrk a piesok, sčasti sa dolomity rozpadávajú až na múčku. Dolomity sú vhodné ako maltárska surovina, pevnej-

šie úlomky aj do betónu nízkej kvality. Vápence sú vhodné ako stavebný kameň na netuhé vozovky a živičné kryty vozoviek.

Ložisko sa v roku 2005 ťažilo. Vlastníkom ložiska je PD Závada.

Ložisko Hrádok

Ložisko bolo vyhodnotené ako stavebný kameň. Kvalitatívne parametre a použitie suroviny uvádzame pri surovine dolomit. Stavebný kameň sa v roku 2005 neťažil. Ložisko má v správe PD Hôrka nad Váhom.

Ložisko Lúka II

Horninový komplex Lúka II bol opísaný v stati o nerudných surovinách. V bilancii sa zhodnotené horninové bloky evidujú ako dolomit aj ako stavebný kameň.

Ložiská sa v roku 2005 neťažili. Sú v evidencii nevyhradených nerastov. Správcom je ŠGÚDŠ.

Ložisko Krivosúd-Bodovka

Ložisko je súčasťou stredno- až vrchnotriasového karbonátového komplexu tatrickej jednotky Považského Inovca (selecká sukcesia). Úžitkovú surovinu tvoria stredotriasové vápence vyvinuté najmä v severnej časti, ktoré sú čiastočne dolomitizované, vápnité dolomity a dolomity stredného až vrchného triasu. Tie vystupujú najmä v južnej a západnej časti ložiska. Vrstvovitosť má sklon 30 – 60° na SZ. Hrúbka suroviny je 34 – 60 m. Vnútny odpad predstavuje 0,91 – 1,11 %. Skrývku na ložisku tvoria humusové a svahové hliny s hrúbkou 0,5 – 6,0 m. Hornina je prestúpená puklinami, kavernami a krasovými dutinami, často s hlinitou výplňou. V hornine sa vyskytujú bridličnaté medzivrstvové preplástky.

Surovina v plnom rozsahu vyhovuje na výrobu stavebného kameňa podľa triedy B1a (77 %) podľa triedy NI (77 %). Časť suroviny v samostatných blokoch vyhovuje ako vápenec na priemyselné účely prevažne v triede III a IV. Vápence na priemyselné účely sú však na ložisku zastúpené ako sprievodná surovina.

Stavebný kameň sa v roku 2005 ťažil. Ložisko je v evidencii nevyhradených nerastov. Vlastnía ho Kameňolomy, s. r. o., Nové Mesto nad Váhom.

Ložiská Rožňové Mitice – Mníchova Lehota

Geologická stavba ložísk bola opísaná pri surovine dolomit. Okrem použitia surovín na špeciálne účely boli ložiská charakterizované aj z hľadiska použitia na stavebné účely ako stavebný kameň. Stavebný kameň sa v roku 2003 na ložisku neťažil. Ložisko ako celok majú v správe Kameňolomy, s. r. o., Nové Mesto nad Váhom.

Ložisko Beckov

Ložisko Beckov je súčasťou stredno- až vrchnotriasového komplexu tatrickej jednotky – seleckej sukcesie. Úžitkovou surovinou nevelkého ložiska sú strednotriasové vápence, vápnité dolomity a sčasti dolomity vrchného triasu. Chemické zloženie je premenlivé v závislosti od obsahu MgO. Preto sú aj hranice jednotlivých horninových variet nepravidelné a málo ostré. Hornina má rôzne farby, je mikrokryštalická, masívna a pevná. Len miestami je možné pozorovať vrstvosť s úklonom 30 – 50° na SZ. Hornina je prestúpená puklinami a kavernami s ílovou výplňou. Hrúbka suroviny je okolo 35 m. Obsah vnútornej skrývky je do 2,5 %. Skrývku na ložisku tvoria ílovité hliny a humus s maximálnou hrúbkou 4 m.

Surovina vyhovuje na výrobu stavebného kameňa, drveného kameňa do betónov, na netuhé vozovky, koľajové lôžka, výrobu kameňa na murivo a čiastočne na hrubú kamenársku výrobu. Časť suroviny, ktorú z hľadiska zastúpenia možno zaradiť len ako sprievodnú, je vhodná na výrobu vápna.

Stavebný kameň sa v roku 2005 na ložisku neťažil. Ložisko je v správe ŠGÚDŠ. V lome Beckov II v roku 2003 ťažili Kameňolomy, s. r. o., Nové Mesto nad Váhom.

Ložisko Moravany

Ložisko buduje dolomit stredného triasu krížňanskej jednotky. Dolomit je tmavosivý, celistvý, hrubolavicitý, tektonicky porušený (sčasti brekciovitý). Je navetraný a čiastočne skrasovatený. Úklon vrstiev je 30° na SV. Vrstvy sú hrubé od 0,3 do 7,0 m. Kusy dolomitu sú veľké 0,2 – 5,0 m. Rozmery ložiska sú malé, dĺžka je 100 m a šírka 400 m. Hrúbka suroviny je 20 – 30 m. Skrývku tvorí humusová hlina s hrúbkou 0,2 m a sutina hrubá 0,8 m.

Kvalitatívne parametre sú takéto: objemová hmotnosť 2,81 g/cm³, pórovitosť 2,12 %, hutnosť 97,88 %, nasiakavosť 0,40 %, otlk 26 %. Surovina sa využívala ako dolomitové kamenivo použiteľné pri individuálnej výstavbe v okolitých obciach Teplica, Moravany a inde.

Stavebný kameň sa na ložisku v roku 2003 neťažil. Ložisko sa eviduje medzi ložiskami nevyhradených nerastov. Je v správe ŠGÚDŠ.

Ložisko Jalšové

Ložisko budujú dolomity stredného triasu krížňanskej jednotky. Sú svetlosivé, mikrokryštalické, vrstvosité. Hornina je silne tektonicky porušená, navetraná a skrasovatená. Miestami je možné pozorovať žilky kalcitu s hrúbkou do 5 mm. Skrasovatenie horniny sa prejavuje dutinkami, ktoré sú vyplnené hlinou. Na miestach tektonického porušenia má hornina brekciovitý charakter. Ložisko má dĺžku 2 000 m a šírku 600 m. Hrúbka suroviny sa pohybuje od 23 do 70 m. Skrývku tvorí hlina s úlomkami dolomitov. Má hrúbku 1 – 2 m.

Surovina má objemovú hmotnosť 2,77 – 2,81 g . cm⁻³, pórovitosť 1,16 až 1,32 %, hutnosť 98,8 – 99,0 %, nasiakavosť 0,23 – 1,02 %, otlk 26,0 – 26,5 % a sypnú hmotnosť 1,40 – 1,50 t . m⁻³. Surovina je vhodná ako kamenivo na cestné stavby, ale aj pri individuálnej výstavbe ako kamenivo do betónu a na podsypy.

V roku 2005 sa stavebný kameň neťažil. Ložisko je v evidencii nevyhradených nerastov. Správcom ložiska je ŠGÚDŠ.

Štrkopiesok

Štrkopiesok ako stavebná surovina je prírodná zmes ťaženého drveného (0 – 4 mm) hrubého (4 až 125 mm) kameniva, ktoré sa skladá z rozličných obliakov hornín a úlomkov minerálov. Štrkopiesky obsahujú premenlivé množstvo piesku a ílu. Íly sú nežiaduca prímies. Okrem ílu sú škodlivinou organické látky, sľudy, pyrit, sadrovec, opál, chalcedón a iné.

Štrkopiesky sa používajú v stavebníctve na výrobu betónu, do násypov, podkladov a krytov vozoviek, na stabilizáciu zemín a ako drenážne a filtračné vrstvy. Jemné piesčité frakcie sa používajú na výrobu malty. Štrkopiesky je možné nahradiť drveným kamenivom, umelým kameňom, umelým kamenivom, troskami a podobne. Masové nahrádzanie je však z ekonomického hľadiska nevýhodné.

Štrkopiesky v hodnotenom území sa väčšinou viažu na fluviálne a aluviálne náplavy rieky Váh. Známe sú ložiská *Nozdrkovce*, *Beckov-Prúdičky*, *Nové Mesto nad Váhom*, *Drahovce*, *Koplotovce* a *Hlohovec – Svätý Peter*.

Ložisko Nozdrkovce

Tvoria ho kvartérne riečne sedimenty vyplňajúce aluviálnu nivu pozdĺž toku rieky Váh. Úžitkovou surovinou sú prevažne strednozrnné, v menšej miere hrubozrnné štrky s obsahom piesku 20 – 30 %. Hrubé štrky sú uložené v spodných polohách sedimentu a vyznačujú sa prítomnosťou balvanov do veľkosti až 20 cm. Sú menej opracované ako štrky z ostatných polôh. Nad polohou štrkov je v nadloží vrstva zahlinených pieskov s obsahom štrkových obliakov. Podloží štrkov sú íly. Štrkový materiál má polymiktný charakter s prevahou granitoidných hornín, karbonatických hornín, pieskovcov a kremencov. Ložisko má pomerne malý rozsah. Smerná dĺžka je maximálne 800 m na SV – JZ, šírka maximálne 300 m. Úžitková surovina má hrúbku 7,4 – 8,4 m. Skrývka je len humusová, s hrúbkou v priemere 0,25 m.

Surovina sa overovala na použitie pri výstavbe diaľnice. Obsah drobného kameniva je 24 – 30 %. Množstvo odplaviteľných látok v hrubom aj drobnom kamenive je nízky. Humusovitosť v niektorých polohách dosahuje až stupeň C, inak A a B. Hrubé kamenivo má nízku nasiakavosť (do 1,5 %). Je mrazuvzdorné. Surovina v celom rozsahu vyhovuje ako prísada do betónov a na ďalšie využitie pri výstavbe diaľnic (cementová stabilizácia, živíčná stabilizácia, podsypy, násypy).

Ložisko sa v roku 2005 ťažilo v malom množstve. Je v evidencii nevyhradených nerastov. Vlastníkom ložiska je VOD – EKO, a. s., Trenčín.

Ložisko Beckov-Prúdiky

Ložisko sa nachádza v inundačnom území Váhu. Ložiskové teleso tvoria kvartérne riečne sedimenty holocénu a pleistocénu. Úžitkovou surovinou sú štrky s prímiesou piesku (51,2 %), piesčité štrky (42,3 %), menej piesky so štrkom a jemnozrnné až strednozrnné piesky (3,45 %). Štrk je vo vrchných polohách hrubý až strednozrnný, s veľkosťou obliakov 3 – 15 cm. V spodných častiach ložiska od hĺbky 7,5 do 14,2 m je prevažne jemnozrnný, s veľkosťou obliakov 0,5 – 2 cm. Podložím ložiska sú íly pontu. Materiál je zreteľne nevytriedený, s prevahou granitoidných obliakov, menej karbonátov, pieskovcov a kremencov. Celková hrúbka suroviny je 12,9 až 20,5 m, priemerná hrúbka je 17,6 m. V nadloží úžitkovej suroviny je skrývka pozostávajúca z humusovej, piesčitej a prachovej hliny. Jej hrúbka je 0 – 1,5 m.

Z celkového množstva suroviny 80 % predstavuje hrubé kamenivo. To 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 výrobu malty. Podľa prísnych kritérií normy až 80 % drobného kameniva nevyhovuje. Nevytriedený štrkopiesok vyhovuje triede BI (75 %) a je použiteľný na výrobu betónov skupiny A a na podklady vozoviek. Pre zvýšené množstvo odplaviteľných látok má 10 % suroviny nižšiu kvalitu.

Na ložisku v roku 2005 prebiehala rozsiahla ťažba suroviny. Ložisko je v evidencii nevyhradených nerastov. Je vo vlastníctve firmy Holcim (Slovensko), a. s., Rohožník.

Ložisko Nové Mesto nad Váhom

Ložisko tvoria kvartérne holocénné riečne sedimenty, ktoré vytvárajú širokú aluviálnu nivu rieky Váh. Ložisko má doskovitý tvar s dĺžkou 1,5 km a šírkou 500 m. Hrúbka úžitkovej suroviny je 7,2 až 12,8 m. Skrývku tvorí humus a technologická skrývka (zaílovaný materiál) s hrúbkou 0,75 až 1,22 m.

Úžitkovou surovinou sú štrky, piesčité štrky a hrubé piesky. Prevládajú štrky s obsahom piesku 10 – 12 % a piesčité štrky s množstvom piesku v surovine 20 – 30 %. Zrnitostné zastúpenie je variabilné. Materiál je nevytriedený. Obliaky sú veľké maximálne 25 cm. Prevládajúce zastúpenie majú obliaky s veľkosťou 1 – 5 cm, menej 5 – 15 cm. Väčšie obliaky sú prítomné ojedinele. Obliaky sú zložené z viacerých typov hornín (granity, karbonáty, pieskovce, menej metamorfované výlevné horniny a zlepenice). Obliaky sú dobre opracované. Index plochosti je 2. Karbonáty a pieskovce sú navetrané a transportom často deštruované na úlomky. V nadloží štrkopieskov sú miestami prítomné zaílované sedimenty, ktoré tvoria technologickú skrývku. Piesky sú stredno- až hrubozrnné. Smerom na povrch sa zrornosť pieskov postupne zjemňuje. V štr-

kopieskoch má hrubé kamenivo prevahu nad drobným. Odplaviteľné častice tvoria 1,57 – 8,1 %. Vyššie hodnoty sú len vo vrchnej časti ložiska. Humusovitost' zodpovedá stupňu A a B. Hodnoty nasiakavosti sú 1,09 – 3,01 %, hodnoty zvetrania od 1,02 do 3,62 %. V štrkopiesku je prítomná sľuda v množstve 0,18 – 1,52 %. Surovina sa môže použiť na spevnenie krajníc a na stabilizáciu zemin. Drobné kamenivo je vhodné do mált a betónov I. kvalitatívnej triedy, na prípravu krytov a podkladov vozoviek.

Ložisko sa v roku 2005 nevyužívalo. Je v evidencii výhradných ložísk – štrkopiesky a piesky. Jeho vlastníkom je Holcim, a. s., Rohožník.

Ložisko Drahovce

Ložisko sa nachádza v Podunajskej nížine v časti Dolnovážska kotlina. Kvartérne štrkopiesky v inundačnej oblasti Váhu dosahujú hrúbku do 15 m. Štrk je drobný až strednozrný. Obliaky dosahujú veľkosť 1 – 7 cm, maximálne 15 cm. Surovina obsahuje 30 % piesku. Štrky sú vytriedené, dobre opracované a majú rôzne petrografické zloženie. Sú uložené horizontálne. Skrávka na ložisku nie je vyvinutá.

Charakter suroviny zodpovedá kvalitatívnym parametrom. Sypná hmotnosť voľne sypaných štrkopieskov je 1,448 – 1,520 t . m⁻³. Nasiakavosť obliakov dosahuje 1,0 – 1,7 %, ekvivalent piesku (pomer piesku k ostatným zložkám) je 80 %, otlk obliakov 30 – 35 %, humusovitost' dosahuje triedu A. Surovina ako celok podľa normy vyhovuje ako drobné a hrubé ťažené kamenivo na živčnú a cementovú stabilizáciu.

Na ložisku v roku 2005 prebiehala ťažba suroviny v menšom rozsahu. Ložisko je v evidencii výhradných ložísk – štrkopiesky a piesky. Vlastníkom je ZAPA betón SK, spol. s r. o., Bratislava.

Ložisko Koplastovce

Ložisková oblasť je súčasťou Podunajskej nížiny, ktorú vyplňajú kvartérne a neogénne sedimenty. Ložisko je situované v inundačnej oblasti rieky Váh pri obci Madunice. Tvoria ho kvartérne štrkopiesky (holocén). Je vymedzené na ploche s dĺžkou 5 km a šírkou 0,5 km. Vlastné ložisko tvorí blok dlhý 350 m a široký v priemere 300 m. Hrúbka suroviny je 8 – 15 m. Skrávku tvorí humusovitá hlina s hrúbkou do 0,1 m. Štrk je drobný až strednozrný, piesčitý. Obliaky sú veľké 0,5 – 5 cm. Obsah piesku v sedimente je vysoký, dosahuje 30 až 40 % objemu. Obliaky pozostávajú zo žúl, pieskencov, kremencov, vápencov, melafýrov a rohencov. Sú slabo navetrané. Množstvo odplaviteľných častíc v drobnom kamenive je často väčšie ako pripúšťa norma pre betóny, a to 0,14 až 4,94 %. Preto je na tento účel vhodná len časť zásob. Ekvivalent piesku je 60,96 – 97,44 %, otlk obliakov 32,6 – 34,0 %. Humusovitost' dosahuje triedu B. Surovina je vhodná na podsypy, násypy a cementovú stabilizáciu.

Ložisko štrkopieskov sa v roku 2005 neťažilo. Nachádza sa v evidencii nevyhradených nerastov. Ložisko vlastní PROFSTAV, s. r. o, Piešťany.

Ložisko Hlohovec – Svätý Peter

Ložiskové územie je súčasťou Podunajskej nížiny budovanej kvartérom a neogénom. Ložisko tvoria holocénne štrkopiesky alúvia rieky Váh. Teleso je vymedzené na ploche dlhej 750 m a širokej 500 m. Hrúbka suroviny je 8,8 až 14,7 m. Štrk je prevažne drobný. Je silne piesčitý, obsah piesku je 30 – 40 %. Obliaky dosahujú veľkosť 1 – 5 cm. Štrková frakcia má polymiktný charakter. Miestami sa vyskytujú hlinité polohy hrubé do 20 cm. Ložisko štrkopiesku je v povrchovej časti zahlinené a zakryté humusovou hlinou, ktorá tvorí časť skrývky. Jej hrúbka je 0,3 m. Hlinitý štrk, ktorý tvorí druhú časť skrývky, dosahuje hrúbku 0,6 m. Štrkové obliaky majú nasiakavosť 0,5 – 2,5 %. Ekvivalent piesku je 61,94 %, otlk obliakov 32 – 34 %. Humusovitost' štrkopieskov dosahuje triedu B. Odplaviteľné častice tvoria 0,45 – 4,50 % a ílovitá prímes 0,32 %. Obsah zŕn s nevhodným tvarom je 1,24 %. Surovina je vhodná na podsypy, násypy, cestné telesá a na stabilizáciu do betónu.

Ložisko sa v roku 2005 využívalo v menšej miere. Je v evidencii výhradných ložísk – štrkopiesky a piesky. Ťaží ho PD Hlohovec.

TEHLIARSKÉ SUROVINY

Tehliarske suroviny sú horniny alebo ich zvetraniny vhodné v prírodnom stave alebo po úprave na výrobu tehál. Tehliarska výrobná hmota má dve zložky, plastickú a ostriacu. Sú zastúpené priamo buď v prírodnej surovine, alebo sa optimálna zmes získava miešaním rozličných surovín. Rozlišujeme surovinu základnú a doplnkovú. Škodliviny v tehliarskych surovinách predstavujú karbonáty, sadrovec, úlomky hornín, organické látky a iné. Tehliarske suroviny sa používajú v stavebníctve na výrobu rôznych druhov tehál, krytiny, dlaždíc, tehliarskej drviny a podobne. Čiastočne sa recykluje stavebná sutina. Produkty tehliarskej výroby sa môžu použiť opakovane. Pri výrobe klasických tehliarskych výrobkov náhrada za tehliarsku surovinu neexistuje. Tehly je však možné vyrábať aj z iných prírodných alebo umelých materiálov.

V hodnotenom území sa vyskytujú dve ložiská – *Trenčianska Turná* a *Hlohovec*.

Ložisko Trenčianska Turná

Ložisko tvorí komplex kvartérnych sedimentov, ktoré postupne prechádzajú do podložných neogénnych ílov. Úžitkovou surovinou sú v prevažnej miere ílovito-prachovité bezuhličitanové hliny eolického pôvodu (90 %). Menej zastúpené sú ílovité a piesčité hliny (zvetrané sedimenty neogénneho podložia) so zvýšeným obsahom CaCO_3 (do 11 %). Úžitková surovina je stredne plastická až

plastická. Ílovitá frakcia je zložená z illitu a kaolinitu. Hrúbka suroviny je od 4,2 do 20,0 m. Skrývku na ložisku tvorí len humus s hrúbkou 0,2 – 0,4 m. Surovina z ložiska je klasifikovaná ako jemná, bezuhličitanová, stredne plastická, necitlivá na sušenie. Nemá sklon k tvorbe výkvetov. Surovina je vhodná na výrobu murovacích materiálov s vysokou pevnosťou, na lícové murivo, ako aj na výrobu tenkostenných výrobkov typu MIACO.

Surovina na ložisku sa v roku 2005 ťažila. Je v evidencii výhradných ložísk – tehliarske suroviny. Ložisko vlastní spoločnosť Wienerberger, Slovenské tehle, spol. s r. o., Zlaté Moravce.

Ložisko Hlohovec

Ložisko tvoria kvartérne spraše a neogénne íly. Spraše sú svetlohnedé, mierne až slabo piesčité, s ojedinelými úlomkami vápnitých konkrécií do veľkosti 2 cm. Hrúbka spraší je 4 – 5 m. Spodné neogénne íly sú svetlosivé, miestami piesčité, s polohami piesku. Hrúbka je 10 m. Rozmery ložiska sú 700 x 500 m, celková hrúbka suroviny je 15 m. Íly sú uložené horizontálne, hranica spraší a ílov je diskordantná. Skrývku tvorí humusová hlina hrubá 0,4 m. Surovina má rozrábaciú vodu (množstvo vody na dosiahnutie konzistencie zmesi vhodnej na výrobu tehál) 20 – 26 %, zmraštenie sušením je 3 – 7 %, pevnosť v ťahu za ohybu 0,40 – 0,60 MPa, po výpale 0,40 – 0,80 MPa. Nasiakavosť je 14 – 25 %, karbonátnosť 2 – 10 %. Surovina je vyhovujúca na výrobu mnohodierových tehál C_{Dm}.

Surovina na ložisku sa v roku 2005 neťažila. Nachádza sa v evidencii nevyhadených nerastov. Vlastníkom je tehelná RNDr. Peter Diviš Hlohovec.

Celkové hodnotenie regiónu

Región Považský Inovec je pomerne chudobný na výskyt ložísk nerastných surovín, najmä pokiaľ ide o surovinové typy. Najviac zastúpené sú nerudné a stavebné suroviny. Reálny ekonomický význam majú štrkopiesky, čisté dolomity a vápence. Stavebné kamene sú ekonomicky významné. Tie sa však nachádzajú buď na okraji pohoria, alebo miesta ich výskytu sú totožné s priestormi výskytu vápencov a dolomitov. Ostatné suroviny sú zastúpené sporadicky a ich ekonomická hodnota je v súčasnosti otázna.

Z hľadiska surovinového potenciálu ako najviac perspektívne hodnotíme rozpadavé čisté dolomity. Majú vhodné kvalitatívne parametre na netradičné využitie. Významné sú aj polohy čistých vápencov. Dôležitú úlohu pri budovaní cestných komunikácií a priemyselnej výstavbe budú zohrávať ložiská štrkopieskov. Ich kvalita je miestami nižšia, no po úprave sa dajú využiť aj na náročnú stavebnú výrobu. Pre rozvoj stavebníctva budú mať veľký význam aj ložiská stavebného kameňa. Sústreďením priemyselnej výstavby do oblasti Považia ich význam bude stúpať.

GEOLOGICKÉ FAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

(I. Dananaj, A. Klukanová a J. Madarás)

Z hľadiska inžinierskogeologickej rajonizácie Západných Karpát patrí Považský Inovec do regiónu jadrových pohorí, oblasti jadrových stredohorí a jv. časť Trenčianskej kotliny do regiónu tektonických depresii, oblasti vnútrohorských kotlín (Matula, 1965).

Svahové pohyby

Podľa *Atlasu SSR* (1982) pohorie Považský Inovec patrí do oblasti tretieho rádu potenciálnych svahových území, kde sa svahové pohyby vyskytujú výnimočne. Ide zväčša o stabilné tvary rozčlenených pohorí, pohorí so zvyškami plošinového reliéfu a nížinných pahorkatín. Juhozápad Trenčianskej kotliny patrí do oblasti druhého rádu – potenciálne oblasti zväčša mikrozosuvov (zosuvy menšieho rozsahu, ktoré sa viažu na hlavné doliny). Svahové deformácie sú plošne najviac rozšírené vo svahoch na západnej strane Považského Inovca v deluviálnych, fluvialných a deluviálno-fluvialných sedimentoch. Ide prevažne o zosuvy. Zosuvy sa vyskytujú aj na východných úbočiach pohoria a v dolinách vodných tokov vnútri pohoria. Vyskytujú sa zväčša v oblastiach, kde vážne neohrozujú technické objekty. Ohrozené však môžu byť cestné alebo železničné komunikácie (zosuvy pri Lúke, Teplíčkách, Krivosúde alebo v Hôrčanskej doline).

Na území južne od obce Tepličky sú registrované dva aktívne prúdové zosuvy. Prvý je situovaný smerom na juh, má veľkosť 600 x 100 m a druhý je jz. od obce Tepličky s. od Hlohovca a má rozmery zhruba 500 x 100 m. Nachádzajú sa v deluviálnych úlomkovitých a nespevnených horninách v nadloží skalných a poloskalných hornín. Vyskytuje sa tu aj niekoľko ďalších potenciálnych zosuvov. Zosuvmi je ohrozená predovšetkým cesta.

Severne od obce Koplotovce neďaleko obce Hlboké sa vo svahu v deluviálnych ílovitých a prachovitých nespevnených horninách nachádza potenciálny, sčasti stabilizovaný rozsiahlejší plošný zosuv s rozmermi 1 300 x 600 m jv.-sz. smeru. Zosuv môže ohrozovať stavby v jeho blízkosti.

Severovýchodne od Horných Otrokovíc sú potenciálne zosuvy v deluviálnych ílovitých a prachovitých nespevnených horninách s veľkosťou 800 x 200 m z.-v. smeru.

Pri obci Ardanovce sú dva potenciálne zosuvy v protiľahlých svahoch v deluviálnych ílovitých a prachovitých nespevnených horninách.

Pri Hrádku sa vyskytuje potenciálny plošný zosuv v skalných až poloskalných horninách s rozmermi asi 1 700 x 300 m v.-z. smeru. Zosuv ohrozuje cestu.

V Hôrčanskej doline sa vyskytujú plošné a prúdové zosuvy, miestami aj prúdy a stekanie v zamokrených úlomkovitých a nespevnených horninách v nadloží skalných a poloskalných hornín. Môžu ohrozovať cestnú komunikáciu.

Pri obci Selec je potenciálny plošný a prúdový zosuv v úlomkovitých a nespevnených horninách v nadloží skalných a poloskalných hornín.

Pri Beckove je niekoľko plošných zosuvov v skalných a poloskalných horninách. Pri Krivosúde-Bodovke a Trenčianskych Stankovciach sa vyskytujú potenciálne zosuvy (frontálny, prúdový aj plošný) v úlomkovitých a nespevnených horninách v nadloží skalných a poloskalných hornín. Miestami sa vyskytujú v zamokrených územiach aj v územiach s ojedinelým výskytom prameňov. Aktívny zosuv pri Krivosúde ohrozuje cestu.

Pri Trenčianskej Turnej sú plošné zosuvy na miestach striedania skalných hornín s nespevnenými a slabo spevnenými ílovitými horninami. Zosuv pri Trenčianskych Stankovciach ohrozuje diaľkový vodovod.

V blízkosti obce Mníchova Lehota sa objavujú stabilizované frontálne blokové rozpadliny na miestach striedania skalných hornín s nespevnenými a slabo spevnenými ílovitými horninami.

Pri Trenčianskom Jastrabí sa vyskytuje plošný zosuv. Na juhozápade Trenčianskej kotliny v oblastiach okolo Trenčína, Soblahova, Kubrice a Kubrej sa nachádzajú potenciálne plošné zosuvy v deluviálnych ílovitých a prachovitých nespevnených horninách. Na zosuvoch pri Trenčíne sú vybudované stabilizačné konštrukcie.

Vážne nebezpečenstvo predstavuje aj rútenie múrov opevnenia Trenčianskeho hradu.

Erozívne procesy

V Považskom Inovci prevláda silný až stredno-silný fluvialný erozívny proces so silnou hĺbkovou eróziou a fluvialno-krasový proces s tvorbou krasových a polokrasových foriem a tvorbou zavretých dolín v mezozoických formáciách (Atlas SSR, 1982). Krahulčie vrchy predstavujú oblasť s katastrofálnou a extrémnou potenciálnou vodnou eróziou (Adamkovičová et al., 2003a.). Kras v Považskom Inovci sa zaraďuje k fluviokrasu, pretože sa tvorí prevažne v dolomitoch, v menšej miere vo vápencoch triasu a vytvára najmä suché doliny (Jakál, 1993). V severnej časti pohoria v Seleckej kotline sa vyskytujú oblasti intenzívnej výmolinej erózie. Objavuje sa aj na v. a jv. okraji pohoria.

Objemové zmeny hornín

Na zmapovanom území sú plošne rozšírené eolické sedimenty – spraše, resp. sprašové hliny s obsahom vápnitých splachov, ktoré sú náchylné na presadavosť. Preto treba venovať pozornosť objemovým zmenám hornín pod vplyvom zmeny vlhkosti. Súvislé pokryvy tvoria spraše Trenčianskej kotliny a západného úpätia

Považského Inovca. Na západnej strane pohoria smerom na juh sa šírka sprašového pokryvu zväčšuje a od obce Sokolovce až po Hlohovec prechádzajú spraše naprieč pohorím až do Nitrianskej pahorkatiny. V iných častiach pohoria prechádzajú do nevápnitých sprašových hĺn, najmä na východnom úpätí. Spraše na ľavom brehu Váhu ležia na podloží riečnych terás a náplavových kužeľov a dosahujú hrúbku 6 – 10 m. Na svahoch a iných exponovaných častiach pohoria majú zložitejší charakter uloženia a premenlivú hrúbku (2 – 15 m). Spraše sú známe svojou nepriaznivou vlastnosťou – presadavosťou. Pod pojmom presadavosť rozumieme náhlu redukciu objemu vplyvom prevlhčenia alebo zaťaženia. V mnohých prípadoch spôsobuje porušenie podzákladia a havárie hotových objektov v dôsledku nerovnomerného či nadmerného sadania. Preto presadavé sedimenty sa považujú za problematické základové pôdy.

Sprašové sedimenty v regióne Považského Inovca rozdeľujeme na dve skupiny: veľmi presadavé zeminy a presadavé zeminy. Medzi *veľmi presadavé zeminy* zaraďujeme typické spraše. Sú charakteristické tým, že sú nevrstvomité, primárne vápnité, majú kapilárnu pórovitosť, sú vcelku suché, žltej až tmavožltej farby, s viditeľne prevládajúcim zrnitostným zložením pohybujúcim sa v rozmedzí 20 – 63 µm. Medzi *presadavé zeminy* zaraďujeme predovšetkým sprašoidné sedimenty, ktoré majú prevládajúcu prachovitú zrnitostnú frakciu. Sprašoidné sedimenty reprezentuje veľká skupina zemín s rôznym minerálnym a zrnitostným zložením. Ide o eolický materiál, ktorý resedimentoval počas rôznych sekundárnych procesov (alochtonné sprašoidné sedimenty) alebo sa pozmenil in situ (autochtonné sprašoidné sedimenty), resp. neeolický materiál, v ktorom prebehol proces zosprašnenia. Často namiesto zosprašnenia prebiehal na nich proces zahlinenia alebo oglejenia. Najdôležitejšie sekundárne procesy, ktoré pôsobili pri resedimentácii, sú: deluviálne, fluválne, proluviálne a eluviálne procesy, rôzne pedogenetické procesy, ako aj zmeny spôsobené kryoturbáciou. Sprašoidné sedimenty sa mohli vytvoriť z typických piesčitých alebo ílovitých spraší. Ich pórovitosť je menšia ako v prípade pôvodného materiálu. Veľká zmena sa týka obsahu uhličitánov. Líšia sa aj farebne. Náchylné na presadanie sú však iba tie, v ktorých prevláda prachovitá frakcia.

Z hydrogeologického hľadiska v sprašových sedimentoch sa netvoria súvislé horizonty podzemnej vody. Podzemná voda sa vyskytuje v ich podloží. V sprašových sedimentoch sa často tvoria erozívne ryhy a výmole.

Seizmická aktivita

Región Považského Inovca v porovnaní s inými oblasťami Západných Karpát vykazuje slabú seizmickú aktivitu. Aktívne ohniskové oblasti ležia mimo regiónu (na severe okolie Trenčianskych Teplíc v Strážovských vrchoch, na juhozápade okolie Dobrej Vody v Malých Karpatoch). Ohniská zemetrasení sa vyskytli len v okolí Piešťan (Piešťany, Moravany nad Váhom, Ratnovce, Sokolovce, masív Marhátu, Vozokany, Radošina). Na ploche zhruba 14 x 11 km sa v ro-

koch 1987 – 2010 seizmometricky lokalizovalo okolo 15 slabých zemetrasení (M_L 0,3 – 2,8) bez makroseizmických účinkov. Dosiaľ jediné zemetrasenie, ktoré bolo pocítené makroseizmicky, sa vyskytlo 24. 3. 1893. Malo epicentrum medzi Vrbovým a Piešťanmi a dosiahlo maximálnu makroseizmickú intenzitu I_0 5,5° (M_L 3,8). Vzhľadom na lokalizáciu epicentra (± 10 km) je skôr pravdepodobné, že patrí do dobrovodskej ohniskovej oblasti. Na severe regiónu sa v rokoch 1991 – 1996 vyskytli tri slabé seizmometricky lokalizované zemetrasenia (M_L 1 – 1,3) v oblasti medzi Kálnicou a Kočovcami. Nevýraznú zemetrasnú zónu v okolí Piešťan spájame s hlbinným pokračovaním sv.-jz. orientovaných zlomov z oblasti Malých Karpát. Niektoré zemetrasné javy s epicentrami na západnej strane hrasti (od Kálnice po Sokolovce) môžu súvisieť s recentnou aktivitou s.-j. orientovaného považského zlomu.

Minerálna a termálna voda

V tomto regióne sa pramene a hydrogeologické vrty s najväčšou výdatnosťou viažu na karbonáty stredného a vrchného triasu. Významnejšie pramene vyvierajú v lokalitách Selec, Krivosúd, Kálnica, Lúka nad Váhom, Moravany, Stará Lehota a Podhradie. Významnejšie vrty sú na lokalitách Veľké Stankovce, Beckov, Hôrka nad Váhom a Kočovce.

Najväčší význam Považského Inovca z hľadiska výskytu minerálnej a termálnej vody spočíva v tom, že na horninové prostredie jeho západných svahov je naviazaná infiltračná oblasť minerálnej a termálnej vody v Piešťanoch. V tejto oblasti je vyhlásené ochranné pásmo liečivých zdrojov II. stupňa a pásmo hygienickej ochrany II. stupňa. Na území západne od vodnej nádrže Sĺňava je vyhlásené ochranné pásmo III. stupňa.

Zdroje minerálnej vody sa viažu na systém priečnej zlomovej tektoniky a vyskytujú sa najmä v sv. časti. Minerálne pramene zastupujú prevažne kyselky. Najvýznamnejšie z nich vyvierajú v lokalitách Dubodiel, Mníchova Lehota, Modrová, Selec, Trenčianske Jastrabie, Trenčianska Turná a Koplastovce.

V Kálnickej a Hôrčanskej doline sa objavuje aj banská voda. V Kálnickej doline z prieskumnej štôlne v permských horninách vyteká banská voda s obsahom arzenu. V Hôrčanskej doline pravdepodobne z bývalého ložiskového prieskumného vrtu vyteká sulfátogénna voda.

Nerastné suroviny

V regióne Považský Inovec a jv. časť Trenčianskej kotliny nie sú z hospodárskeho hľadiska významné ložiská nerastných surovín. Nachádzajú sa tu prevažne ložiská karbonátov, štrkov a pieskov. Lokálne sú aj výskyty uránového zrudnenia, zlata, Fe-rúd a polymetalických rúd.

Medzi výhradné ložiská (podľa § 6 z. č. 44/1988 Zb. o ochrane a využití nerastného bohatstva, banský zákon v znení neskorších predpisov) a dobývacie

priestory sú zaradené Rožňové Mitice – Mníchova Lehota (vápeneč), Trenčianska Turná (tehliarske suroviny), Nové Mesto nad Váhom a Hlohovec – Svätý Peter (štrkopiesky a piesky). Stavebný kameň sa vyskytuje v Rožňových Miticiach (vápeneč a dolomit), Závade a Hrádku (dolomit). Dolomit sa ťaží v Rožňových Miticiach a Hubine. Na území je aj niekoľko chránených ložiskových území (nevyužívané ložiská), a to Rožňové Mitice – Mníchova Lehota (vápeneč), Hôrka nad Váhom (slieň), Rožňové Mitice – Mníchova Lehota, Modrová – dolina Rybník a Modrová – Lúka (dolomit).

Medzi ložiská nevyhradených nerastov (podľa § 7 z. č. 44/1988 Zb. o ochrane a využití nerastného bohatstva, banský zákon v znení neskorších predpisov) patria Závada, Nozdrkovce, Kočovce, Beckov-Kopané, Zelená voda pri Novom Meste nad Váhom, Zemník – Bodovka a Hubina (štrkopiesky a piesky), Baňa Ježovec, Beckov, Moravany, Krivosúd-Bodovka (stavebný kameň a vápeneč), Lúka II a Mníchova Lehota II (stavebný kameň a dolomit) a Jalšové (stavebný kameň a pieskovec).

Skládky odpadu

V obciach študovaného regiónu sa často vyskytujú skládky odpadu. Väčšinou ide o komunálny domový a stavebný odpad a miestami aj odpad zo živočíšnej výroby. Ekologickú záťaž predstavuje aj množstvo drobných divokých skládok domového odpadu v hlbších výmoľoch a úvozoch vrátane umelých priehlbín, v dnách suchých dolín a jarkov v opustených lomoch (Ratnovce), na okrajoch poľných a vedľajších ciest a na iných miestach v intravilánoch obcí, napríklad Dráhy v k. ú. Selec, Kostolné v k. ú. Kostolné a Novianska dolina v k. ú. Nová Ves nad Váhom (Adamkovičová et al., 2003b).

Na študovanom území sa vyskytujú staré ekologické záťaže. Predstavujú ich predovšetkým staré skládky komunálneho odpadu, a to pri obciach Hubina, Ratnovce, Sokolovce, Mníchova Lehota (v opustenom lome), Gierová – Selec, Brhlova dolina v Novej Lehotě, Doliny pri Modrovej, Za Vážinou – Kočovce a Skaliny – Beckov. Skládky komunálneho odpadu spolu so stavebným odpadom nájdeme v katastrach obcí Bojná, Radošina, Tesáre, Nitrianska Blatnica, Šalgovce a Ardanovce.

Zo starých banských diel sa v Považskom Inovci nachádzajú najmä staré dobývacie priestory a pozostatky po ťažbe zlata v lokalitách Prašice, Lúka nad Váhom, Hrádok-Skaliny, Moravany nad Váhom-Striebornica, Zlatníky-okolie, Dubodiel a Banka. Vyskytujú sa tu staré dobývacie priestory a pozostatky po ťažbe Fe-rúd v lokalitách Vozokany (kameň), Selec (limonit), Trenčianske Mitice, Trenčianske Jastrabie (pyrit), Dubodiel, Veľká Hradná – Železník (magnetit) a Banka. Staré dobývacie priestory a pozostatky po ťažbe polymetalických rúd (Pb, Cu) môžeme nájsť v okolí Trenčianskej Turnej, Veľkých Stankoviec a Kálnice. Pri Ratnovciach sú haldy po ťažbe vápenca a stopy po rádioaktívnych rudách v Kálnickej a Prostrednej doline.

Chránené územia a jaskyne

Považský Inovec nemá štatút veľkoplošne chráneného územia (napr. typu CHKO), ale v regióne sa nachádza viac kategórií chránených území. Sú tu národné prírodné rezervácie Javorníček a Tematínska lesostep. Je tu vyhlásených niekoľko prírodných rezervácií – Beckovské Skalice, Čepúšky, Dubový vršok, Holé brehy, Kulháň, Kňazi vrch, Považský Inovec, Prieľačina, Sychrov a Švišov. Významná geologická (stratigrafická) a geomorfologická lokalita je prírodná pamiatka Beckovské hradné bralo. Medzi ďalšie prírodné pamiatky patrí aj Beckovská skalka (vápencový tvrdoš), Belanov kút, jaskyňa Čertova pec, Malá dolnosokolská jaskyňa, Malostankovské vresovisko, Mokvavý prameň, Obtočník Váhu, Pseudoterasa Váhu, Selecké kamenné more, Selecký potok, Svinica, Veľký jarok, Veľká dolnosokolská jaskyňa a Visiace skaly. Medzi chránené areály patria: Park v Kočovciach, Lipový sad v Beckove, Okšovské duby pri Zlatníkoch a vodná nádrž Slňava (Atlas krajiny Slovenskej republiky, 2002). Medzi významné chránené náleziská z hľadiska flóry patria Sedliská pri Hlohovci (Atlas SSR, 1982). Vyskytuje sa tu aj päť mokradí regionálneho významu.

Medzi najvýznamnejšie podzemné krasové javy v regióne sa zaraďuje Beckovská jaskyňa dlhá 150 m a hlboká 70 m s bohatou kvapľovou výzdobou a Majkovým dómom s rozmermi 25 x 17 x 6 m. Najdlhšia je Modrovská jaskyňa s dĺžkou 610 m, hĺbkou 45 m a Dažďovým dómom s rozmermi 25 x 15 x 8 m. Verejnosti je voľne prístupná jaskyňa Čertova pec (s. od obce Radošina). Tuneľovitá jaskyňa dlhá 27 m bola jaskynným sídliskom lovcov v staršej kamennej dobe. Výskumom sa zistilo viacvrstvové osídlenie. Najstaršie, z posledného interglaciálu, reprezentuje moustierska kultúra zo stredného paleolitu, keď ju obýval človek neandertálskeho typu. Je to najstaršie známe jaskynné osídlenie u nás. Aj Veľká dolnosokolská jaskyňa a Malá dolnosokolská jaskyňa v masíve Marhátu sú voľne prístupné verejnosti. Majú dĺžku 15 a 10 m.

VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY

(J. Ivanička, M. Kováčik, J. Madarás, M. Olšovský, I. Filo, M. Havrila, J. Hók, M. Polák a M. Elečko)

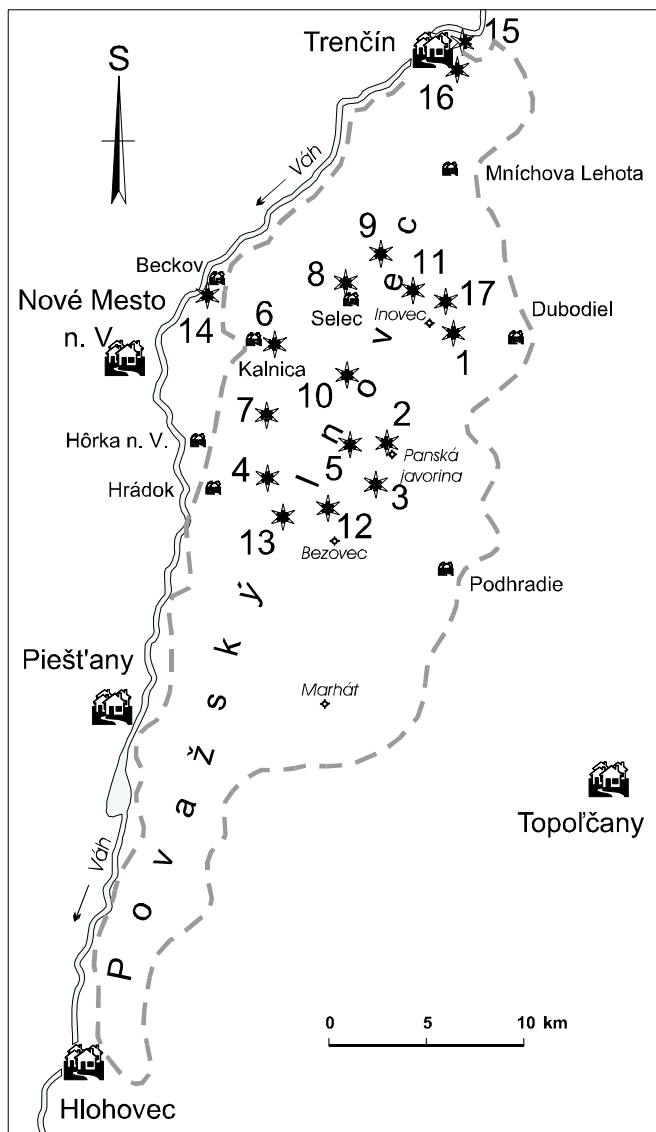
Z množstva lokalít, kde je možné oboznámiť sa s geológiou tohto regiónu, sme vybrali tie, ktoré sú reprezentatívne a najľahšie prístupné. Na uľahčenie výberu lokalít a určenie trasy exkurzie je priložený situačný náčrt lokalít (obr. 48). Opis lokalít je zoradený podľa tektonických jednotiek.

Tatrikum

1. **Vaškova chata:** muskovitické svory až svorové pararuly, často chloritizované a diaforetické (kryštalínikum)

Asi 2 km szs. od obce Dubodiel v ľavom svahu Inoveckého potoka tvoria tieto horniny sústavu menších aj väčších skalných brál. V prípade svorov ide o stredno-, prevažne však hrubozrnné sivozelenkavé horniny, ktoré sú metamorfne usmernené, nezriedka intenzívne tektonodeformačne prepracované. Budujú až 80 % kryštalínika severného bloku Považského Inovca. Klivážové prevrásnenie, blastéza sekundárneho hrubolupeňovitého muskovitu na foliačných plochách, časté sekrečné žily, šošovky a budiny mliečneho kremeňa, prítomnosť žíl alpského typu (kremeň, chlorit, albit) a celková rekryštalizácia hlavných minerálnych súčastí jasne naznačujú, že ide o diafority pôvodne vyššieteplotných rúl. Keďže tieto typy nachádzame vo forme veľkých klastov už vo vrchnokarbonských a permských sedimentoch, prvú diaforezu môžeme zaradiť už do variského obdobia. Na odkryvoch je možné pozorovať výskyt hercýnskych štruktúr reprezentovaných izoklinálnymi, intenzívne sploštenými vrásovými štruktúrami so smerom vrásových osí V – Z a naložený proces mladšej (alpínskej?) deformácie. Ďalší vývoj kliváže, rekryštalizácia a fylonitizácia v okolí strižných zón už môžu súvisieť s paleoalpínskymi a mezoalpínskymi tektonodeformačnými procesmi. Pravdepodobne alpínske deformačné štruktúry sa prejavujú penetratívnou foliáciou a vrásovými osami smeru SV – JZ, ktoré sú smerovo konformné so štruktúrami pozorovanými v mezozoických horninových sekvenciách.

Dominujúca štruktúra hornín je lepidogranoblastická, následne však býva deformovaná. Často môžeme pozorovať detailné prevrásnenie sľudnatých foliačných plôch alebo tenké zóny mylonitizácie, prejavujúce sa najmä zjemnením zrnitosti kremitej základnej hmoty. Pomerné modálne zastúpenie horninotvorných minerálov možno vo väčšine prípadov vyjadriť takto: kremeň » plagioklas » muskovit » chlorit, biotit alebo kremeň » muskovit » plagioklas » chlorit, biotit. To zvyrazňuje pelitický protolit typických svorov.



Obr. 48. Situačný náčrt významných geologických lokalít.

1 – Vaškova chata, 2 km zsz. Od obce Dubodiel; 2 – kóta Panská javorina; 3 – dolina Železnica sz. od Duchonky; 4 – Hôrčanská dolina – Holubací vrch; 5 – Hôrčanská dolina – Stanova dolina – Ivanov vrštek; 6 – Kálnica; 7 – Novianska dolina; 8 – Selec; 9 – Veľké Stankovce; 10 – Prostredná dolina – Horné vápenice; 11 – Hranty, 1 km sz. od k. Inovec; 12 – Hrádocká dolina – Široké; 13 – Hrádocká dolina – Bezovka; 14 – Beckovské hradné bralo; 15 – trenčianska hradná skala; 16 – Trenčín (ulica Pod Brezinou); 17 – severný hrebeň Inovca.

2. Kóta Panská Javorina: amfibolity (kryštalinikum)

Výraznú morfológickú eleváciu, kótu Panská Javorina (943), budujú odolné tmavozelené amfibolity. Vrchol je dobre dostupný viacerými turistickými chodníkmi, prípadne terénym automobilom. Lokalita je súčasťou rozsiahleho súboru bázičných metamorfovaných hornín v kryštaliniku bojníanskeho bloku. Amfibolity bezprostredne susedia s hrubozrnnými muskovitickými rulami – najmä z východnej strany hrebeňa, inokedy sa pridružujú svetlé (biotitické) kremeňovo-plagioklasové ruly. Amfibolické telesá sa vyklinujú z juhu asi 1,5 km severne od v.-z. úseku doliny Železnica a na severe sa zväčša vytrácajú v širokej mylonitovej zóne – tzv. hrádocko-zlatníckej línii.

V oblasti k. Panská Javorina sú zreteľne vyvinuté subvertikálne štruktúry smeru S – J, reprezentované metamorfnou foliáciou amfibolitovej fácie. Ide pravdepodobne o najstarší deformačný plán („štádium D1“), relatívne málo ovplyvnený neskoršími intruzívnymi účinkami kyslých granitov. Ojedinele tu možno pozorovať mezodomény klivážnych vrások s bridličnatosťou so sklonom zhruba na JV. Tieto alpinotypné krehkoduktilné štruktúry možno hodnotiť ako externé prejavy hrádocko-zlatníckej línie („štádium D4“). O zákonitostiach priestorového vystupovania, litologickom a petrografickom zložení týchto amfibolických hornín sa podrobnejšie zmieňuje manuskriptová správa (Kováčik et al., 2006).

Amfibolické horniny vystupujú vo forme rozličných textúrnych typov. Prevažujú skôr jemnozrnné, viac homogénne litologické typy s jednoduchou biminerálnou metamorfnou asociáciou – plagioklas so strednou bazicitou a Ca-amfibol so zeleným pleochroizmom. V malom množstve sa k základnému zloženiu pridružujú zrnká titanitu, niekedy aj ilmenitu. Objavujú sa aj strednozrnné škvrnité typy s dobre viditeľným amfibolom alebo jemne páskované variety, kde sa zriedkavo vyskytuje aj granát. Z minerálnych premien amfibolitov je charakteristická najmä saussuritizácia, miestami aj sericitizácia plagioklasu.

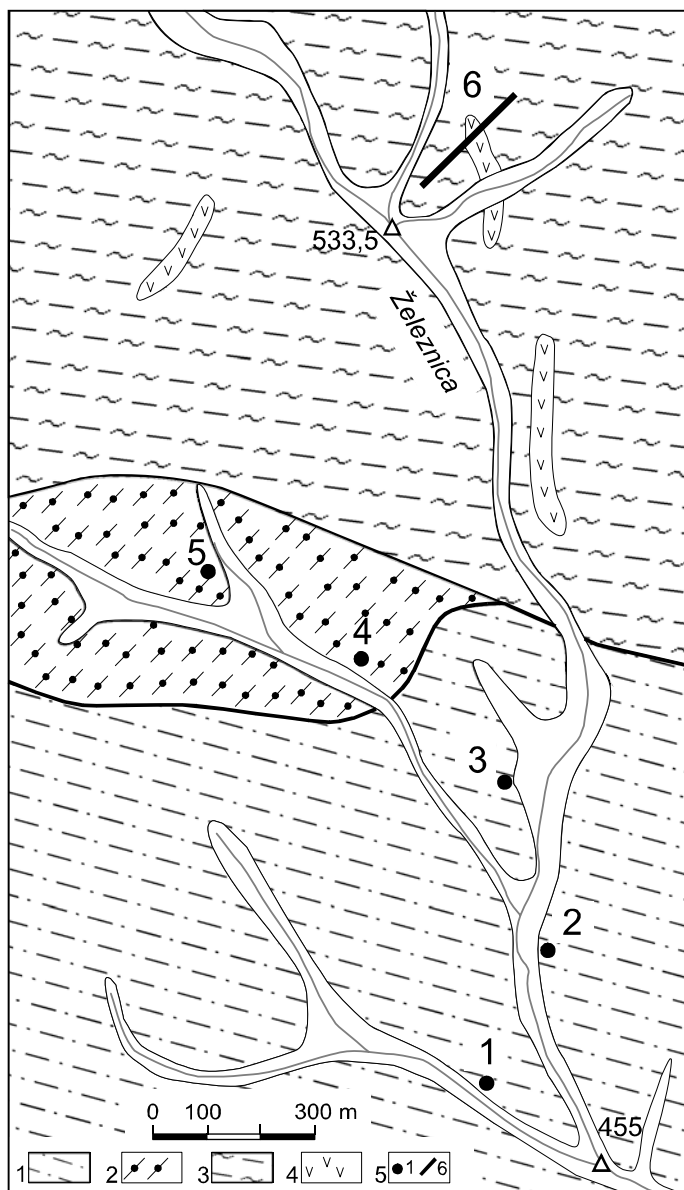
3. Vrchná časť doliny Železnica sz. od Duchonky: prierez litologickým zložením a stavbou metamorfovaných hornín (kryštalinikum)

Na úseku dlhom zhruba 2 km v zárezoch údolnej asfaltovej cesty alebo v ústiach bočných dolín na základe litologických a štruktúrno-deformačných odlišností metamorfovaných hornín ilustrujeme základné črty geologickej stavby tejto domény (obr. 49). Nad sútokom viacerých potokov okolo nadmorskej výšky 450 m sú jemnozrnné sivé biotitové ruly so základným zložením kremeň – plagioklas – biotit ± granát. Na mnohých miestach sú injektované svetlými granitmi, ktoré nezriedka prechádzajú do hrubozrnných kremenno-pegmatitových typov (lokálne granát s veľkosťou až 1 cm). Termálne účinky kyslých granitoidov v lokálnych prípadoch zapríčinili tvorbu kontaktných minerálov. V celkovo monotónnych rulách sa objavujú do veľkosti maximálne 1 cm „plody“ slúd,

staurolitu, andaluzitu, ojedinele aj sillimanitu a novozisteného kordieritu, ktorých zrnitosť niekoľkonásobne prevyšuje zrnitosť základnej hmoty – ruly – „metapsamitu“ (napr. lok. body č. 1 – 3 na obr. 49).

Hore údolím postupujeme smerom do spodných etáží metamorfovaného kryštalinika. Duktilne deformované biotitické očkaté horniny vystupujú vo vedľajšej doline na SZ. V záreze potoka sú odkryvy (lok. bod č. 4) pripomínajúce ortoruly (predhercýnske granitoidy). Jednoduché minerálne zloženie, najčastejšie kremeň, plagioklas a biotit (bez muskovitu a K-živca), ako aj mikroštruktúrne znaky nabádajú k obozretnosti interpretovať horniny jednoznačne ako ortoruly – môže ísť aj o obdobu tmavých (granátovo-)biotitových rúl (na geol. mape regiónu kolónka 187), metamorfovaných v podmienkach vyššej časti amfibolitovej fácie. Aj trochu vyššie nad rozdvojením doliny (lok. bod č. 5) badať rôzne stromatitické a očkaté migmatitické textúry, miestami nadobúdajúce ráz „hybridných“ granitoidov. Tieto horniny, zložením blízke (leuko)tonalitom, vďaka svojej odolnosti si zachovávajú ssv.-jjz. subvertikálny deformačný smer (*D1*), kde dôležitú úlohu zohráva duktilná lineácia. Horniny migmatitovo-rulovej povahy prechodnú pozíciu medzi prikontaktnými rulami v nadloží a pestrejším súborom metamorfitov naspodku.

V doline Železnica v nadmorskej výške okolo 500 m pozorujeme litologickú zmenu. Z úbočí sa na cestu v podobe sutiny dostávajú rozličné typy svorov, pararúl, albitické svorové ruly, deformované granitické ortoruly, amfibolity atď. Vyskytujú sa aj úlomky svetlých strednozrnných kremeno-plagioklasových („leukotonalitových“) rúl, ktoré majú priestorovú afinitu k amfibolickým horninám. Hoci sa svorové litologické zloženie uplatňuje v bojníanskom bloku zriedkavo, markantné je práve v tomto úseku doliny. Objavuje sa tu ako štruktúrne smery *D1* a *D2* (zhruba V – Z, predalpínske), pričom mladšia deformácia má miestami diaforetický charakter. Rozličné členy sfudnatých svorovo-pararulových hornín (príznačný staurolit, granát do 1 cm, miestami alumosilikáty) možno vidieť na krátkom strmom profile medzi výrazným oblúkom asfaltovej cesty a bočnou dolinou z východu (lok. bod č. 6). Najrozšírenejším litologickým typom je tu staurolitovo-granátovo-muskovitový svor s biotitom a chloritom. Vyskytujú sa aj typy s prevahou kremeňa, plagioklasu a muskovitu (granatické „metadroby“) a pod. Nápadná je aj poloha amfibolitov hrubá okolo 30 m. V spodnej etáži metamorfovaného kryštalinika v tejto časti doliny nepozorujeme prieniky leukokratiných granitov či pegmatitov, aké poznáme vo vyšších pozíciách kryštalinika bojníanskeho bloku.



Obr. 49. Orientačný miestopis a geologická schéma metamorfovaných hornín vo vrchnej časti doliny Železnica. Vysvetlivky: 1 – jemnozrnné ruly, plodové bridlice; 2 – tmavé biotitové ruly, očkáté migmatity; 3 – svory, pararuly, plagioklasové ruly; 4 – amfibolity; 5 – lokalizačné body zastávok.

4. **Hôrčanská dolina – Holubací vrch:** okaté ortoruly (kryštalínikum)

Dvojvrcholový skalnatý hrebeň Holubacieho vrchu (462 m n. m.) vzniknutý selektívnym zvetrávaním je príkladom zložitej tektonickej stavby spodnej etáže kryštalínika Považského Inovca. V podobe tektonických šupín tu vystupujú polohy mezohercýnskych (predvrchnokarbónskych) svetlých okatých ortorúl a spodnopermských špinavozelených, menej sivofialových bázičných tufov až drobnomandľovcových bazaltov seleckého súvrstvia, strmo uklonené na V až VJV. Vrcholové skalnaté bralo dosahuje výšku niekoľko metrov. Z makroskopického hľadiska sú ortoruly svetlej farby, majú plošne paralelnú stavbu s okatou textúrou a charakteristickou črtou je prítomnosť deformovaných výrastlíc prevažne draselného živca, ktoré sú plasticky alebo krehko plasticky obtečené jemnozrnným matrixom. Distribúcia a prítomnosť výrastlíc živcov je nerovnomerná. Spolu so živcom je duktilne deformovaný aj kremeň. Vplyvom fluid pri metamorfóze bývajú ortoruly silne prekremenené a albitizované, pri diaftoretických varietách sa na foliačných plochách tvorí hrubolupeňovitý muskovit.

5. **Hôrčanská dolina – Stanova dolina – Ivanov vŕštek:** tektonické šupiny kryštalínika a jeho obalu

Ďalším príkladom mimoriadne zložitej tektonickej stavby kryštalínika je bočná dolinka smerom od Hôrčanskej doliny (časť Stanova dolina) na hrebeň Ivanovho vŕštea (801 m n. m.). Morfológicky dolinka sleduje bočnú odnož (smer SV – JZ, sklon na JV – V) hrádocko-zlatníckej násunovej línie vrchnej stavby kryštalínika Považského Inovca (tatrikum s. s. bojníansky blok) na spodnú etáž kryštalínika (tatrikum s. l. – infratatrikum, selecký blok). V podobe tektonických šupín sa v odkryvoch na malom úseku striedajú granaticko-muskovitické svory, kremenno-živcové pararuly, granatické amfibolity spodnej stavby s redukovanými šupinami obalových vrchnokarbónsko-permských metasedimentov (zlepence, drobové pieskovce, pestré prachovce), a najmä zelenkastých metavulkanitov (bázičné tufy, stlačené mandľovcové bazalty), ktoré pokračujú až na kótu Ivanov vŕštek. Vrchnú etáž kryštalínika reprezentujú intenzívne stlačené a krenulačne zvrásnené mylonity hrádocko-zlatníckeho násunu a laminárne drobové ruly až kremité fylity komplexu Prieľačiny.

6. **Kálnica:** diaftoretické kryštalínikum – „albitické ruly“

Asi najprístupnejšia lokalita týchto hornín sa nachádza v Kálnici 400 m jv. od Daranech Čípec (298 m n. m.) alebo 200 m na S od cintorína (220 m n. m.). V záreze lesnej cesty, ako aj v hojnej sutine sa nachádzajú charakteristické diaftoretické amfibolity premenené na „albitické ruly“ s typickými, rovnomerne rozptýlenými porfýroblastami svetlých albitov, ktoré pravdepodobne reprezentujú reliktu po granátoch.

7. **Nová Ves nad Váhom, Novianska dolina:** novianske súvrstvie (vrchný karbón)

Stratotypová lokalita súvrstvia sa nachádza v priestore Novianskej doliny (250 – 300 m n. m. – Novianske kopanice). V podobe množstva skalných odkryvov sú tam vyvinuté všetky typické litologické variety s patričnými charakteristikami tohto súvrstvia. Novianske súvrstvie tvoria výlučne horniny sedimentárneho charakteru. Ide o klastické horniny radu zlepenec/ílovec. Prevládajú sedimenty sivých, zelenosivých až čiernosivých farebných odtieňov. Najrozšírenejší litologický typ sú jemno- až hrubozrnné arkózovité pieskovce s lokálnymi ílovito-piesčitými bridlicami s prevahou klastickej sľudy. Jemnozrnnnejšie horniny mávajú tmavšiu farbu. Je to spôsobené zvyšovaním množstva organickej zložky. Horniny tak majú charakter grafitických bridlíc. Z textúr sú vyvinuté gradačné zvrstvenia, imbrikácie obliakového materiálu a erozívne bázy vrstiev. Niektoré zaujímavé východy sa nachádzajú aj za oplotením zvernice (Príkra). Najčastejšie ide o sľudnaté arkózové pieskovce až prachovce, ojedinele sivočierne bridlice. Zaujímavé sú odkryvy v zlepencoch (viditeľné z lesnej cesty) s hojným materiálom z erodovaného diafloretického kryštalinika.

8. **Select:** kálnické súvrstvie (spodný perm)

Najprístupnejšie odkryvy kálnického súvrstvia sa nachádzajú v Selci pri futbalovom ihrisku (lok. Dolné Lúky, 300 m n. m.). Nad cestou je niekoľko odkryvov v sivofialových polymiktých zlepencoch s úlomkami hornín do 10 cm. Polymiktne zlepence kálnického súvrstvia, podobne ako novianske súvrstvie, obsahujú obliakový materiál diafloretického kryštalinika (diafloretické amfibolity, diafority rúl), úlomky sedimentov karbónu, klastov kremeňa a živcov a v neposlednom rade aj intraklasty permských bridlíc, pieskovcov a drobnozrnných zlepenčov. V pokračovaní lesnej cesty na S sa vyskytujú jemnozrnnnejšie variety arkóz až fialových prachovcov s klastickou sľudou so známkami bioturbácie. Sedimenty majú vyvinuté gradačné zvrstvenia, jemnozrnnnejšie variety aj lamináciu.

9. **Veľké Stankovce:** krivosúdske súvrstvie (vrchný perm)

Lokalita sa nachádza jv. od Veľkých Stankoviec smerom k hájovni Belice asi 200 m na JZ od k. 380. (Komárovec). V krátkej dolinke sz.-jv. smeru je skalný odkryv v horninách krivosúdskeho súvrstvia. Ide prevažne o štruktúrne nezrelé zlepence až pieskovce fialkastej až zelenkavej farby, lokálne s polohami kremitejších arkóz. Charakteristické sú vybielené úlomky živcového detritu. Sedimenty obsahujú prachovcové intraklasty. Ďalšou alternatívou tohto súvrstvia je lokalita Kopaná sv. od Kálnice (resp. zárez v lesnej ceste v.-z. smeru) v typickom litologickom slede krivosúdskeho súvrstvia. Celková hrúbka krivosúdskeho súvrstvia je od 100 do 250 m.

10. Prostredná dolina – Horné vápenice: gutensteinské vápence (anis)

Raritný výskyt karbonátového krasu uprostred nekrasových hornín dokumentuje pomerne veľký blok zavrásnených strednotriasových vápencov (menej dolomitov) gutensteinského typu obalovej seleckej sukcesie tatrika v oblasti Prostrednej doliny. V kryhe vápencov je vyvinutý kras v podobe škrapov, suchých dolín s občasným ponorným tokom a často bizarných zvrásnených skalných útvarov. Vo vápencoch sa vyskytujú aj rôzne hrubé vložky (ale max. niekoľko metrov) rozpadavých, svetlo- až tmavosivých dolomitov s veľmi typickou svetlosivou, svetložltkastou až bielou patinou a sieťovaným povrchom. Výsledkom intenzívneho tektonického prepracovania je laminácia a mramorizácia vápencov a početné polohy okrovožltých rauvakov. Zložitú tektonickú pozíciu navyše zvyrazňujú aj zavrásnené vrchnokriedové sedimenty hornobelickej skupiny medzi dynamometamorfovaným karbonátovým mezozoikom v podloží a diaforetickými svorovými rulami v nadloží. Prieskumné vrtné práce v 70. rokoch 20. storočia (uránový prieskum východne od obce Kálnica) zastihli karbonáty v hrúbke najmenej 150 m aj pod spodnopermským seleckým súvrstvím. Najvážnejším argumentom o existencii polohy karbonátov pod permom je podzemné krasové odvodňovanie infiltračnej oblasti v Prostrednej doline smerom na sever popod hrebeň budovaný permom do vyvieraciek v Seleckej doline nad obcou Selec. Potvrdili to aj izotopové markery. Vzdialenosť od infiltrácie vôd do podzemnej štruktúry po ich opätovné vývery na povrch je asi 3 km. Strednotriasové karbonáty tak majú pod povrchom niekoľkokrát väčšiu plochu ako vo svojich odkryvoch. Vzhľadom na dlhú cirkuláciu infiltrovaných vôd v podzemnom systéme (rádovo desiatky hodín) a malý výškový rozdiel medzi infiltračným územím a vývermi sa predpokladá, že tu ide o juvenilné skrasovanie v podobe úzkych zaplavených kanálov a podzemných jazier s pomalým prietokom vôd.

11. Hranty, 1 km sz. od k. Inovec: vrchnokriedové sedimenty hornobelickej skupiny

Lokalita sa nachádza asi 1 km sz. od k. Inovec (1 042), resp. 1,5 km jv. od kóty Čierny vrch (591). Tvorí ju svah, resp. zárez lesnej cesty a prirodzené odkryvy vystupujúce na hrebeni pod cestou. Na lokalite sa vyskytujú horniny, ktoré predstavujú typový profil hrantského súvrstvia. Súvrstvie tvorí druhú plošne najvýznamnejšiu časť hornobelickej skupiny. Hrúbka kolíše od 130 do 300 m. Tvorí zavrásnenú, tektonicky priestorovo obmedzenú šupinu sedimentov vrchnej kriedy hornobelickej skupiny (kampán – spodný mástricht) obklopenú horninami kryštalinika. Smer uloženia je SV – JZ so sklonom na JV. V samotnom záreze lesnej cesty sa nachádzajú červené laminované ílovce a svetlozelené laminované pieskovce, ktoré obsahujú úlomky až bloky kryštalinika (svorov). Pod cestou sa v prirodzených odkryvoch vyskytujú zelenosivé

a červené hrubozrnné brekcie s úlomkami svorov a kremeňa. Tie nižšie po svahu prechádzajú do sivo- až žltozelených piesčitých ílovcov s výskytmi svorových brekcií a okrových piesčitých ílovcov. Vrstvový sled je zakončený sivozelenými piesčitými brekciami s úlomkami svorov, ktoré spočívajú priamo na kryštaliniku.

12. Hrádok (Hrádocká dolina – Široké): inovecká sukcesia tatrika (mezozoikum)

V záreze lesnej cesty (450 m n. m.) vystupujú jednak lavicovité až doskovité čierne a tmavosivé celistvé ílovité a jemnoorganodetritické vápence s kalcitovými žilkami a sivobiелou patinou, jednak tmavosivé, sivé a sivohnedé vápnito-ílovité bridlice so žltohnedými povlakmi, miestami s perleťovým leskom, s kusovitým, bridličnatým a íverovitým rozpadom – kopienecké vrstvy (spodný lias inoveckej sukcesie tatrika). Vápence mikrofaciálne zodpovedajú biomikritom, organickú zložku tvorí drobný detrit pozostávajúci zo zvyškov ľalioviek, ježoviek, hubiek a lastúrnikov.

V pokračovaní cesty jv. smerom sú odkryvy v ďalších litostratigrafických jednotkách jury a spodnej kriedy inoveckej sukcesie:

- doskovité až lavicovité (do 0,5 m) tmavosivé, hnedé, hnedosivé, sivé až modrosivé škvrnité (bioturbované) celistvé ílovité (kalové) až veľmi jemnozrnné vápence s hnedou až žltohnedou patinou a bridličnaté škvrnité slieňovce s hrúbkou do 0,1 m – allgäuske vrstvy (vyšší lias). Škvrnny majú tmavšiu farbu ako základná hornina, rôzne tvary a veľkosť, často vytvárajú pretiahnuté pružky orientované paralelne s vrstvitosťou. Vápence mikrofaciálne zodpovedajú pelmikritom, menej často biopelmikritom s organickou zložkou zastúpenou mrežovcami, ihlicami hubiek, úlomkami lastúrnečiek, ľalioviek, dierkavcov, lastúrnikov a ramenonožcov.

- doskovité (až lavicovité) rovnoploché hnedosivé, sivozelené a tmavosivé škvrnité kremité vápence s ostrohranným rozpadom – kremitý fleckenmergel (spodný doger). Vápence mikrofaciálne predstavujú mikrity, biomikrity až biopelmikrity s organickou zložkou, zastúpenou predovšetkým mrežovcami, v menšej miere ihlicami hubiek.

- doskovité (prevažne tenkodoskovité) rovnoploché zelené, sivozelené, zelehnedé, ojedinele červené kremité (rádioláριοvé) vápence s drobnými hľuzami tmavých rohovcov (pretiahnutého aj sférického tvaru) s charakteristickým hranolčekovitým a íverovitým ostrohranným rozpadom pozdĺž hustej siete tenkých pukliniek. Ojedinele sa vyskytujú aj nerovnoploché kremité slieňovce s bridličnatým rozpadom (doger – malm). Vápence z mikrofaciálnej stránky zodpovedajú mikritom až biomikritom s organickou zložkou, tvorenou takmer výlučne mrežovcami, zriedkavo ihlicami hubiek.

- bralo mierne nerovnoplochých doskovitých (až lavicovitých, 0,05 – 0,3 m) svetlosivých, sivých až tmavosivých celistvých, slabo ílovitých až ílovitých vá-

pencov s hľuzami (až šošovkami) tmavosivých až čiernych rohovcov (s veľkosťou do 0,2 m) s výraznou bielou, prípadne žltkastou patinou a s charakteristickým oblým rozpadom. Časté vložky tvoria bridličnaté sivé až čierne slieňovce – lučivnianske súvrstvie (spodná krieda). Vápence mikrofaciálne predstavujú pelmikrity so sporadicky prítomnou organickou zložkou, v rohovcoch sa nachádzajú mrežovce, ihlice hubiek a globochéty. Zvrásnené lučivnianske súvrstvie, generálne uklonené strmo na juhovýchod ($140 - 160^\circ/40 - 70^\circ$), tvorí výrazný úzky skalný hrebeň nad lesnou cestou.

Cesta pokračuje južným smerom cez depresiu vytvorenú na flyši porubského súvrstvia (alb inoveckej sukcesie tatrika), za ktorou nasleduje chrbát tvorený ramsauskými dolomitmi (stredný trias zliechovskej sukcesie tatrika).

Na lesnom svahu pod cestou sa v bezprostrednom nadloží ortorúl nachádzajú bralá lavicovitých až hrubolavicovitých sivobielych a ružových, jemno- až hrubozrnných kremencov lúžňanského súvrstvia (spodný trias). Kremence sú ojedinele zlepcovité (s obliakmi kremeňa do 10 mm), miestami paralelne alebo šikmo laminované, strmo uklonené na ZSZ ($295^\circ/60^\circ$).

Fatrikum

13 Hrádok (Hrádocká dolina – Bezovka): zliechovská sukcesia (mezozoikum)

V záreze lesnej cesty (555 m n. m.) vystupujú doskovité až lavicovité (do 0,5 m) hnedé, sivé, tmavosivé a žltosivé škrvnité (bioturbované) ílovité až prachovité (kalové) vápence s vložkami bridličnatých škrvnitých slieňovcov s hrúbkou do 0,1 m – allgäuske vrstvy (vyšší lias zliechovskej sukcesie). Škrvny a šmuhy majú rôzne tvary a veľkosť, niekedy vytvárajú nepravidelné pružky, orientované viac-menej zhodne s vrstvovitosťou. Vápence mikrofaciálne zodpovedajú pelmikritom, menej často biopelmikritom s organickou zložkou zastúpenou mrežovcami, ihlicami hubiek, úlomkami lastúrníčiek, ľalioviek, dierkavcov, lastúrníkov a ramenonožcov.

V ďalšom záreze lesnej cesty (300 m sz. smerom) vystupujú rovnoploché doskovité (0,02 – 0,2 m) zelené (olivovozelené), zelenohnedé, tmavofialové, tmavočervené a sivé kremité vápence s tmavočervenými rohovcami, ktoré majú typický ostrohranný rozpad – ždiarske súvrstvie (doger – malm). Rohovce vytvárajú jednak drobné hľúzky nepravidelného a elipsoidálneho tvaru, jednak ploché šošovky paralelné s vrstvovitosťou. Škály medzi vrstvami vápencov sú miestami vyplnené tenkými bridličnatými slieňovcami. Vápence sú zvrásnené, s úklonmi $40 - 55^\circ$ na SZ a JZ. Prevrásnenie je veľmi dobre viditeľné v skalných stenách na lesnom svahu asi 70 m pod cestou. Vápence z mikrofaciálneho hľadiska zodpovedajú rádioláριοvo-spongiovým a rádioláριοvým biomikrosparitom (*wackes-tonom*), dominantnými fosíliami sú mrežovce spumeláριοvého typu, menej

zastúpené sú ihlice hubiek. Vzácné sa vyskytuje autigénny kremeň, základná hmota je rekryštalizovaná, dutiny po rozpustených schránkach mrežovcov sú vyplnené kryštalickým kalcitom.

Hronikum

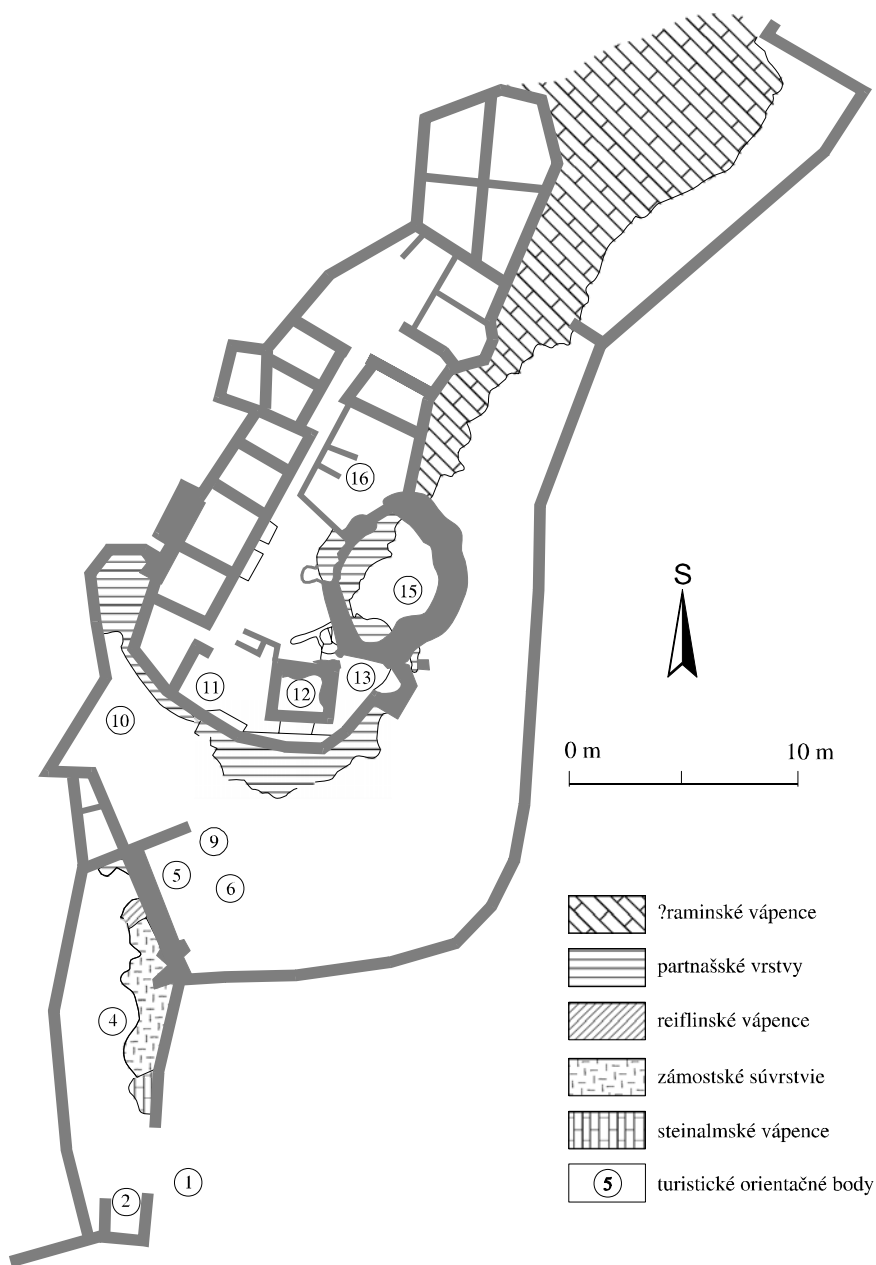
14. Beckovské hradné bralo: tektonická troska hronika (*anis – karn*)

Vrstvový sled hronika sa začína na južnej strane Beckovské hradné bralo (obr. 50). Tesne pred vstupom do predhradia (v orientačnom pláne Beckovského hradu označený číslom 4) v nadloží sedimentov strednej kriedy až albu fatrika je skalný odkryv tvorený tmavosivými jemnozrnnými steinalmskými vápencami. Sú silne tektonicky porušené a ich úložné pomery nie sú celkom zreteľné. Uvedené litologické zloženie príliš presvedčivo nenasvedčuje, že ide o steinalmský vápenec (tektonické postihnutie značne zmenilo vzhľad fácie). V tejto pozícii môžu vystupovať aj gutensteinské vápence. Výskyt *physoporell*, ktorý uvádza Bystrický (1985), však svedčí v prospech steinalmských vápencov.

V južnej časti predhradia sa začína pod opevnením (múrom) dolného nádvorja skalný odkryv a pokračuje smerom k vstupnej bráne (označenej v orientačnom pláne Beckovského hradu číslom 5) do dolného nádvorja (označeného v orientačnom pláne Beckovského hradu číslom 6). Odkryv tvoria tmavohnedosivé jemnozrnné organodetritické vápence zámostského súvrstvia, ktorých úložné pomery sú nezreteľné. Z nich pochádza mikrofauna, ktorú získali Kozur a Mock (1974) a zaradili ju do ilýru.

Vpravo (južne) od vstupnej brány vystupujú vztýčené (mierne prevrátené) vrstvy tmavohnedosivých vápencov s nápadnými hľuzami rohovcov. Ich vrstvomové plochy sú nerovné, poprehýbané, uzlovité. Vápence obsahujú voľne rozptýlené drobné zrná organického detritu. Sú to reiflinské vápence. Pozorovaním navetraných plôch binokulárnym mikroskopom možno zistiť, že sú vyplnené tenkostennými schránkami bivalvií.

Vľavo (severne) od vstupnej brány vystupujú vztýčené vrstvy nápadne svetlejších a rovnomoplohejších vápencov – mixtitov, v ktorých je primiešaná hmota ílovitejšieho bēžového vápenca. Sú to vápence partnašských vrstiev. Sled partnašských vrstiev pokračuje na dolnom nádvorí, kde priamo oproti vstupnej bráne možno pozorovať spodné vrstvomové plochy vztýčených (mierne prevrátených) vrstiev týchto vápencov. Ďalší odkryv rovnakej fácie možno smerom do nadložja pozorovať medzi stiborovskou a delovou baštou (v orientačnom pláne Beckovského hradu označenej číslom 15). V hornej časti tohto odkryvu sa vrstvy zreteľnejšie preklápajú na sever. Pokračovanie tejto časti sledu možno pozorovať v delovej bašte. V nej z juhu na sever vrstvy vápencov hrubnú a v strednej časti bašty v nich vystupujú tri asi 15-centimetrové polohy žltosivých partnašských bridlíc.



Obr. 50. Geologická stavba tektonickej trosky hronika na Beckovskom hradnom brale (M. Havrila a J. Hók, 2005).

Pravdepodobne už v severnej časti delovej bašty, najmä však severne od nej, už vystupujú hnedosivé drobnodetritické raminské vápence. Reprezentujú najvyšší člen vrstvomého sledu hronika na Beckovskom hradnom brale. Ide o čisté (neilovité) drobnokryštalické rekryštalizované vápence. Vrstvovitosť je v nich len nezreteľná. Pri detailnom pohľade je však vrstvovitosť v celej hrúbke telesa zreteľná a charakteristický je výskyt množstva stylolitov paralelných s vrstvovitou. Mikrofaciálne sú to pelmikrosparity. Obsahujú autigénny kremeň, ojedinele aj ostrakódy a foraminifery. V najvyššej časti vápencov sa zvyšuje frekvencia výskytu organodetritu aj foraminifer. Táto fácia siaha až po severný, resp. severovýchodný okraj hradného brala.

Na základe súčasných poznatkov možno opísaný sled hronika, zachovaný na Beckovskom hradnom brale, považovať za rovnocenný so sledom zachovaným v Malých Karpatoch vo veterlínskom príkrove, so sledom zachovaným v Strážovských vrchoch v príkrove Ostrej Malenice a tiež so sledom zachovaným na hrebienku Topoľčianskeho hradu v Podhradí.

Manínska jednotka

15. Trenčianska hradná skala: slienité rohovcové vápence (kimeridž – hoteriv)

Už oddávna priťahuje pozornosť verejnosti svojou výnimočnosťou, mohutnosťou, zaujímavou históriou datovanou zachovanými vytesanými nápismi z čias prítomnosti rímskych légii v tomto regióne, a predovšetkým monumentálnou stavbou Trenčianskeho hradu.

V nadloží mrazníkeho súvrstvia zliechovskej sukcesie, ktoré je jasne viditeľné v bazálnej časti lokality, tesne pri parkovisku pod skalou, leží komplex hornín. Súvrstvie tvoria sivé a tmavosivé slienité a slabo slienité hrubovrstvovité, miestami až masívne vápence. Charakteristickou zložkou tohto súvrstvia sú sivé až tmavosivé hľuzy rohovcov s veľkosťou 1 – 20 cm. Mikrofaciálne rohovce tvorí jemne kryštalický chalcedón so zvyškami rádiolárií, silicispongií a globochét. Vápence majú prevažne biomikritovú (*mudstone-wackestone*), len ojedinele biosparitovú štruktúru. Z organických zložiek v spodnej časti profilu (TN 28) prevládajú rádiolárie, prevažne silicifikované, len menšia časť je kalcifikovaná. Vyskytujú sa aj ostrakódy, ojedinelé prierezy planktonických foraminifer *Saccocoma* sp., ihlice húb, filamentov a ojedinelá klastická prímes. Vyššiu časť v hlavnej časti hradnej skaly, na ktorej bol vystavaný hradný areál, zastupuje skupina vzoriek TN 34A až TN 34I. V týchto častiach hradnej skaly majú vápence opäť prevažne biomikritickú štruktúru (s výnimkou TN 34C). Organické zvyšky zastupujú: rádiolárie, tak kalcifikované, ako aj silicifikované, ostrakódy, detrit (veľmi jemný) krinoidových článkov a filamentový detrit. Ojedinele sú prítomné ihlice húb, zriedkavé sú prierezy ostňov ježoviek a belemnítov.

Z odobraných vzoriek TN 28, TN 34B, TN 34D, TN 34F, TN 34G a TN 34I z trenčianskej hradnej skaly sa urobila dôsledná paleontologická analýza získaných rádiolárií (Mgr. Vaněková). Nájdená asociácia rádiolárií bola zle zachovaná. Rádiolárie sa ukázali len ako jadrá rádiolárií, bez zreteľných morfológických znakov. To veľmi sťažilo presné určenie rodov a druhov. Výskyty druhov v skúmaných vzorkách sú uvedené vo vysvetľujúcom texte v tab. 4.

Na základe uvedenej zonácie nájdených druhov rádiolárievej asociácie zaraďujeme vápence trenčianskej hradnej skaly do veku vrchný kimeridž – titón, čiže U. A. zóna 11. Ak zoberieme do úvahy výsledky mikropaleontologickej analýzy foraminiforovej fauny, môžeme stanoviť stratigrafické rozpätie tohto komplexu na vrchný kimeridž – hoteriv.

Jednou z charakteristických črt týchto vápencov je prítomnosť rohovcov v tomto stratigrafickom horizonte. Prítomnosť rohovcov vo vrchnej jure a spodnej kriede v západokarpatskom regióne sa viaže na horninové komplexy manínskej jednotky, tatrické obalové sekvencie a čiastočne na vysokú, resp. beliansku jednotku fatrika. Domnievame sa, že tento komplex vápencov trenčianskej hradnej skaly je súčasťou manínskej, resp. belianskej tektonickej jednotky.

Vo vápencoch v hornej časti trenčianskeho hradného kopca vystupujú 4 dajky andezitov, ktoré sú v nich vertikálne uložené a ich hrúbka je od 5 cm až do 3 m. Predpokladáme, že majú predneogénny vek.

Terciér

16. Trenčín (ulica Pod Brezinou): čausianske súvrstvie (spodný miocén – egenburg)

V meste Trenčín na ulici Pod Brezinou sú v záreze svahu odkryté sivé, okrovo škvrnité vápnité prachovce (šlír) egenburského veku. Zárez je asi 15 m dlhý a asi 6,5 m vysoký. Vo vrchnej časti zárezu sú zastúpené spraše a sprašové hliny s hrúbkou asi 2,5 m. Pod nimi vystupujú rozpadavé zvetrané polohy šlírov, ktoré smerom do podlažia prechádzajú do zvetranej polohy šlírov s viditeľnou hrúbkou asi 2,0 m. Šlíry sa „bridličkovite“ a úlomkovite rozpadajú na nepravidelné hranaté úlomky. Na plochách rozpadu sú zatečené hydroxidmi mangánu. Pôvodne sedimentovali v pobrežnej šelfovej časti mora. Na pomerne slabšiu komunikáciu s otvoreným morom poukazuje nízke zastúpenie planktonických foraminifer. V asociáciách má prevahu vápnitý bentos.

Smerom na východ na kopci Breziny sa v čase mapovania robili zárezy do svahu kvôli výstavbe rodinných domov. Vystupovali tu polohy hrubozrnných až jemnozrnných pieskov a rozpadavých pieskovcov s lavicami s hrúbkou 30 až 40 cm. Piesky a rozpadavé pieskovce sú sivožltej až sivohnedej farby. V nich sú prítomné ostne ježoviek, jadrá ostrakódov a drobná rekryštalizovaná fauna foraminifer. Piesky a rozpadavé pieskovce s lavicami predstavujú pobrežnú časť egenburského mora.

V oblasti trenčianskeho lesoparku, najmä v roklinách jeho svahov, sú odkryvy hrubozrnných pieskov a drobných zlepenčov (kľáčniansky zlepenec), pričom zvyčajne piesčité tmel prevláda nad obliačikmi. Veľkosť obliačikov kolíše od niekoľko mm až do 4 cm, väčšinou majú veľkosť do 1 – 1,5 cm. Obliaky sú veľmi dobre opracované a veľmi časté sú aj ich fantómy v tmele. Pevnosť zlepenčov závisí od karbonátového tmelu, resp. obsahu dolomitového piesku (pevné/rozpadavé polohy). Klastickú zložku zlepenčov tvoria takmer výhradne mezozoické karbonáty, sporadicky žilný kremeň a silicit. Hrubozrnný pieskovec až jemnozrnný karbonátový zlepenec tvorí lavice v hrúbke 15 – 20 cm. Veľmi často sa rozpadáva na oddelené úlomky. Je sivej a sivohnedej farby. Zrnká karbonátov sú dobre až veľmi dobre zaoblené, zrnká kremeňa sú ostrohranné, resp. polooostrohranné, piesčitej frakcie. Kľáčniansky zlepenec a hrubozrnný pieskovec vznikali v štrkových osypoch na okrajoch skalnatého pobrežia egenburského mora.

17. Severný hrebeň Inovca: trachytické andezity s kremeňom (?krieda)

Vyskytujú sa na hlavnom horskom chrbte Považského Inovca, a to asi 0,6 km ssz. od chaty Na Inovci, resp. asi 0,6 km jjz. od Jarabského vrchu (k. 774). Na povrchu vystupujú v podobe menších či väčších telies pozdĺžneho tvaru, ktoré diagonálne prenikajú cez komplex kryštalinických hornín svorovo-rulového zloženia. Telesá piatich dajok situovaných na hlavnom hrebeni (na geologickej mape regiónu vzhľadom na jej mierku sú zobrazené ako jedno teleso) sú orientované prevažne v smere SSV – JJZ až SV – JZ. Teleso má hrúbku od 50 cm až do 5 m a dosahuje dĺžku 350 – 400 m. Charakteristická je hrubá stĺpcová až bloková odlučnosť kolmá na steny dajky. Miestami je možné pozorovať náznaky intruzívneho kontaktu telies s okolitými horninami. Svedčí o tom aj ich intenzívna silicifikácia v zóne šírkej 5 – 10 m.

Makroskopicky ide o horniny vulkanického pôvodu, ktoré majú masívny vzhľad a zelenosivé, zelenohnedé až zelené zafarbenie. Zväčša majú drobnú až strednoporfýrickú textúru. Výrastlice tvoria magmaticky skorodovaný plagioklas, kremeň a ojedinele pyroxén, ktorý je zväčša premenený. Základnú hmotu dominantne tvorí kremeň a lištovité plagioklasy, ktoré sú často fluidálne usporiadané. Horniny boli intenzívne hydrotermálne premenené, pričom sa celkom zotrela pôvodná zloženie výrastlíc a minerálov v základnej hmote. Plagioklasy podľahli albitizácii a následne sericitizácii, mafické minerály boli chloritizované a silicifikované, niektoré vzorky javia známky výraznejšieho prekremenenia a karbonatizácie základnej hmoty.

Výskyty dajkovitých telies vulkanických hornín v študovanej oblasti pomenovali Hovorka a Spišiak (1990) ako považskoinovecké dacity. Podľa P. Konečného (in Ivanička et al., 2005) ide o horniny blízke trachytickým andezitom s kremeňom – TAQ. Otázka presného vekového zaradenia TAQ zatiaľ ostáva otvorená. Podľa pozorovaných vlastností TAQ nie sú neogénne, ale s najväčšou pravdepodobnosťou staršie (kriedové?).

ZÁVER

Základným cieľom tejto geologickej úlohy bolo zostavenie geologickej mapy regiónu Považský Inovec a jv. časť Trenčianskej kotliny v mierke 1 : 50 000 s textovými vysvetlivkami a následné vydanie mapy a vysvetliviek tlačou.

Pohorie Považský Inovec predstavuje západný výbežok pásma jadrových pohorí vnútorných Karpát. Podľa regionálneho geologického členenia Vassa et al. (1988) Považský Inovec reprezentuje megaantiklinálnu hrast', ktorú od blatnianskej priehlbiny (na západe), rišňovskej priehlbiny (na juhovýchode) a Bánovskej kotliny (na severovýchode) oddeľujú zlomy. Na geologickej stavbe územia sa podieľajú v prvom rade horninové komplexy troch základných tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát – tatrika, veporika, hronika – a v minimálnej miere aj manínskej jednotky. Sformovali sa počas viacerých tektonických procesov. Za najdôležitejšiu fázu sa všeobecne pokladá predsenónska, meditéranna fáza, počas ktorej sa sformovali základné makroštruktúry.

Charakteristickým znakom pohoria popri príkrovovej stavbe je aj jeho výrazná bloková stavba. V dôsledku odlišného tektonometamorfného vývoja kryštalinika, rozdielneho zastúpenia mladšieho paleozoika, ako aj odlišných faciálnych typov obalového mezozoika tu Mahel' (1986) vymedzil tri samostatné bloky: severný, selecký, je rozložený severne od hrádockej línie, stredný, bojníansky, leží medzi hrádockou a koplotovskou líniou a južný, hlohovecký, sa nachádza južne od koplotovskej línie. Rozdiely v stavbe uvedených blokov sú výrazné.

Severný, *selecký blok* má najviac charakteristických znakov. Má prevahu kryštalinika, ktoré je viac alebo menej diaforetické, alpínsky prepracované a sprevádza ho hrubý mladopaleozoický komplex. Metamorfity sú reprezentované muskoviticko-chloritickými a chloriticko-muskovitickými svormi. Reliktne sú zachované dvojsľudové ruly s granátom, niekedy so staurolitom. Často sú prítomné polohy amfibolitov, metakvarcitov a vložky grafitických bridlíc. Granitoidy sú v tomto bloku zastúpené menej. Prítomné sú najmä muskoviticko-aplitické granity. Značný podiel tvoria migmatity s prechodom do rúl a ortorúl. Inovecké kryštalinikum seleckého bloku predstavuje najspodnejší horizont tatrika (?infratatrika) Považského Inovca. Charakteristický mladopaleozoický komplex karbónsko-permského veku (zaradený do seleckej sukcesie) má flyšoidný charakter, lokálne deltovo-marinný (Vozárová a Vozár, 1988). Pre súbor mladopaleozoických sedimentov je charakteristická prevaha hrubouľomkovitého klastického materiálu pochádzajúceho z horninových komplexov bezprostredného okolia pôvodného sedimentačného bazénu. Sedimenty karbónskeho veku (tmavosivé pieskovce, arkózové pieskovce a zlepence) – novianske súvrstvie – vystupujú v západnej časti regiónu v podobe úzkeho pásma s.-j. smeru od oblasti Selca až po Hrádockú dolinu. Súbor permských klastických formácií má mohut-

né plošné rozšírenie v západnej časti územia. Dosahuje celkovú hrúbku 1 500 až 1 800 m a má prevažne cyklickú stavbu. V celom súbore sedimentov možno vyčleniť tri veľké sedimentárne cykly. Každý z nich je na báze tvorený komplexom polymiktných zlepcov a smerom do nadložia ich striedajú jemnozrnnejšie sedimenty. Prvý cyklus tvorí najmä kálnické súvrstvie, druhému cyklu zodpovedá selecké súvrstvie a tretiemu krivosúdske súvrstvie. Sedimentačné prostredie hornín seleckého súvrstvia značne ovplyvňoval synsedimentárny bimodálny vulkanizmus.

Mezozoické sekvencie tvorí jednak obalová tatrická jednotka (selecká sekvencia), jednak príkrovové jednotky veporika (fatrika) a hronika. Mezozoikum obalovej seleckej sekvencie je rozšírené najmä v oblasti Drieňového vrchu medzi Beckovom a Selcom. Reprezentujú ho klastické a karbonátové súvrstvia veku spodný trias až hetanž. Na východnom okraji Považského Inovca vystupuje sukcesia Patrovca v izolovaných výskytoch jz. od Patrovca pravdepodobne v priamom nadloží kryštalinických hornín. Tvorí ho spodnotriasové kremence, strednotriasové ramsauské dolomity a rozličné druhy vápencov, ktorých stratigrafické zaradenie je spodný lias až spodná krieda.

Územie Hradisko (k. 732) – horáreň Belice – Čierny vrch (k. 591,4) – Javorie (k. 729,1) – Humienec (k. 609,4) – Mníchova Lehota charakterizujú sedimenty tzv. hornobelickej skupiny. Reprezentujú ju vápnité bridlice, pieskovce, zlepenca a rádiolarity. V týchto sedimentoch vrchnokriedového veku vystupujú telesá svorovo-rulových hornín, spodnotriasových kremencov, strednotriasových aj jurských karbonátov a rádiolaritov, tiež spodno- a vrchnokriedových karbonátov vo forme olistolitov. Územie v uvedenom pásme je tektonicky veľmi komplikované. Postavenie tejto jednotky je diskutabilné a autor, ktorý ju v týchto vysvetlivkách opisuje, ju v súčasnosti považuje za tatrický fenomén.

V tektonickej jednotke veporika (fatrika) je zastúpený tak plytkovodný (beckovská sukcesia), ako aj hlbokovodný faciálny vývoj (zliechovská sukcesia). Pre beckovskú sukcesiu je charakteristický vysoký faciálny vývoj a v tomto území má stratigrafický rozsah stredný trias až alb. Vystupuje v príkrovovej pozícii nad obalovou seleckou sekvenciou. Zliechovská sukcesia predstavuje vrstvový sled krížňanskej jednotky s hlbokomorským vývinom vyššej jury a spodnej kriedy. Sedimenty zliechovského faciálneho vývoja vystupujú v nadloží inoveckej sukcesie tatrika v dvoch tektonicky (zlomovo) izolovaných kryhách.

Vrstvový sled hronika vystupujúci v seleckom bloku (medzi Hrádkom a Kálnicou) budujú sedimenty vnútornej a strednej karbonátovej platformy.

V *strednom, bojníanskom bloku*, ktorý má typické znaky jadrového pohoria, tatrikom zastupuje kryštallický sokel – fundament – s jeho mezozoickým sedimentárnym obalom – inoveckou sukcesiou. Kryštalinikum je zložené z metamorfovaných parasedimentárných a vulkanických hornín, ako aj granitoidných hornín. Na základe odlišností v litologickom a metamorfnom vývoji odlišujeme „*spodnú*“ a „*vrchnú*“ stavbu kryštalinika. Spodnú stavbu kryštalinika reprezentuje relatívne vyššie metamorfovaný ($T \geq 550\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P \geq 350\text{ MPa}$) rulovo-

-amfibolický horninový komplex, do ktorého intrudovali dve generácie hercýnskych granitoidov. Predpokladáme, že vek spodného metamorfovaného komplexu je starší ako vrchný silúr. Vrchnú stavbu kryštalinika Považského Inovca tvorí mladší, devónsky vulkanicko-sedimentárny metamorfovaný komplex, ktorý je nižšie metamorfovaný ($T \leq 500\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P \leq 300\text{ MPa}$) a nemá intruzívne kontakty s hercýnskymi granitoidmi. V rámci nového mapovania bol vyčlenený vulkanicko-sedimentárny komplex Hlavinky v južnej časti pohoria (Kohút et al., 2005) a jeho analógia, komplex Prieľachy v centrálnej časti pohoria. Charakteristickou črtou inoveckej sukcesie (spodný trias až alb s hiátom na rozhraní ladinu a karunu a na rozhraní rétu a spodného liasu) je jej spätosť s tatridným, prevažne granitoidným kryštalinikom bez prítomnosti mladopaleozoického sedimentárneho obalu.

Veporikum (fatrikum) je reprezentované sledom, ktorého súčasťou je zliechovská sukcesia. Vystupuje v tektonickom nadloží inoveckej sukcesie tatrika.

Hronikum v bojníanskom bloku zastupuje veľkopriestorová tektonická jednotka v príkrovej pozícii, kde boli odlišené tri tektonické telesá hronika. Vo všetkých sú zachované len sedimenty triasu. Spodné teleso charakterizuje vrstvomý sled prechodného, resp. zmiešaného typu, porovnateľný so sledom veterlinského príkrovu (Malé Karpaty), príkrovu Ostrej Malenice (Strážovské vrchy) a tiež so sledom zachovaným na Beckovskom hradnom brale. Stredné a vrchné, monoklinálne uložené telesá hronika charakterizuje vrstvomý sled plytkovodnej karbonátovej plošiny (mojtínsko-harmaneckej) a v súčasnosti sa považujú za súčasť považského príkrovu.

Prvé dva bloky pozdĺž približne v.-z. hrádocko-zlatníckej línie sa oddelili možno už počas hercýnskeho orogenetického cyklu. Bohaté zastúpenie vulkanosedimentárnych súvrství mladšieho paleozoika v seleckom bloku a rozdielne typy obalového mezozoika v oboch blokoch len zvyrazňujú existenciu dvoch, viac-menej samostatných sedimentačných priestorov, ktoré však mohli existovať v susedstve. Alpínske orogenetické procesy tektonicky opäť priblížili oba bloky v podobe násunu bojníanskeho bloku na selecký a znova využili staré poruchové pásmo – hrádocko-zlatnícku líniu.

Najjužnejší, *hlohovecký blok* obsahuje málo kryštalinika. Vyskytuje sa len v tesnej blízkosti Hlohovca. Biotitické ruly s granátom tvoria len zvyšky – bloky pôvodného metamorfovaného obalu. Zvyšok tvoria biotitické granodiority-tonality, ojedinele biotiticko-amfibolické diority a pegmatity. Granitoidné masív je málo obnažený, je značne zvetraný a prekrytý hlinitým zvetraninovým pokryvom. Tatriké mezozoické členy sú metamorfované slabšie. Zastupujú ich spodnотriasové kremence, po ktorých nasleduje viac-menej kompletný triasový sled a lokálne jurské a kriedové sedimenty. Najväčšiu časť územia južného bloku budujú práve komplexy mezozoických hornín. Obalové mezozoikum tohto bloku bolo vyčlenené z inoveckej jednotky. Zaradením tohto mezozoika k tribečskému obalovému mezozoiku (Havrila in Havrila a Vaškov-

ský, 1983) sa aj granitoidy kryštalinika so zvyškami biotitických pararúl prirvnali k biotitickým granodioritom Tribeča (Broska a Uher, 1988).

Severovýchodný lem Považského Inovca v oblasti medzi Trenčínom a Mníchovou Lehotou tvorí jz. okraj Strážovskej hornatiny. Vystupujú tam sedimenty manínskej jednotky (vrstvomý sled od karpatského keuperu až po porubské súvrstvie) a v obmedzenom rozsahu aj horninové sukcesie fátika a hronika.

Popriřkovové paleogénne sedimenty sa v regióne nachádzajú rudimentárne na východnom a západnom okraji Považského Inovca. Reprezentujú ich predtransgresívne kontinentálne sedimenty a bazálne morske usadeniny borovského, hutianskeho a zubereckého súvrstvia. Borovské súvrstvie zastúpené zlepenkami, pieskovecami a vápencami s morskou faunou je transgresívne a je monoklinálne uložené na podloží.

Neogénne sedimenty sú zachované na okrajoch pohoria Považský Inovec. Zastupujú ich terestrické fluviálno-limnické usadeniny vrchnomiocénneho veku a spodno- aj strednomiocénne sedimenty lakšárskeho a svinianskeho súvrstvia a ratkovských vrstiev špačinského súvrstvia. Pliocénne fluviálno-limnické sedimenty volkovského súvrstvia vystupujú na východnom okraji Považského Inovca.

Takmer celé územie je nerovnomerne a v premenlivej hrúbke pokryté kvartérnymi sedimentmi. Plošne aj objemovo najrozšírenejšie sú fluviálne sedimenty nižších stredných terás a dnovej akumulácie Dolnovážskej nivy a fluviálne a proluviálne sedimenty dolinných nív ostatných tokov so stratigrafickým rozpätím spodný a stredný pleistocén až holocén. Z hľadiska objemu po nich nasledujú eolické sedimenty vrchnopleistocénneho veku a ich kombinácie sústredené na západnom úpätí pohoria. Deluviálne sedimenty a ich kombinácie obdobia vrchného pleistocénu až holocénu sú vyvinuté prevažne v centrálnych častiach pohoria.

Trenčianska kotlina je vyplnená prevažne terciérnymi a kvartérnymi uloženiami, ktoré vystupujú aj v dolinách potokov a na okrajoch regiónu. Paleogénne sedimenty sú však spravidla hlboko poklesnuté a na povrchu vystupujú najmä sedimenty mladšieho neogénu a kvartéru. Neogénne súvrstvia tvoria spodnomiocénne a pliocénne sedimenty. Podstatná časť územia Trenčianskej kotliny a priľahlých okrajov pohorí je zakrytá sedimentmi spodného, stredného a vrchného pleistocénu a holocénu. Dominujúce postavenie majú spráše a polygenetické sedimenty sprašového charakteru.

Tieto vysvetlivky obsahujú aj významné doplnujúce kapitoly, ako je zhodnotenie hydrogeologických pomerov, charakteristika geofaktorov životného prostredia vrátane pôd, prehľad ložísk regiónu a zhodnotenie geofyzikálnych pomerov.

Hlavným výsledkom výskumných prác je zostavená geologická mapa, ktorá vyjadruje syntetizujúci obraz geologickej a tektonickej stavby územia. Zvýrazniť treba nasledujúce novozistené skutočnosti:

- kartograficky sa detailne spresnilo rozšírenie petrografických typov kryštalinických metamorfovaných aj granitoidných hornín, určili sa ich genéza, vek a geotektonická pozícia;

– prvýkrát v tomto pohorí sa stanovila stratigrafická príslušnosť (staršie paleozoikum – ?devón) metasedimentov kryštalinika bojníanskeho bloku – komplexu Hlavinky;

– na mape sú veľmi precízne rozlíšené jednotlivé litologické typy vyčlenených vývojov mezozoických komplexov tatrika, fatrika a hronika a vo vysvetlivkách sú veľmi podrobne charakterizované;

– na mape sú veľmi dôkladne kartograficky rozčlenené terciérne, najmä však kvartérne sedimenty s určením ich stratigrafického zaradenia;

– študované územie bolo komplexne zhodnotené z hľadiska geofyzikálneho preskúmania, hydrogeologických pomerov a geofaktorov životného prostredia, ako aj z hľadiska výskytu nerastných surovín.

Regionálna geologická mapa Považského Inovca a jv. časti Trenčianskej kotliny je potrebná a využiteľná:

– na ďalšiu výskumnú a prieskumnú činnosť a prognózne zhodnotenie surovínových zdrojov krajiny s cieľom prispieť k ochrane životného prostredia a využitia nerastného bohatstva,

– ako podkladový materiál pre geologické, geografické, ekologické, urbanistické, stavebné a iné štúdie a projekty,

– ako primárny podklad na zostavenie hydrogeologických a inžinierskogeologických máp a širokého spektra ďalších nadstavbových účelových a tematických máp vrátane máp geofaktorov životného prostredia,

– ako súčasť databázy GIS prehľadnej geologickej mapy SR 1 : 200 000,

– na modernizovanú reedíciu prehľadných geologických máp v mierke 1 : 100 000 a 1 : 200 000 potrebných na využitie a plánovanie v rámci väčších územných celkov a cezhraničné globálne prepojenie nových poznatkov a koncepcií dosiahnutých v geologických disciplínach,

– na výrazné zefektívnenie investícií na všetky uvedené aktivity.

LITERATÚRA

- Adam, Z. a Dlabáč, M., 1961: Nové poznatky o tektonike Podunajskej nížiny. In: Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), roč. XXXVI, s. 189 – 198.
- Adam, Z. a Dlabáč, M., 1969: Vysvětlivky k mapám mocností a litofaciálního vývoje Podunajské nížiny. In: Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), č. 11, s. 156 – 172.
- Adamkovičová, A., Bebej, J. a Boďová, E., 2003a: Správa o stave životného prostredia v Trnavskom kraji k roku 2002. Banská Bystrica, Slovenská agentúra Životného prostredia.
- Adamkovičová, A., Bebej, J. a Boďová, E., 2003b: Správa o stave životného prostredia v Trenčianskom kraji k roku 2002. Banská Bystrica, Slovenská agentúra Životného prostredia.
- Ambrož, V., 1947: Spráše pahorkatín. In: Sbor. St. geol. Úst. (Praha), č. 16, s. 225 – 280.
- Ambrož, V., Ložek, V. a Prošek, F., 1952: Mladý pleistocén v okolí Moravan u Piešťan nad Váhom. Antropozoikum I (1951). Praha, s. 3 – 142.
- Andrusov, D., 1930: Příspěvek k poznání tektoniky a paleogeografie severozápadních Karpat. In: Sbor. St. geol. Úst. (Praha), IX.
- Andrusov, D., 1933: Poznámky o geologii Pováží. In: Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), č. 9.
- Andrusov, D., 1935: Stratigrafie triasu slovenských Karpat. In: Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), č. 11, s. 54 – 55.
- Andrusov, D., 1936: Subtatranské příkrovy Západních Karpat. Carpathica (Praha), I, s. 3 – 3.
- Andrusov, D., 1958: Geológia Československých Karpát I. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 304 s.
- Andrusov, D., 1960: Úvahy o alpsko-karpatskej násunovo-příkrovovej sústave. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 11, č. 2, s. 161 – 178.
- Andrusov, D., 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, s. 7 – 188.
- Andrusov, D. a Samuel, O., 1973: Cretaceous-Paleogene of the West Carpathians Mts. Guide to excursion E. X. Congr. CBGA. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Andrusov, D., Bystrický, J. a Fusán, O., 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. Guide-book for geol. exc. X. Congr. CBGA. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 5 – 44.
- Andrusov, D. a Samuel, O., 1985: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 5 – 359.
- Archangelskij, S. A. a Daniel, J., 1981: Správa o výsledkoch výskumov Pb izotopných vzťahov a rozloženia doprovodných prvkov v uránových permských sedimentoch. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Uranpres.
- Atlas krajiny Slovenskej republiky, 2002: Bratislava, Ministerstvo životného prostredia Slovenskej republiky (ISBN 80-88833-27-2).
- Badham, J. P. N., 1982: Strike-slip orogens – an explanation for the Hercynides. In: J. Geol. Soc. (London), s. 493 – 504.

- Baláž, P., 2004: Nerastné suroviny Slovenskej republiky. Ročenka 2004. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Baráth, I., 1993: Podmienky sedimentácie a zdrojové oblasti spodno- a strednomiocénnych hrubých klastík v zóne alpsko-karpatského styku. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied.
- Baráth, I. a Kováč, M., 1989: Podmienky sedimentácie a zdrojové oblasti egenburských klastík v západnej časti Západných Karpát. In: *Miscellanea micropaleontologica IV*, Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 9, s. 55 – 86.
- Barker, F., 1979: Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F. (Ed.): *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, s. 1 – 12.
- Bárta, J., 1957: Pleistocénne piesočné duny pri Seredi a ich paleolitické a mezolitické osídlenie. *Archeológia* (Nitra), 1, s. 5 – 72.
- Bárta, J., 1963: Archeologické kritériá pre stratigrafiu slovenského kvartéru. In: *Geol. Práce., Zoš.* (Bratislava), č. 64, s. 41 – 51.
- Bárta, J., 1965: Slovensko v staršej dobe kamennej. Nitra, Slov. Akad. Vied, s. 9 – 230.
- Bárta, J., 1966: Einige beachtenswerte paläolitische Fundstellen in der Westslowakei. VII. Congr. Int. des Sc. Préhistorique et Protohistorique Tschecoslovaquie. Excursion en Slovaquie. Nitra, s. 3 – 35.
- 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.
- Bartková, J., 1982: Využitie transformovaných tiažových a magnetických polí na štúdium geologickej stavby Považského Inovca. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.
- Batchelor, R. A. a Bowden, P., 1985: Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. In: *Chem. Geol.* (Amsterdam), roč. 48, s. 43 – 55.
- Baumgartner, P. O., Dogherty, L., Goričan, S., Urquhart, E., Pillevuit, A. a De Wever, P., 1995: Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. In: *Mém. Géol. Univ. (Lausanne)*, 23, s. 1 172.
- Bedrna, Z., 1978: O zonálnosti pôdnych režimov na Trnavskej sprásovej pahorkatine. In: *Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied* (Bratislava), roč. 30, č. 4, s. 302 – 312.
- Began, A., Kullmanová, A. a Zakovič, M., 1980: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list Drietoma. Čiastk. záv. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Began, A., Hanáček, J., Maglay, J. a Malík, P., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape, list 35-142 (Beckov), časť. Čiastk. záv. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Benejová, I. a Grófová, M., 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. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Beudant, F. S., 1822: *Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818*. 3, Paris, s. 1 – 652.
- 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.,

- 2004: Vysvetlivky k tektonickej mape Slovenskej republiky 1 : 500 000. 1. vyd. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 71 s.
- Bhatia, M. R. a Crook, K. A. W., 1986: Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. In: Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 92, s. 181 – 193.
- Biely, A., 1962: Geológia mezozoika Trábeča. Kandid. dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Biely, A., 1989: O vzťahu príkrovovej sústavy Malých Karpát a Severných vápencových Alp. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Biely, A. a Bystričský, J., 1964: Die Dasycladaceen in der Trias der Westkarpaten. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 15, č. 2, s. 173 – 188.
- Biely, A., Beňuška, P., Bujnovský, A., Halouzka, R., Ivanička, J., Klinec, A., Lukáčik, E., Miko, O., Molák, B., Pulec, M., Putiš, M., Vozárová, A., Vozár, J. a Maglay, J., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkyh Tatier 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Biely, A. (ed.), Bezák, V., Elečko, M., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemček, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. 1. vyd. Bratislava, GS SR.
- Biely, A. (ed.), Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemček, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska 1 : 500 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 1 – 78.
- Boorová, D., 2004: Vyhodnotenie výbrusov zo sladkovodných vápencov. In: Havrila, M., Fordinál, K., Kohút, M., Maglay, J., Boorová, D., Siráňová, Z. a Vaněková, H., 2006. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Boorová, D., 2005: Vyhodnotenie foraminiforovej mikrofauzy z litostratigrafických jednotiek hronika na liste Beckov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Boorová, D., 2005: Vyhodnotenie výbrusov na liste Prašice 35 411. In: Kohút, M., Havrila, M., Maglay, J., Fordinál, K. a Baráth, I., 2005: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 35-411 Prašice. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Boorová, D., 2006: Vyhodnotenie výbrusového materiálu z neogénnych hornín z okolia obce Hrádok (list 35-144 Nové Mesto nad Váhom). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Boorová, D. a Potfaj, M., 1996: Biostratigrafické a litologické vyhodnotenie profilu „Balcová“, šipruňská sekvencia, porubské súvrstvie, Veľká Fatra. Čiastk. záv. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 13 s.
- Borza, K., 1980a: Litologicko-mikrofaciálny výskum vrchnej jury a spodnej kriedy belianskej série (Strážovské vrchy). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 74, s. 33 – 56.
- Borza, K., 1980b: Vzťah vnútorných Karpát k bradlovému pásmu. Mikrofácie a mikrofosilie vrchnej jury a spodnej kriedy. Dokt. dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied.
- Borza, K., Michalík, J. a Vašíček, Z., 1987: Lithological, biofacial and geochemical characterization of the Lower Cretaceous pelagic carbonate sequence of Mt. Butkov (Manin Unit, Western Carpathians). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 38, č. 3, s. 323 – 348, 13 obr.
- Brestenská, E., 1953: Zpráva o geológii terciéru stredného Ponitria. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Brestenská, E., 1954: Výskyt paleogénu na východnom svahu Považského Inovca na SZ od Topoľčian. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 1, s. 82 – 83.
- Brestenská, E., 1958: Prehľadná mapa východnej časti listu generálnej mapy Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Brestenská, E., 1962: Neogén inoveckej oblasti. In: 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, Vyd. Geofond, s. 151 – 152.
- Brestenská, E., 1975: Záverečná správa o vrte DB-15 Horňany v Bánovskej kotline. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Brestenská, E., 1977: Mikrobiostratigrafia miocénu Bánovskej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Brestenská, E., Buday, T., Ivan, L. a Seneš, J., 1961: Sekcia C – Neogén. In: Sjazdový sprievodca. XII. sjazd Čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu, Slovenský výbor. Bratislava, Čs. spoločnosť pre mineralógiu a geológiu, Geol. Úst. D. Štúra, s. 87 – 111.
- Brestenská, E., Havrila, M., Kullmanová, A., Lehotský, I., Remšík, A., Vaškovský, I., Gross, P. a Maheľ, M., 1980: Geologická mapa a vysvetlivky k regiónu Bánovskej kotliny (1 : 50 000). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Broska, I. a Uher, P., 1988: Accessory minerals of granitoid rocks of Bojná and Hlohovec blocks, the Považský Inovec Mts. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 39, č. 4, s. 505 – 520.
- Březina, J., 1959: Zpráva o petrografii spodnopanónských sedimentů z Pováží – tzv. „vrstev u Piešťan“. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1957 (Bratislava), s. 15 – 16.
- Buček, S., 2004: Biostratigrafické vyhodnotenie veľkých foraminífer z Považského Inovca, list 35-411 Prašice. In: Kohút, M., Havrila, M., Maglay, J., Fordinál, K. a Baráth, I., 2005: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 35-411 Prašice. Čiastk. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 14 s.
- Buček, S., 2005: Biostratigrafické vyhodnotenie veľkých foraminífer z Považského Inovca, list 35-144 Nové Mesto nad Váhom a 35-322 Horná Streda. In: Havrila, M., Buček, S., Fordinál, K., Kohút, M. a Maglay, J., 2006: Základná geologická mapa a vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list Horná Streda (35-322). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Buček, S., Jendrejáková, O., Papšová, J. a Puškárová, K., 1991: Príspevok k biostratigrafii veterínskej a havranickej jednotky Bielych hôr (Malé Karpaty, Západné Karpaty). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 92, s. 29 – 51.
- Buday, T., 1955: Zpráva o přehledném výzkumu neogénu pro generální mapu ČSR na listech Hodonín, Trenčín a Bratislava v roce 1955. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Buday, T., 1956: Zpráva o přehledném výzkumu neogénu v Pováží. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1955 (Bratislava), s. 8 – 10.
- Buday, T. (ed.), 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, Vyd. Geofond s. 5 – 248.
- Buday, T., (ed.), Benešová, E., Březina, J., Cicha, I., Čtyrský, 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., 1963: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, list Gotwaldov. Praha, ČSAV, s. 1 – 238.
- Buday, T., Cicha, I., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Koráb, T., Kuthan, M., Nemčok, J., Pícha, F., Roth, Z., Seneš, J., Scheibner, E., Stránil, Z., Vaškovský, I. a Žebera, K., 1967: Regionální geologie ČSSR, II, Západní Karpaty, sv. 2. Praha, Ústř. Úst. geol. 651 s.
- Bujnovský, A., Kochanová, M. a Pevný, J., 1975: Korytnica Limestones – a new lithostratigraphical unit and its fauna. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 63, s. 21 – 53.
- Bujnovský, A., Samuel, O. a Snopková, P., 1992: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Studienka-83 a Kuklov-4 (Viedenská panva). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 94, s. 35 – 43.
- Burg, J. P., Delor, C. P., Leyreloup, A. F. a Romney, F., 1989: Inverted metamorphic zonation and Variscan thrust tectonics in the Rouergue area (Massif Central, France): P-T-t record from mineral to regional scale. In: Daly, J. S., Cliff, R. A. a Yardley, B. W. D. (Eds.): Evolution of Metamorphic Belts. Geol. Soc. Spec. Publ., 43, s. 423 – 439.
- Bystrický, J., 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. Guide to excursion D, X Congress of Carpathian-Balkan Geological Association. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 137.
- Bystrický, J., 1977: Litostratigrafické jednotky triasu Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied.
- Bystrický, J., 1982: Attribution to the Strážovská hornatina Mts. Triassic reef complex (The West Carpathians Mts., Slovakia). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 33, č. 1, s. 79 – 88.
- Bystrický, J., 1983: Stratigrafická tabuľka triasu. In: Stratigrafický slovník Západných Karpát, zv. I (A – K). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 440.
- Bystrický, J., 1985: Výbrusy Strážovská hornatina, Považský Inovec. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied.
- Bystrický, J., 1986: Stratigraphic ranging and zonation of dasycladale algae in the West Carpathians Mts., Triassic. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 18, č. 4, s. 289 – 321.
- Cambel, B., Gbelský, J., Harman, M., Kamenický, L., Král, J., Macek, J., Petřík, I., Walzel, E. a Žabka, M., 1982: Preliminary results of integrated investigation of the West Carpathian granitoids. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 33, č. 5, s. 533 – 676.
- Cambel, B., Kamenický, J. a Krist, E., 1961: Poznámky ku geológii kryštalinika Malých Karpát, Považského Inovca, Tribčea a západnej časti Vepora. In: XII. zjazd Čs. spoloč. pre min. a geol. Zjazd. sprievodca, sekcia A – kryštalinikum. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 7 – 42.
- Cambel, B., Korikovsky, S. P., Mikloš, J. a Boronikhin, V. A., 1989: Calc-silicate hornfelses (erlans and Ca-skarns) in the Malé Karpaty Mts. region. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 40, č. 3, s. 281 – 304.
- Cambel, B., Král, J. a Burchart, J., 1990: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 183 s.
- Cicha, I., 1958: Die Entwicklung der Mikrofauna des Unteren Miozäns in Waagtal. In: Sbor. Ústř. Úst. geol., Paleont. (Praha), XXIV, s. 349 – 384.
- Cloetingh, S., Horváth, F., Dinu, C., Stephenson, R. A., Bertotti, G., Bada, G., Matenco, D., Garcia-Castellanos & the TECTOP Working Group 2003: Probing Tectonic To-

- pogrophy in the Aftermath of Continental Convergence in Central Europe. EOS, transactions, American Geophysical Union, 84, 10, s. 89 – 93.
- Cúfová, V., 1964: Mikrobiostratigrafia albu vysokotatranskej série Vysokých Tatier s prihliadnutím na ostatné pásma Západných Karpát. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. a paleont. PriF UK.
- Cúfová, V. a Andrusov, D., 1964: Précisoins de l'âge de la formation des nappes de recouvrement des Karpathes Occidentales Centrales. In: Geol. Sbor (Bratislava), 15.
- Činčura, J., 1970: Klimatické aspekty nivelizácie reliéfu slovenských Západných Karpát v neogéne. In: Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 22, s. 148 – 160.
- Čížek, P., 1986: Pozemné overovanie leteckých anomálií, spektrometria gama. UP Spišská Nová Ves. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív UP SNV.
- Čorná, O. a Ilavská, Ž., 1962: Nález permských spóromorf v Malých Karpatoch. In: Geol. Sbor. (Bratislava), 13, s. 187 – 194.
- Čorná, O. a Kamenický, L., 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikum der West Karpaten auf Grund der Palynologie. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 27, č. 1, s. 117 – 132.
- Čtyrkoký, P., 1959a: Fauna mořských měkkýšů spodního burdigalu v Považí. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 51, s. 55 – 140.
- Čtyrkoký, P., 1959: Zpracování fauny pannonu z Koptovců a vrtby UKB a P-11 Moravany v Pováží (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. (Praha), 1.
- Daniel, J. a Kartusek, J., 1979: Správa o geologicko-prieskumných prácach za r. 1978. Československý uranový priemysel, odborový podnik, Příbram, odštepny závod Geologický prieskum, Liberec, Spišská Nová Ves. Manuskript, archív Uranpres.
- Daniel, J. a Kartusek, J., 1980: Správa o geologicko-prieskumných prácach za rok 1979. Uranový prieskum, k. p., Liberec, závod Spišská Nová Ves. Manuskript, s. 1 – 129.
- Danišík, M., Dunkl, I., Putiš, M., Frisch, W. a Král, J. 2004: Tertiary burial and exhumation history of basement highs along the NW margin of the Pannonian basin – an apatite fission track study. In: Aust. J. Earth Sci., 95/96, s. 60 – 70.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. a Marchal, M., 1980: A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2 – diagram and major-element analyses – Its relationships with current nomenclature. In: Chem. Geol. (Amsterdam), roč. 29, č. 3 – 4, s. 183 – 210.
- Debon, F. a Le Fort, P., 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. In: Trans. Roy. Soc.: Earth Sci. (Edinburgh), 73, s. 135 – 149.
- Divinec, E., 1975: Základný geologický výskum strednej časti Považského Inovca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 57 s.
- Domanický, A. a Tabak, J., 1991: Slovensko – dolomity, štúdia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Dovina, V., 1984: Podzemný odtok kryštalinika Západných Karpát. Rigorózná práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 96 s.
- Dovina, V., 2000: Zhodnotenie hydrogeologických prieskumných prác. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Elečko, M., Vass, D. a Hók, J., 1993: Tektonická mapa tercieru regiónu Podunajsko na území Slovenska 1 : 200 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Elečko, M. a Vass, D. (eds.), 1998: Geologické zhodnotenie vrtu Š-I NB-III pri Prievdzi. Region. Geol. Západ. Karpát (Bratislava), č. 30, s. 1 – 94.
- Elečko, M. (ed.), Pistotnik, J., Dudko, A., Elečko, M., Vass, D., Hók, J., Šefara, J. a Nagy, A., 1998: Danube region Vienna – Bratislava – Budapest. Tectonic map 1 : 200 000 DANREG (Danube region Environmental Geology Programme). In: Magy. áll. földt. Intéz. (Budapest), Geol. Institut. Hung.
- Elečko, M., Pristaš, J., Polák, M., Ivanička, J. a Šimon, L., 2004: Vysvetlivky ku geologickým mapám Trenčianskej kotliny 1 : 25 000, listy: 35-124 Drietoma (časť), 35-313 Trenčín (časť), 35-142 Beckov (časť) a 35-231 Trenčianska Turná (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Fejdiová, O., 1980: Lužnianske súvrstvie – formálna spodnotriasová litostratigrafická jednotka. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 74, s. 95 – 102.
- Fejfar, O., 1959: Výzkum fosilních obratlovců na území ČSR za rok 1959. In: Zpr. Ústř. Úst. geol. (Praha), č. 18.
- Fejfar, O., 1961a: Die plio-pleistocän Wirbeltierfaunen von Hajnačka und Ivanovce (Slovakie). ČSR – I. Die Fundumstände und Stratigrafie. In: Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh. (Stuttgart), 111, s. 257 – 273.
- Fejfar, O., 1961b: Rewiew of Quaternary Vertebrata in Czechoslovakia. In: Prace Inst. geol. (Warszawa), roč. 34, č. 1, s. 109 – 118.
- Fejfar, O., 1964: Výzkum fosilních obratlovců v roce 1964. In: Zpr. geol. Výzk. v roce 1964 (Praha).
- Ferenczi, I., 1915a: Galgóc és Környékének geológiai viszonyai. In: Magy. Kir. Földt. Intéz. évi Jelent. 1914 (Budapest), s. 208 – 229.
- Ferenczi, S., 1915b: Die geologischen Verhältnisse von Galgóc und seiner Umgebung. In: Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. 1914 (Budapest), s. 235 – 259.
- Ferenczi, I., 1916: Az Inovec – hegység Pöstyénntől keletre eső részének geológiai viszonyai. In: Magy. Kir. Földt. Intéz. évi Jelent. 1915 (Budapest), s. 131 – 159.
- Ferenczi, I., 1917a: Földtani megfigyelések az Inovec középső részén. In: Magy. Kir. Földt. Intéz. évi Jelent. 1916 (Budapest), s. 138 – 169.
- Ferenczi, S., 1917b: Adatok az Inovec Hegység E-i részeének geológia jához. In: Magy. áll. Földt. Intéz. évi Jelent. (Budapest).
- Ferenczi, S., 1917c: Die geologischen Verhältnisse des Inovec-Gebirges östlich von Pöstyén. In: Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. 1915 (Budapest), s. 142 – 174.
- Ferenczi, I., 1918a: Az Inovec déli felének földtani viszonyai. In: Földt. Közl. (Budapest), roč. 48, č. 10 – 12, s. 381 – 388.
- Ferenczi, S., 1918b: Geologische Beobachtung am mitleren Teile des Inovec. In: Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. 1916 (Budapest), 1, Th., s. 155 – 192.
- Ferenczi, S., 1919: Die geologischen Verhältnisse der südlichen Hälfte des Inovec. In: Földt. Közl. (Geol. Mitt., Bd XLVIII, 1918, pag. 436.), Budapest, 1.
- Ferenczi, S., 1934: Beiträge zur Kenntnis der Geologie des Nördlichen Teiles des Inovec – Gebirges. In: Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. 1917 (Budapest), Bd. XLVIII, s. 247 – 251.
- Fil'o, M., Šantavý, J., Valušáková, A., Ardová, M., Husák, L., Kubeš, P. a Szalaiová, V., 1997: MGII – región Považský Inovec, etapa 1996 – 1997. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Filo, I. a Siráňová, Z., 1998: Hornádske a chrastianske vrstvy – nové oblastné litostratigrafické jednotky podtatranskej skupiny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 103, s. 35 – 51.
- Finger, F., Broska, I., Haunschmid, B., Hraško, Ľ., Kohút, M., Krenn, E., Petřík, I. a Riegler, G., 2003: Chemical Th(U)-Pb dating of accessory monazites from Western Carpathians basement granitoids by means of the electron microprobe. In: Int. Journ. Earth Sci., 92, s. 86 – 98.
- Floyd, P. A., Winchester, J. A. a Park, R. G., 1989: Geochemistry and tectonic setting of Lkewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch N. W. Scotland. In: Precamb. Res. (Amsterdam), 45, s. 203 – 214.
- Fordinál, K., 1994: Vrchný panón (zóna H) východného okraja Považského Inovca. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 99, s. 67 – 75.
- Fordinál, K., 1997: Biostratigrafické zaradenie sladkovodných vápencov z Malých Kršteňan na základe fauny gastropódov (list Partizánske 35-421). In: Pristaš, J., Elečko, M., Polák, M., Mello, J., Gross, P., Határ, J., Vozárová, A., Havrila, M., Fordinál, K., Fejdiová, O. a Žáková, E., 1997: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy 35-421 Partizánske, 34-411 Prašice (časť), 35-412 Chynorany, 35-413 Bojná a 35-431 Preseľany. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- 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. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 4, č. 4, s. 293 – 300.
- Fordinál, K. a Nagy, A., 1997: Hlavinské vrstvy – okrajové vrchnopanónske sedimenty rišňovskej priehlbiny. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 29, č. 6, s. 401 – 406.
- Fordinál, K., Maglay, J. a Elečko, M., 1998: Sekvencia alpínskej molasy, litológia a stratigrafia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Fordinál, K., Elečko, M., Šimon, L. a Holcová, K., 2001: Bánovská kotlina Depression (northern part of the Danube Basin); Neogene stratigraphy and geological development. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 7, č. 3, s. 289 – 301.
- Fordinál, K., Zlinská, A. a Nagy, A., 2004: Early Miocene (Karpatian) sediments of the northern part of the Blatnianska priehlbina Depression (Danube Basin, Slovakia). In: Scr. Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun., Geol. (Brno), č. 31 – 32, s. 55 – 64.
- Franke, W., 1992: Phanerozoic structures and events in Central Europe. In: Blundel, D., Freeman, R. a Mueller, S. (eds): A continent revealed. The European geotraverse. Cambridge Univ. Press, s. 164 – 180.
- Franke, W., Dallmeyer, R. D. a Weber, K., 1995: Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe. XI. Geodynamic evolution. In: Dallmeyer, R. D., Franke, W. a Weber, K. (eds.): Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe. Springer-Verlag, s. 579 – 593.
- Fusán, O. (ed.), 1960: Práce Dionýza Štúra. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, s. 1 – 553.
- Fusán, O., Kodym, O., Matějka, A. a Urbánek, L., 1967: Geologická mapa ČSSR 1 : 500 000. Praha, Ústř. Úst. geol.
- Fusán, O., Slávik, J., Plančár, J. a Ibrmajer, I., 1972: Geologická mapa podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Fusán, O., Kodym, O., Matějka, A. a Urbánek, L., 1980: 1. Geológia 1 : 500 000. In: Atlas Slovenskej socialistickej republiky. Bratislava, Slov. Akad. Vied, Slov. úrad geodézie a kartografie, s. 18 – 19. (Prevzaté z geologickej mapy ČSSR 1 : 500 000. Praha, Ústř. Úst. geol. 1967.)

- Fusán, O., Ibrmajer, J., Kvitkovič, J. a Zbořil, L., 1982: Geophysical investigation of some Neogene depressions of the Central West Carpathians in relation to the deep structure. In: 27th International Geophys. Symposium, Bratislava, Excursion Guide. Brno, Geofyzika, s. 17 – 24.
- Fusán, O. (ed.), Plančár, J. a Ibrmajer, J., 1987: Tektonická mapa podložia terciéru vnútorných Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Fusán, O., Biely, A., Ibrmajer, J., Plančár, J. a Rozložník, L., 1987: Basement of the Tertiary of the Inner West Carpathians. I. vyd. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 103 s.
- Gabčo, R., 1969: Správa o sedimentárno-petrografickej charakteristike sedimentov vo vrte DB-12 (Svinná). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gašparik, J., 1953: Geológia Bánovskej kotliny. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 4, č. 1 – 2, s. 353 – 371.
- Gašpariková, V., 1965: Mikrofaunistické vyhodnotenie vzoriek z vrtu G-11, lokalita Piešťany. In: Rebbo, A., 1965: Hydrogeologický prieskum na ochranu a rozšírenie zdrojov termálnych vôd v Piešťanoch – vrt G-11. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gašpariková, V., 1980: Doplnenie mikrofauny z pestrých slieňov vo vrte SBM-1 Soblahov. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 74, s. 205 – 206.
- Gaždžickí, A., Michalík, J., Planderová, E. a Sýkora, M., 1979: An Upper Triassic – Lower Jurassic sequence in the Krížna nappe (West Tatra mountains, West Carpathians, Czechoslovakia). In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 5, s. 119 – 148.
- Gaždžickí, A., Kozur, H. a Mock, R., 1979: The Norian-Rharian boundary in the light of micropaleontological data. In: Geologija (Ljubljana), roč. 22, č. 1s. 71 – 112.
- Gnojek, I. a Janák, F., 1986: Souhrnné zpracování letecky měřených geofyzikálních polí vnitřních Západních Karpat do měřítka 1 : 50 000. Záv. správa. Manuskript. Brno, archív Geofyzika.
- Grecula, P., Lexa, J. a Tözsér, J., 1997: Mineral resources of Slovakia. Bratislava, GS SR.
- 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.
- Gross, P., 1980: Paleogén Bánovskej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gross, P., Köhler, E. a Samuel, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpat-ského paleogénu. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 81, s. 103 – 118.
- Hanas, P., 1986: Považský Inovec – sever – geofyzikálny prieskum, I. podetapa. Záverečná správa úlohy 11800356. Surovina: polymetalické rudy, etapa prieskumu: VP, stav k 25. 3. 1986. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Harčár, J. a Schmidt, Z., 1965: Kvartér v okolí Strekova na Hronskej pahorkatine. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 34, s. 143 – 151.
- Harčár, J., Priehodská, Z., Karolus, K., Karolusová, E., Remšík, A. a Šucha, P., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape severovýchodnej časti Podunajskej nížiny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 114 s.
- Határ, J., Ivanička, J., Vozárová, A. a Hraško, L., 1998: Považský Inovec: Kryštalínium – hercýnske štruktúry. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 38 s.
- Hauer, F., 1864: Geologische Karte der Umgebung von Trentschin, Pistyan und Neutra. In: Verh. Geol. Reichsanst. (Wien), s. 67 – 68.

- Hauer, F., 1869: Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie. Blatt III. In: Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), roč. XIX, č. 4, s. 485 – 566.
- Hauer, F., 1878: Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntnis der Bodenbeschaffenheit der österreichisch-ungarn. Monarchie. Zweite Aufgabe, Verlag, Alfred Holder, Wien, 1 – 764.
- Hauer, F., 1896: Geologische Karte von österreich-ungarn mit Bosnien und montenegro auf Grundlage der Aufnahmen der k. k. Geol. Reichsanst. Wien, Verlag v. Alfred Hölder.
- Havrila, M., 1993: Výskum panvových a svahových sedimentov bielovážskej sukcesie a paleogeografia hronika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 49.
- Havrila, M., 1993b: Contribution to solution of paleogeography of the Hronicum sedimentation area. In: Abstract of papers, 8th meeting of the Association of European Geological Societas, Budapest, 22.
- Havrila, M., 2004: Tektogenéza mezozoických panví Západných Karpát – hronikum. Závěrečná správa. 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, 112 s.
- Havrila, M. a Buček, S., 1992: Svahové detritické sedimenty hronika. 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.
- Havrila, M., Madarás, J. a Boorová, D., 1998: Mezozoikum – riešenie problémov litológie, stratigrafie a štruktúrneho vývoja (tématická úloha – Považský Inovec). Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Havrila, M. a Pevný, J., 2000: Dokumentácia biostratigrafických údajov hronika Západných Karpát – ramenonožce. Ročná správa. In: Havrila, M., 2004: Tektogenéza mezozoických panví Západných Karpát – hronikum. Závěrečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 34.
- 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 Sliva, L. (eds.): Guide to Geological Excursions. XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, Slovak Republik. Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 53, s. 35 – 38.
- Havrila, M., Buček, S., 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 Valašská Belá (35-223). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Havrila, M. (red.), Buček, S. a Maglay, J., 2004 (autori čiastkových správ: Boorová, D., Buček, S., Vaněková, H., Zlinská, A., Žecová, K., Potfaj, M.): Geologická mapa a vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000 list Pružina (35 221) a časť listu Valašská Belá (35 223). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Havrila, M. a Kohút, M., 2006: Polymiktné zlepence Zlatého vrchu v Považskom Inovci – báza lužňanských vrstiev: litológia a zdroj materiálu. Abstrakt prednášky na IV. výročnom predvianočnom seminári SGS. In: Miner. slov. (Bratislava).

- Havrila, M., Kohút, M., Buček, S., Fordinál, K., Maglay, J. a Boorová, D., 2006: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 35-322 Horná Streda. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hejtman, B., 1962: Petrografie metamorfovaných hornin. Praha, Nakl. ČSAV, 539 s.
- Henkelová, M., 1993: Krivosúd-Bodovka – výpočet zásob na výhradnom ložisku – stavebný kameň, stav k 1. 1. 1994. Nové Mesto nad Váhom. 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., 1994a: 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., 1994b: 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.
- Herron, M. M., 1988: Chemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. J. sed. Petrology (Tulsa), roč. 58, č. 5, s. 820 – 829.
- Hók, J., Kováč, P., Madarás, J., Maglay, J., Kováč, M., Baráth, I., Sabol, I., Slávik, M. a Lukaj, M., 1997: Neotektonický a geomorfologický vývoj územia Slovenska. Časť geológia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hók, J., Bielik, M., Kováč, P. a Šujan, M., 2000: Neotektonický charakter územia Slovenska. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 32, s. 459 – 470.
- Horusitzky, H., 1904: Über die agrogeologischen Verhältnisse des Gebietes zwischen dem Vagflusse und der kleinen Donau. In: Jber. kgl. ung. geol. Anst. 1904 (Budapest), s. 298 – 320.
- Horusitzky, H., 1905: Die Umgebung von Terrócz und Urmény in Komitet Nyitra. In: Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. (Budapest).
- Horusitzky, H., 1908: Geologische und Bodenkundliche Beschreibung des westlichen Teiles des ungarischen kleinen Alföld. In: Jber. kgl. ung. geol. Anst. 1906 (Budapest).
- Horusitzky, H., 1911: Agrogeologiai jegyzetek Galgóc környékéről. In: Magyar. kir. földt. Intéz. évi Jelent. 1909 (Budapest), s. 164 – 176.
- Hovorka, D., 1961: Poznámky o kremitych porfýroch severnej časti Považského Inovca. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 18.
- Hovorka, D. a Spišiak, J., 1990: Litostratigrafické členenie produktov mezozoického vulkanizmu Západných Karpát. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 91, s. 75 – 89.
- Hovorka, D., Janák, M., Méres, Š. a Putiš, M., 1994a: Litológia, štruktúrny vývoj a P-T podmienky metamorfózy kryštalinika Považského Inovca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hovorka, D., Méres, Š. a Ivan, P., 1994b: Pre-Alpine Western Carpathian basement complexes: lithology and geodynamic setting. In: Mitt. Österr. geol. Gesell. (Wien), č. 86, s. 33 – 44.
- Hraško, J., 1964: Pôdna mapa Slovenska. In: Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 2.
- Hraško, J., Linkeš, V. a Šurina, B., 1980: Pôdne typy (mapa 1). In: Mazúr, E. a Jakál, J. (eds.): Atlas SSR. Bratislava, Veda.
- 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.

- Hromádka, J., 1943: Všeobecný zeměpis Slovenska. Slovenská vlastiveda 1. Bratislava, s. 81 – 332.
- Hromádka, J., 1956: Orografické trídění Československé republiky. In: Sbor. Čs. Společ. zeměp. (Praha), LXI.
- Hromada, J., 2000: Moravany nad Váhom, táboriská lovcov mamutov na Považí. Bratislava, Slov. Akad. Vied, 116 s.
- Hromec, J., Krus, S., Lahodný, P. a Odstrčil, J., 1975: Tíhový průzkum na Slovensku, oblast Trenčín. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hubač, P., 1994: Modrová – Dolina Rybník – výpočet zásob dolomitu, stav k 31. 12. 1994. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hynie, O., 1927: Geologická stavba širšieho okolí lázní Piešťan a jejich termální zřídla. Structure géologique des environs des bains de Piešťany et leurs sources thermalés. In: Sbor. St. geol. úst. Čs. Republ. (Praha), VII.
- Chappell, B. W. a White, A. J. R., 1974: Two contrasting granite types. In: Pacif. Geol. (Tokyo), 8, s. 173 – 174.
- Chmelík, F., 1967: Paleogén centrálních Karpat. In: Buday, T., Cícha, I., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Koráb, T., Kuthan, M., Nemček, J., Pícha, F., Roth, Z., Seneš, J., Scheibner, E., Stránil, Z., Vaškovský, I. a Žebera, K., 1967: Regionální geologie ČSSR, II, Západní Karpaty, sv. 2. Praha, Ústř. Úst. geol. 651 s.
- Chovan, M., Hurai, V., Pašek, J. a Ozdin, D., 2002: Metalogenéza mineralizácií v kryštaliniku tatrika Západných Karpát. Čiastková správa. In: Lexa, J. et al.: Metalogenetické hodnotenie územia Slovenskej republiky. Manuskript. Bratislava, archiv 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, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ištok, P., 1976: Geomorfologická regionalizácia Podunajskej nížiny. Rigorózna práca. Manuskript. Bratislava, archiv PriF UK, 86 s.
- Ištok, P. a Izóf, J., 1990: Podmienky vzniku a vývoja osídlenia krajiny dolného toku Váhu vo svetle geografických a archeologických výskumov. In: Študijné zvesti Archeologického ústavu SAV (Nitra), 26, s. 145 – 170.
- Ivan, Ľ., 1943: Výskyt travertínov na Slovensku. In: Práce Št. geol. Úst. (Bratislava), 9, s. 1 – 71.
- Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V., Šimon, L., Kováčik, M., Vozárová, A., Fejdiová, O., Marcin, D., Liščák, P., Macko, A., Lanc, J., Šantavý, J. a Szalaiová, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Tribeča, 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 1 – 247.
- Ivanička, J., Olšavský, M., Hók, J., Bezák, V., Polák, M., Rakús, M., Havrila, M., Pristaš, J., Elečko, M., Kováčik, M., Demko, R., Šimon, L., Konečný, P., Boorová, D. a Vanečková, H., 2005: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy: 35-142 Becov (časť) a 35-231 Trenčianska Turná (časť). Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ivanička, J., Havrila, M., Kohút, M. (eds.), Olšavský, M., Hók, J., Kováčik, M., Madarás, J., Polák, M., Rakús, M., Filo, I., Elečko, M., Fordinál, K., Maglay, J., Pristaš, J., Buček, S., Šimon, L., Kubeš, P., Scherer, S. a Zuberec, J., 2006: Vysvetlivky ku Geologickej mape regiónu Považský Inovec a jv. časť Trenčianskej kotliny, M = 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Ivanov, M., 1976: K litológii a geochemii karpatského keupru krížnanskej jednotky v Považskom Inovci. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 65, s. 97 – 102.
- Jablonský, J., 1978: Príspevok k poznaniu albu zliechovskej série Strážovských vrchov. In: Paleogeografický vývoj Záp. Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 157 – 187.
- Jablonský, E. a Marschalko, R., 1992: Pre-flysch olistostromes in Central Western Carpathian. Barremian – aptian of Križna nappe, Slovakia. In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 43, č. 1, s. 15 – 20.
- Jakál, J., 1993: Geomorfológia krasu Slovenska, Mapa 1 : 500 000, Ročenka Slovenského múzea ochrany prírody a jaskyniarstva, Liptovský Mikuláš, Slov. Kras XXXI, ISBN 80-217-0555-8.
- Janák, M., 1993: Vápenato-silikátové metamorfované horniny kryštalinika Vysokých Tatier. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 25, s. 177 – 182.
- Janotka, V., Lanc, J. a Nosko, V., 1985: Považský Inovec-sever, geofyzikálny prieskum I. etapa. Záver. správa. Manuskript, Bratislava, archív Katedry aplik. geoziky PriF UK.
- Janšák, Š., 1950: Eolické formácie na Slovensku. In: Zem. zbor., Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 2, č. 1 – 2, 3 – 4, s. 5 – 48.
- Jiříček, R., 1961: Biostratigrafie a paleogeografie vrstev neogénu na území Podunají. Manuskript. Hodonín, archív ČND.
- Joniak, P., 2000a: Kvartérne usadeniny na západných svahoch Považského Inovca – indikátor pleistocénnych a holocénnych klimatických zmien. Diplomová práca. Manuskrip. Bratislava, archív PriF UK, s. 1 – 85.
- Joniak, P., 2000b: Paleocologic and paleoclimatic significance of the fossil mollusc assemblages from the Quaternary sediments near Hlohovec (Slovakia). In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 6, č. 2 – 3, s. 120 – 123.
- Kabina, P. a Barkáč, Z., 1967: Žilina – Komárno, štrkopiesky, ZS s výpočtom zásob z etapy VP, so stavom k 30. 9. 1967. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kabina, P., Horvát, I. a Hošek, S., 1969: Senec – Piešťany, suroviny pre výstavbu diaľnice D 61. ZS s výpočtom zásob z etapy VP, so stavom k 30. 11. 1969. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kabina, P. a Grófová, M., 1984: Lúka II., stavebný kameň, VP. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kámen, M., 1976: Geologické pomery územia medzi Podhradím a Záhradami a SZ od Vozokan v Považskom Inovci. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. a paleont. PriF UK, s. 1 – 32.
- Kamenický, J., 1956: Zpráva o geologickom výskume a mapovaní severnej časti kryštalinika Považského Inovca. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 8, s. 110 – 124.
- Kamenický, J., 1958: Predbežná zpráva o geologicko-petrografickom výskume severnej časti Inovca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.
- Kamenický, J., 1967: Predmezozoické komplexy. In: Mahel', M. et al.: Regionální geologie ČSSR, II, zv. 1. Praha, Ústř. Úst. geol., s. 50 – 58.
- Kamenický, J., 1968: Some problems of the West Carpathian Crystalline complex. In: Geol. zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 19, s. 7 – 20.
- Kamenický, L. a Kamenický, J., 1983: Prekambrium Západných Karpát. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 15, č. 4, s. 289 – 302.
- Kantor, J., 1961: Beitrag Zur Geochronologie der Magmatite und Metamorphite des west-karpatischen Kristallins. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 60, s. 303 – 317.

- Keller, I. a Pachinger, K., 1962: K nálezom pozostatkov mamutov (*Elephas primigenius*) na Trnavsku. In: Zprávy Západoslovenského múzea (Trnava), 3, s. 34 – 38.
- Kelly, S. B. a Olsen, H., 1993: Terminal fans – a review with reference to Devonian examples. In: Sed. Geol. (Amsterdam), 85, s. 339 – 374.
- Kernátsová, J., 2002: Mákkýše kvartéru Slovenska. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kernátsová, J., 2006: Nálezy fosilnej malakofauny na lokalitách Sokolovce, Ratnovce, Banka (list Piešťany – 35-324), Moravany Nad Váhom, Modrovka, Lúka (list Horná Streda – 35-322), Hrádok (list Nové Mesto Nad Váhom – 35-144) a Krivosúd (list Beckov – 35-142). Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kernátsová, J., Vaněková, H. a Harčová, E., 2005: Fosilné ekosystémy neogénu a kvartéru južnej a severnej časti Trnavskej pahorkatiny (35-322; 35-324; 35-331; 35-332; 35-333; 35-334; 35-343; 44-222; 45-111; 45-121; 45-114). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kohút, M., 1992: The Veľká Fatra granitoid pluton – an example of a Variscan zoned body in the Western Carpathians. In: Vozár, J. (ed.): The Paleozoic geodynamic domains of the Western Carpathians, Eastern Alps & Dinarides. Spec. Vol. IGCP No 276, s. 79 – 92.
- Kohút, M., Kumar, S. a Határ, J., 2004: Nové výsledky štúdia granitoidov Považského Inovca. In: Konferencia Geochemia 2004. Konferencie, Sympóziá, Semináre. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 57 – 59.
- Kohút, M. a Siman, P., 2005: Metamorfovaný vulkanicko-sedimentárny komplex Hlavin-ky v Považskom Inovci: Petrológia a geodynamika. In: Konferencia Petrológia a geodynamika, Bratislava máj 2005, s. 17.
- Kohút, M., Siman, P., Konečný, P. a Holický, I., 2005: Nie amfibolity, ale metamorfny komplex Hlavin-ky v južnej časti bojníanskeho bloku Považského Inovca. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 37, č. 1, Geovestník, s. 6.
- Kohút, M., Havrila, M., Maglay, J., Fordinál, K. a Baráth, I., 2005: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 35-411 Prašice. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kohút, M. a Havrila, M., 2006: Devón v Považskom Inovci: litológia, geodynamické konzekvencie vo vývoji paleozoika a stavby ZK. Prednáška. IV. výročný predvianočný seminár SGS. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 38, č. 2, Geovestník.
- Kochanová, M., 1959: Zpráva o paleontologickom vyhodnotení lamelibranchiátov z lokalít Inovca a Strážovskej hornatiny za rok 1958. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kochanová, M., 1965a: Problém hranice medzi rétom a hetangom v centrálnych Západných Karpatoch na základe mlžov a bruchonožcov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kochanová, M., 1965b: 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, 65 s.
- Kollár, O., 1962: Hydrogeologický vrtný prieskum pre JRD Kalnica, KPPÚ Nitra. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Korikovský, S. P. a Putiš, M., 1986: Metamorphic zones and diaphthoresis of the Považský Inovec Crystalline basement. In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 37, č. 2, s. 115 – 136.

- Košťálik, J., 1966: Príspevok k štúdiu spraší Nitrianskej pahorkatiny. In: Acta fytotechn. Univ. Agric. (Nitra), 14, s. 12 – 18.
- Košťálik, J., 1974: Charakteristika a stratigrafia fosilných pôd a spraší Nitrianskej pahorkatiny. Bratislava, Slov. Akad. Vied, s. 1 – 74.
- Kováč, M., Barát, I., Holický, I., Marko, F. a Túnyi, I., 1989: Basin opening in the Lower Miocene strike-slip zone in the SW part of Western Carpathians. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 40, č. 1, s. 37 – 62.
- Kováč, M., Marko, F. a Nemčok, M., 1990: Neogene history of intramontane basins in the western part of the Carpathians. In: Riv. ital. Paleont. Stratigr. (Milano), roč. 96, č. 2 – 3, s. 381 – 404.
- Kováč, M., Nagymarosy, A., Soták, J. a Šutovská, K., 1993: Late Tertiary paleogeographic evolution of the Western Carpathians. In: Tectonophysics (Amsterdam), 226, s. 401 – 415.
- Kováč, M., Král', J., Márton, E., Plašienka, D. a Uher, P., 1994: Alpine uplift of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 45, č. 2, s. 83 – 96.
- Kováč, P. a Havrila, M., 1997: Vnútna stavba hronika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 12, príl. 1 – 7. Príl. č. 9 In: Plašienka, D., 1997: Geodynamický vývoj centrálnych Západných Karpát počas jury a kriedy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kováč, P. a Havrila, M., 1998: Inner structure of the Hronicum. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 4, č. 4, s. 275 – 280.
- Kováč, J. a Beck, J., 2002: Závada, výpočet zásob stavebného kameňa – dolomitu, stav k 1. 4. 2002. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kováčik, M., Ivanička, J., Maglay, J., Polák, M., Elečko, M. a Olšavský, M., 2006: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 35-233 Dubodiel. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kováčiková, M., Ondrášik, M., Kováčik, M. a Jetel, J., 1995: Site selection methodology for deep repository of radioactive waste and prospective sites in Slovakia. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), č. 3, s. 191 – 200.
- Kovanda, J., 1971: Kvartérny vápence Československa. In: Sbor. geol. Věd – Antropozoikum, ř. A (Praha), 7, s. 134 – 135.
- Kozač, J., 1997: Proces prípravy hydroxidu horečnatého a uhličitanu vápenatého z dolomitu. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 29, č. 1.
- Kozur, H. a Mock, R., 1974: Holothurien-sklerite aus der Trias Slowakei und ihre stratigraphische bedeutung. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 25, č. 1, s. 113 – 143.
- Krahulec, P., Rebore, A., Uhliarik, J. a Zeman, J., 1978: Minerálne vody Slovenska, balneografia a krenografia I. Martin, Osveta, 452 s.
- Krahulec, P., Rebore, A., Uhliarik, J. a Zeman, J., 1978: Minerálne vody Slovenska, balneografia a krenografia II. Martin, Osveta, 1 035 s.
- Krist, E., Korikovský, S. P., Putiš, M., Janák, M. a Faryad, S. W., 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathian crystalline complexes. Bratislava, Univ. Comen. Press, s. 7 – 324.
- Krivý, M., 1980: Litofaciálna analýza a petrografický výskum karbonatických hornín triasu vyšších jednotiek Strážovskej hornatiny. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.

- Kubeš, P., Bielik, M., Daniel, S., Čížek, P., Fiľo, M., Gluch, A., Grand, T., Hrušecký, I., Kucharič, Ľ., Medo, S., Pašteka, R., Smolárová, E., Šefara, J., Tekula, B., Ujpál, Z., Valušiaková, A., Bezák, V., Dublan, L., Elečko, M., Határ, J., Hraško, Ľ., Ivanička, J., Janočko, J., Kaličiak, M., Kohút, M., Konečný, V., Mello, J., Polák, M., Potfaj, M., Šimon, L. a Vozár, J., 2001: Atlas geofyzikálnych máp a profilov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kukla, J., 1961: Lithologische Leithorizonte der Tschechoslowakischen Lössprofile. In: Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), roč. XXXVI, č. 5, s. 356 – 372.
- Kukla, J., Ložek, V. a Bárta, J., 1962: Das Lössprofil von Nové Mesto im Wagtal. Eiszeitalter und Gegenwart 12, Oehringen, s. 73 – 94.
- Kullman, E., 1964: Bilancia podzemných vôd v južnej časti Považského Inovca. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 31, s. 183 – 193 s.
- Kullman, E., Porubský A., Jetel, J. a Franko, O., 1975. Základná hydrogeologická mapa 1 : 200 000, list Trnava. Čiastk. záver. správa za rok 1974 – 1975. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 337 s.
- Kullmanová, A., 1958: Sedimentárno-petrografický výskum mezozoika Inovca a Strážovskej hornatiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kullmanová, A., 1978: Výskyt pestrých slieňov vrchnej kriedy vo vrte SBM-1 Soblahov. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 71, s. 157 – 160.
- Kullmanová, A., 1980: Litologicko-mikrofaciálny výskum karbonatických hornín jury a spodnej kriedy beckovskej a inoveckej série. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kullmanová, A., 1987: Litofaciálna a mikrofaciálne korelácie mezozoika (Trenčín – Bošáca – Beckov). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kullmanová, A. a Vozár, J., 1980: Hyaloklastitové lávy v slieňovcovom súvrství spodného albu na strednom Považí. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 12, č. 1, s. 53 – 62.
- Kullmanová, A. a Gašpariková, V., 1982: Vrchnokriedové sedimenty v severnej časti pohoria Považský Inovec. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 78, s. 85 – 95.
- Kuthan, M., Biely, A., Brestenská, E., Brlay, A., Krist, E., Kullman, E. a Mazúr, E., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1 : 200 000, M-34-XXXI, Nitra. Bratislava, Geofond.
- Kuthan, M. (ed.), Biely, A., Brestenská, E., Krist, E., Kuthan, E. a Szentes, F., 1964: Geologická mapa ČSSR (mapa predštvrtových útvarov) 1 : 200 000, list M-34-XXXI, Nitra. Praha, ÚGÚ – Ústř. Úst. geol.
- Kvitkovič, J., Lukniš, M. a Mazúr, E., 1956: Geomorfológia a kvartér nížin Slovenska. In: Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 8, č. 2 – 3, s. 101 – 106.
- Kysela, J., 1978: Základná inžinierskogeologická mapa 1 : 25 000, list Trenčín. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kysela, J., 1983: Reinterpretácia geologickej stavby predneogénneho podložja slovenskej časti vienedskej panvy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Leake, B. E., 1978: Nomenclature of amphiboles. In: Amer. Mineralogist (Washington), 63, s. 1 023 – 1 052.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, Ch. E. S., 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. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. a Youzhi, G., 1997: Nomenclature of amphiboles. Report of the subcommittee on amphiboles of the

- International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. In: Amer. Mineralogist (Washington), 82, s. 1 019 – 1 037.
- Lehotayová, R., 1984: Lower Miocene calcareous nannoflora of the West Carpathians. In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 9, s. 99 – 109.
- Lehotský, M., 1969: Diaľnica D-61, tunel Banka pri Piešťanoch. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Leško, B., Šutura, A. a Putiš, M., 1988: Geology of the Považský Inovec horst based on geophysical investigation. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 39, č. 2, s. 195 – 216.
- Lexa, J. (ed.), Bezák, V., Elečko, M., Eliáš, M., Konečný, V., Less, Gy., Mandl, G. W., Mello, J., Pálenský, P., Pelikán, P., Polák, M., Potfaj, M., Radocz, Gy., Rylko, W., Schnabel, G. W., Stráňik, Z., Vass, D., Vozár, J., Zelenka, T., Bilely, A., Császár, G., Čtyroký, P., Kaličiak, M., Kohút, M., Kovacs, S., Mackiv, B., Maglay, J., Nemčok, J., Nowotný, A., Pentelényi, L., Rakús, M. a Vozárová, A., 2000: Geological map of Western Carpathians and adjacent areas 1 : 500 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Lexa, J., Bačo, P., Bahna, B., Bakoš, F., Baláž, P., Bezák, V., Bystrická, B., Cicmanová, S., Ferenc, Š., Gazdačko, E., Grecula, P., Háber, M., Helma, J., Hojstříčová, V., Hraško, E., Huraj, V., Hurajová, M., Chovan, M., Jeleň, S., Kobulský, J., Koděra, P., Kohút, M., Kollárová, V., Konečný, P., Konečný, V., Kováčik, M., Král, J., Kyselica, M., Luptáková, J., Marsina, K., Mackových, D., Maťo, E., Michalko, J., Mikuš, T., Moravanský, D., Németh, Z., Ozdín, D., Petro, M., Pršek, J., Radvanec, M., Rojkovič, I., Rojkovičová, E., 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.
- Lóczy, L., 1922: A Magyar birodalom és a szomszédos országok határos területeinek földtani térképe mérték 1 : 900 000. Az összes magyar geológusok és geológiai szaktanárok, valamint számos osztrák geológus szakferfi eredeti felvételei alapján szerkesztette idősb Lóczy Lajos Dr. Budapest, A Magyar földrajzi társaság.
- Ložek, V., 1951: Přehled měkkýších faun kvartémních sedimentů na základě novějších výzkumů. In: Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), XVIII, s. 553 – 572.
- Ložek, V., 1955: Měkkýši československého kvartéru. In: Rozpr. Ústf. Úst. geol. (Praha), 17.
- Ložek, V., 1963: Interglaciály na Slovensku a jejich význam pro stratigrafii kvartéru. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 64, tab. I – IV, s. 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. In: Sbor. Čs. Společ. zeměp. (Praha), roč. 65, č. 1, s. 6 – 14.
- Lukniš, M., 1946: Poznámky ku geomorfologii Beckovskej brány a priľahlých území. In: Práce Št. geol. Úst. (Bratislava), 15, s. 1 – 32.
- Lukniš, M., 1961: Nížiny, kotliny a pohoria Slovenska. Bratislava, Osveta, s. 13 – 24.
- Lukniš, M., 1964: Pozostatky starších povrchov zarovnávania reliéfu v Československých Karpatoch. In: Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 16, č. 3, s. 289 – 296.
- Lukniš, M. a Vaškovský, I., 1967: Quarternary of the West Carpathians, XXIII IGC Praha.
- Lunga, S., 1964: Geologická zpráva o štruktúrnom prieskume v piešťanskom zálive za rok 1963. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Madarás, J. (ed.), Olšovský, M., Filo, I., Maglay, J., Kohút, M., Buček, S., Hók, J., Ivanička, J., Fordinál, K., Kováčik, M., Šiman, P., Demko, R., Boorová, D. a Havrila, M., 2006: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 35-144 Nové Mesto n. Váhom. 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.
- Maglay, J., Pristaš, J., Nagy, A., Fordinál, K., Elečko, M., Buček, S., Havrila, M., Kováčik, M., Hók, J., Kernátsová, J., Baráth, I., Kubeš, P., Kucharič, Ľ., Malík, P., Zuberec, J., Klukanová, A., Ondrášik, M., Čurlík, J. a Ševčík, P., 2005: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 50 000, listy: 35-14 (Nové Mesto nad Váhom-časť), 35-31 (Senica-časť), 35-32 (Piešťany-časť), 35-44 (Malacky-časť), 35-33 (Trnava-časť), 35-34 (Hlohovec-časť), 44-22 (Bratislava-časť), 45-11 (Senec-časť), 45-12 (Galanta-časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Maglay, J. (ed.), Pristaš, J., Nagy, A., Fordinál, K., Buček, S., Havrila, M., Kováčik, M., Elečko, M. a Baráth, I., 2005a: Geologická mapa regiónu Podunajská nížina – Trnavská pahorkatina v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Maglay, J. (ed.), Pristaš, J., Nagy, A., Fordinál, K., Elečko, M., Buček, S., Havrila, M., Kováčik, M., Hók, J., Kernátsová, J., Baráth, I., Kubeš, P., Kucharič, Ľ., Malík, P., Zuberec, J., Klukanová, A., Ondrášik, M., Čurlík, J. a Ševčík, P., 2005b: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Trnavská pahorkatina v M 1 : 50 000. Čiast. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Maheľ, M., 1948: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a Hornou Nitrou. The Tectonic of the Territory between the middle Váh and the upper Nitra. In: *Práce Št. geol. Úst., Zoš. (Bratislava)*, 18, s. 1 – 79.
- Maheľ, M., 1950: Obalová séria Inovca. In: *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení (Bratislava)*, roč. 1, č. 1, s. 47 – 58.
- Maheľ, M., 1950: Pôvod minerálnych vôd v Piešťanoch. In: *Geol. Sbor. (Bratislava)*, roč. I, č. 2 – 3 – 4, s. 94 – 105.
- Maheľ, M., 1951: Tektonika strednej časti Inovca. In: *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení (Bratislava)*, roč. 2, s. 151 – 168.
- Maheľ, M., 1953: K stratigrafii treťohôr Bánovskej tabule. In: *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení (Bratislava)*, roč. 3, č. 3 – 4, s. 53 – 69.
- Maheľ, M., 1957: Jadrové pohoria, špecifický znak Západných Karpát. In: *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení (Bratislava)*, roč. 8, č. 2, s. 180 – 193.
- Maheľ, M., 1958: Stratigrafické výsledky základného výskumu mezozoika centrálnych Karpát na úlohe XIV/04. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Maheľ, M., 1959: Nové členenie a historicko-geologický vývin mezozoika centrálnych Karpát. In: *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, č. 55.
- Maheľ, M., 1960 (recte Maheľ, M., 1961): Geologická stavba Malých Karpát. In: *Zjazdový sprievodca. XII. zjazd Čs. spoločnosti pre min. a geol. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, s. 45 – 67, 80 – 82.
- Maheľ, M., 1961: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika centrálnych Karpát. In: *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, č. 21, s. 5 – 28.

- Maheľ, M., 1962: Problémy a cesty ďalšieho rozvoja geologického výskumu v československých Karpatoch. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 61, s. 13 – 54.
- Maheľ, M., 1962: Stratigrafický prínos vo výskume jury a spodnej kriedy centrálnych Karpát a jeho dôsledky. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 62, s. 187 – 204.
- Maheľ, M., 1964: Severogemeridné a hrónské synklinorium v Centrálnych Karpatoch. In: Čas. Mineral. Geol. (Praha), roč. 9, č. 4, s. 393 – 401.
- Maheľ, M., 1969: Zlomky a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 47, s. 7 – 29.
- Maheľ, M., 1973: Tectonical structures of the West Carpathians. Guide to excurs. A. X. Congr. Carpathian-Balkan Assoc. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 80.
- Maheľ, M., 1979: Vysvetlivky ku geologickým mapám mezozoika v mierke 1 : 25 000 severnej a strednej časti Považského Inovca. Čiastk. záver. správa za rok 1979. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 44 s., 3 pril., 5 máp 1 : 25 000.
- Maheľ, M., 1979a: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000 severnej a strednej časti Považského Inovca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Maheľ, M., 1979b: Bebravská séria a jej postavenie v chočskom príkrove. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 11, č. 1, s. 1 – 20.
- Maheľ, M., 1981: Island character of Klippen Belt; Vahicum – continuation of southern Penninicum in West Carpathians. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 32, s. 293 – 305.
- Maheľ, M., 1981a: Penninikum v Západných Karpatoch z pohľadu globálnej tektoniky. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 13, č. 4, s. 289 – 306.
- Maheľ, M., 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape Strážovských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 5 – 89.
- Maheľ, M., 1984: Tektonické mapy 1 : 100 000 pohorí: Považský Inovec, Strážovské vrchy, Stratsenské vrchy, Humenské vrchy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Maheľ, M., 1985: Geologická stavba Strážovských vrchov. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 221 s.
- Maheľ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát 1. Palealpínske jednotky. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, s. 1 – 503.
- Maheľ, M., Brestenská, E., Buday, T., Čechovič, V., Eliáš, K., Franko, O., Hanáček, J., Kamenický, L., Kullman, E., Kuthan, M., Matějka, A., Mazúr, M. a Salaj, J., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXV Žilina.
- Maheľ, M. a Harčár, J., 1964: Zhodnotenie vrstev pri západnom okraji Inovca v širšej oblasti Beckova. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Maheľ, M., Kamenický, J., Fusán, O. a Matějka, A., 1967: Regionální geologie, díl II., Západní Karpaty, sv. 1. Praha, Academia, vyd. ČSAV, Ústř. Úst. geol., s. 1 – 496.
- Maheľ, M. a Buday, T. (eds.), 1968: Regional geology of Czechoslovakia, part II, the Western Carpathians. Praha, Academia, s. 85 – 94.
- Maheľ, M. a Konečný, V., 1980: 2. Tektonika 1 : 1 000 000. In: Atlas Slovenskej socialistickej republiky. Bratislava, Slov. Akad. Vied, Slov. úrad geodézie a kartografie, s. 20.
- Maheľ, M. a Havrila, M., 1980: Mezozoikum východnej časti Považského Inovca. Čiastk. záver. správa za rok 1980. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Maheľ, M., Putiš, M. (eds.) a Havrila, M., 1980: Tektonická mapa Považského Inovca 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Maheľ, M., Kahan, Š., Gross, P., Vaškovský, I. a Salaj, J., 1981: Geologická mapa Strážovských vrchov. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Maheľ, M., Kodym, O. a Malkovský, M., 1984: Tektonická mapa ČSSR. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Maheľ, M., Putiš M., Plašienka, D. a Marko, F., 1984: Čiastková správa k tektonickej mape Považského Inovca 1 : 100 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 45.
- Machmerová, E., Bačová, Z., Bajo, I. a Mlynarčík, M., 2000: Mezozoikum strednej a južnej časti Považského Inovca, hydrogeologický rajón MG-047. Geokonzult Košice. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 134 s.
- Maniar, P. D. a Piccolli, P. M., 1989: Tectonic discrimination of granitoids. In: Bull. Geol. Soc. Amer. (Boulder), roč. 101, č. 5, s. 635 – 643.
- Marko, J., 1986: Zlomy v Malých Karpatoch, Považskom Inovci, Strážovskej hornatine a Nízkych Tatrách. Manuskript. Bratislava, archív GÚ SAV, s. 1 – 133.
- Marko, F., 2002: Zlomy a ich úloha počas terciárnej evolúcie Západných Karpát (región ALCAPA – západ). Habilitačná práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.
- Marko, F. a Kováč, M., 1995: Vznik, vývoj a zánik spodnomiocénnych sedimentačných priestorov v pribradlovej zóne (Vaďovská kotlina, Západné Karpaty). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Marko, F., Plašienka, D. a Fodor, L., 1995: Meso-cenozoic tectonic stress fields within the Alpine-Carpathian transition zone. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 46, č. 1, s. 19 – 27.
- Marko, F. a Kováč, M., 1996: Rekonštrukcia miocénnej tektonickej evolúcie Vaďovskej kotliny na základe analýzy štruktúrneho a sedimentárneho záznamu. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 28, s. 81 – 91.
- Marková, M., 1975: Mineralogicko-petrografické vyhodnotenie miocénneho súvrstvia vrtu DB-15 z Bánovskej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Masár, J., Hasch, J. a Jezný, M. et al., 1980: Považský Inovec – štúdia Stavebný a dekoratívny kameň, stav k 31. 10. 1980. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Masaryk, P., 1993: Sedimentológia a litofácie sedimentov reiflingských intraplatformových depresii v centrálnych Západných Karpatoch. In: Geodynamický vývoj Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 31 – 38.
- Máška, M. a Zoubek, V., 1961: Tektonický vývoj západokarpatské soustavy. In: Tektonický vývoj Československa. Praha, Vyd. ČSAV, 232 s.
- Matějka, A., 1949: Přehled geologických poměrů Malé Dunajské nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Matějka, A. a Andrusov, D., 1931: II. Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. In: Matějka, A. a Andrusov, D. (eds.), 1931: Guide des excursion dans les Carpathes occidentales... En Tchécoslovaquie 1931. Texte. Kniha. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13 A, s. 19 – 163, 397.
- Mateovič, L., 1976: Vyhodnotenie hydrogeologického vrtu na lokalite Závada r. 1976. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Matte, Ph., 1986: Tectonics and Plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. In: Tectonophysics (Amsterdam), č. 196, s. 309 – 337.
- Matte, Ph., 1991: Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. In: Tectonophysics (Amsterdam), č. 196, s. 309 – 337.

- Matula, M., 1965: Synoptical engineering-geological map of Slovankia 1 : 500 000. Bratislava, Slovenská kartografia.
- Mazúr, E., 1963: Žilinská kotlina a príľahlé pohoria. Bratislava, Slov. Akad. Vied.
- Mazúr, E. a Kalaš, L., 1963: Vývoj doliny stredného Váhu v mladom pleistocéne. In: Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. XV, č. 2.
- Mazúr, E. a Činčura, J., 1964: Prispevok k niektorým kvartérnym formám a útvarom so zvláštnym zreteľom na územie Slovenska. In: Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied (Bratislava), č. 1, s. 17 – 21.
- Mazúr, E. a Činčura, J., 1975: Poverchnosti Vyravnivanja Zapadnych Karpat. Stud. geomorphol. (Kraków), IX, s. 27 – 36.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1978: Regionálne geomorfologické členenie Slovenskej socialistickej republiky. In: Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 30, č. 2, s. 101 – 125.
- Mazúr, E. a Jakál, J. (eds.), 1980: Atlas SSR. Bratislava, Slov. Akad. Vied.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1980: Geomorfologické členenie SSR a ČSSR. I. vydanie. Bratislava, Slovenská kartografia.
- Mello, J., 1979: Sú tzv. vyššie subtatranské príkrovy a silický príkrov súčasťou gemerika? In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 11, č. 3, s. 279 – 281.
- Mello, J. (ed.), Buček, S., Filo, I., Havrila, M., Maglay, J., Nagy, A., Potfaj, M., Rakús, M., Teťák, F., Salaj, J., Fordinál, K., Siráňová, Z., Iglárová, L., Kubeš, P., Liščák, P., Rapant, S., Remšík, T. a Zuberec, J., 2011: Vysvetlivky ku Geologickej mape Stredného Považia 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 410.
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of midocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. In: Chem. Geol. (Amsterdam), 56, s. 207 – 218.
- Mihál', F., 2003: Geologická stavba severnej časti Považského Inovca na základe výsledkov vyhl'adavacieho prieskumu na rádioaktívne suroviny v rokoch 1972 – 1983 (Správa). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 48.
- Mihál', F. a Felber, E., 1973: Záverečná správa z geologického mapovania. Lokalita: Považský Inovec – severná časť. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Uranpres.
- Michalík, J., 1975: Biostratigrafia a litofaciálny výskum triasu Západných Karpát (stratigrafia a fácie súvrstvia „rétu“ krížňanského príkrovu). Manuskript. Bratislava, archív Geol. úst. Slov. Akad. Vied, s. 1 – 72, 22 obr., bibl. 65 – 72.
- Michalík, J., Reháková, D. a Halasová, E., 1990: K stratigrafii jursko-kriedových súvrství v doline Hlboč (vyšoká jednotka krížňanského príkrovu, Malé Karpaty). In: Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 9a, s. 183 – 204.
- Michel', M., 1956: Správa o výskume vápencov a dolomitov v oblasti M. Karpát, Inovca a Strážovskej hornatiny za r. 1956. Zásoby vápencov a dolomitov v oblasti oblasti M. Karpát, Inovca a Strážovskej hornatiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Michel, J., 1986: Slovensko – kamenivo pre biele a farebné betóny, satvebný kameň, štúdia VP. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mišík, M., 1952: O vzniku spráše. In: Prír. a Spoloč. (Martin), roč. 1, č. 8, s. 502 – 503.
- Mišík, M., 1966: Mikrofácie vápencov mezozoika a terciéru Západných Karpát. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied.
- Mišík, M., 1976: Geologické exkurzie po Slovensku. Bratislava, SPN.

- Mišík, M. a Jablonský, J., 1978: Spodnotriasové kremence a zlepenca Malých Karpát (rozbor valúnov, smery transportu, genéza). In: Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), č. 33, s. 5 – 36, tab. 1 – 16.
- Mišík, M., Jablonský, J., Mock, R. a Sýkora, M., 1981: Konglomerate mit exotischem Material in dem Alb der Zentralen Westkarpaten – paläographische und tektonische Interpretation. In: Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), č. 37, s. 5 – 55.
- Mišík, M. a Jablonský, J., 1999: Lower Triassic quartzites of the Western Carpathians: sources of clastics, and transport directions. In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 50, s. 58 – 59. Abstract. Spec. iss. – International Geological Conference, october 11 – 14, 1999, Smolenice, Slovak Republic.
- Mišík, M. a Jablonský, J., 2000: Lower Triassic quartzites of the Western Carpathians: transport directions, source of clastics. In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 51, č. 4, s. 251 – 264.
- Mlynárčík, M., 1998: Kvartér Trenčianskej kotliny a priľahlé mezozoikum, QM 038, vyhľadávaci HGP. Geokonzult Košice. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 171 s., 27 príl.,
- Mock, R., 1971: Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre Verwendung in der Stratigraphie. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 22, č. 2, s. 241 – 260.
- Mořkovský, M., 1957: Závěrečná zpráva o mělkém strukturním průzkumu za r. 1956 v Malé dunajské nížině. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mořkovský, M., 1960: Nástin geologických poměrů SZ části trnavského výbežku Malé dunajské nížiny. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 59, s. 103 – 117.
- Mucha, I., 1961: Hydrogeologické pomery východnej časti Považského Inovca. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.
- 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, s. 7 – 187.
- Nahálka, A. a Tabak, J., 1977: Krivosúd-Bodovka, stavebný kameň, združený prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Némethyová, M., 1988: Kočovce – prieskum pre vodný zdroj, hydrogeologický prieskum (vrt HKM-2 90,0 m). Vodné zdroje Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Némethyová, M., Novomestská, D., Košťov, K. a Ševčík, J., 1991: Beckov-Ostredky, hydrogeologický prieskum. Vodné zdroje Bratislava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Neubauer, F. a von Raumer, J. F., 1993: The Alpine basement linkage between variscides and East-Mediterranean mountain belts. In: von Raumer, J. F. a Neubauer, F. (eds.): The pre-Mesozoic geology of the Alps. Springer-Verlag, s. 641 – 663.
- Odstrčil, J. a Hromec, J., 1974: Tíhový průzkum na západním Slovensku v širším okolí Nového Mesta n. Váhom. Záver. správa. Manuskript. Brno, archív Geofyzika.
- Ondrejčíková, A., 1975: Mäkkýše z miocénnych sedimentov Bánovskej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ondrejčíková, A., 1979: Eggenburgian Mollusc of Bánovská kotlina depression. In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 4, s. 81 – 104.
- Pelišek, J., 1952: Spráše dolního Považí. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied. (Bratislava), roč. 3, č. 3 – 4, s. 87 – 101.

- Pelišek, J., 1972: Spraše a sprašové hlíny Československa. In: Geol. Průzk. (Praha), roč. 14, č. 9, s. 257 – 259.
- Petrbok, J., 1935: Měkkýši slovenského kvartéru. RČA, XLIV, 15, 16s.
- Petrbok, J., 1953: Význam „Velké rokle“ u Moravan pro studium pleistocénu. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 3, č. 3 – 4, s. 41 – 51.
- Petrík, I. a Kohút, M., 1997: The Evolution of Granitoid Magmatism During the Hercynian Orogen in the Western Carpathians. In: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Monograph. Bratislava, Miner. slov., s. 235 – 252.
- Petrík, I., Kohút, M. a Broska, I. (eds.) with Uher, P., Hraško, L., Janák, M., Plašienka, D. a Bezák, V., 2001: Granitic plutonism of the Western Carpathians. Monograph. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 116 s.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. a Siever, R., 1973: Sands and Sandstone. New York, Wiley, s. 1 – 618.
- Pia, J., 1920: Die Siphoneae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide. In: Abh. Zool.-Bot. Gesell. (Wien), roč. 11, č. 2, 263 s.
- Pia, J., 1930: Upper Triassic fossils from the Burmo-Siamese frontier. A new *Dasycladacea*, *Holosporella siamensis* nov. gen., nov. sp., with a description of the allied genus *Aciculella* Pia. In: Rec. Geol. Surv. India (Calcutta), roč. 63, č. 1, s. 177 – 181.
- Planderová, E., 1965: Palynologické vyhodnotenie vrstov DB-10 a DB-11. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Planderová, E. a Polák, M., 1976: O veku triasových dolomiticko-bridličnatých vrstiev z obalovej série Veľkej Fatry. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 65, s. 75 – 79.
- Plašienka, D., 1976: Geologické pomery obalovej série severnej časti Považského Inovca. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF KU s. 1 – 54.
- Plašienka, D., 1995: Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Druhá časť: Štruktúrna geológia a paleotektonická rekonštrukcia. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 27, č. 3, s. 179 – 192.
- Plašienka, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. Bratislava, Veda, 127 s.
- Plašienka, D. a Marko, F., 1993: Geologická stavba strednej časti Považského Inovca. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 25, s. 11 – 22.
- 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. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 26, č. 5, s. 311 – 344.
- Plašienka, D., Grecula, P., Putiš, M., Hovorka, D. a Kováč, M., 1997: Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. In: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (eds.): Geological Evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. slov. – Monograph., s. 1 – 24.
- Plašienka, D., Havrila, M., Michalik, J., Putiš, M. a Reháková, D., 1997: Nappe structure of the western part of the Central Carpathians. In: Plašienka, D., Hók, J., Vozár, J. a Elečko, J., (eds.): Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. (International conference held on the occasion of Centennial of Dimitrij Andrusov, Bratislava 11. – 14. 9. 1997). Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 166.
- Plašienka, D., Marko, F., Kováč, M. a Dzúrik, J., 1998: Geologická a štruktúrne-tektonická mapa Považského Inovca v mierke 1 : 50 000. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 3 – 19.

- Polák, S., 1956: Propylitizované dacitoidné efuzíva Inoveckého pohoria. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 6, s. 45.
- Polák, M. a Ondrejčíková, A., 1993: Lithology, microfacies and biostratigraphy of radiolarian limestones, radiolarites in the Krížna nappe of the Western Carpathians. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 25, č. 6, s. 391 – 410.
- 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. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), č. 3 – 4, s. 293 – 310.
- Polák, M., Filo, I., Havrila, M., Bezák, V., Kohút, M., Kováč, M., Vozár, J., Mello, J., Maglay, J., Elečko, M., Vozárová, A., Olšovský, M., Siman, P., Buček, S., Siráňová, Z., Hók, J., Rakús, M., Lexa, J., Šimon, L., Pristaš, J., Kubeš, P., Zakovič, M., Liščák, P., Žáková, E., Boorová, D. a Vaněková, H., 2003: Vysvetlivky ku geologickej mape Starohorských vrchov, Čučeráže a severnej časti Zvolenskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 218.
- Poller, U., Janák, M., Kohút, M. a Todt, W., 2000: Early Variscan Magmatism in the Western Carpathians: U-Pb Zircon Data from Granitoids and Orthogneisses of the Tatra Mts. (Slovakia). In: Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.), 89, s. 336 – 349.
- Pop, G., 1994: Calpionellid evolutive events and their use in Biostratigraphy. In: Rom. J. Stratigraphy (Bucharest), s. 7 – 24.
- Pospíšil, L., 1983: Interpretácia družicových snímok s ohľadom na štruktúrnú stavbu v širšom okolí vnútorných kotlín centrálnej časti Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Geocomplex.
- Pristaš, J., Elečko, M., Polák, M., Mello, J., Gross, P., Határ, J., Vozárová, A., Havrila, M., Fordinál, K., Fejdiová, O. a Žáková, E., 1997: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy 35-421 Partizánske, 34-411 Prašice (časť), 35-412 Chynorany, 35-413 Bojná a 35-431 Preseľany. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pristaš, J. (ed.), Elečko, M., Maglay, J., Fordinál, K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M., Havrila, M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J., Tkáčová, H., Tkáč, J., Liščák, P., Jánová, V., Švasta, J., Remšík, A., Žáková, E. a Töröková, I., 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 250 s.
- Prošek, F. a Ložek, V., 1953: Sprašový profil v Bance u Piešťan (západní Slovensko). In: Anthropozoikum (Praha), III, s. 301 – 323.
- Prošek, F. a Ložek, V., 1955: Výskum sprašového profilu v Zamarovciach u Trenčína. In: Anthropozoikum (Praha), 4.
- Putiš, M., 1980: Succession of tectonic structures in the crystalline and envelope Paleozoic of the Považský Inovec Mts. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 31, s. 619 – 625.
- Putiš, M., 1981: Geologicko-tektonické pomery predtriasových útvarov Považského Inovca a kryštalinika Kráľovej hole. Manuskript. Bratislava, archív GÚ SAV, s. 1 – 187.
- Putiš, M., 1982: Metamorfózy v kryštaliniku a obalovom paleozoiku Považského Inovca. In: Zbor. ref. Metamorfné procesy v Záp. Karpatoch. (Konferencie – Sympóziá – Semináre). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 39 – 43.
- Putiš, M., 1983: Outline of geological-structural development of the crystalline complex and envelope Paleozoic of the Považský Inovec Mts. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 34, č. 4, s. 457 – 482.

- Putiš, M., 1986: Príspevok k poznaniu mladšieho paleozoika Považského Inovca. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 84, s. 65 – 83.
- Putiš, M., 1991a: Tectonic styles and Late Variscan-Alpine evolution of the Tatric-Veporic crystalline basement in the Western Carpathians. In: Zbl. Geol. Paläont. (Stuttgart), T. I, H. 1, s. 181 – 204.
- Putiš, M., 1991b: Geology and petrotectonics of some shear zones in the West Carpathian crystalline complexes. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 23, č. 6, s. 459 – 473.
- Putiš, M., 1992: Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathians crystalline basement. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 43, s. 369 – 380.
- Putiš, M., Gawlick, H. J. a Sulák, M., 2005: Transformation of passive to active continental margin in Jurassic-Cretaceous evolution of the northern internal Western Carpathians. In: Petrológia a geodynamika, Zborník abstraktov. Bratislava, s. 25 – 26.
- Putiš, M., Sulák, M., Gawlick, H. J. a Bojar, A. V., 2006: Infratatrikum Považského Inovca (Západné Karpaty) – geodynamická evolúcia kontinentálneho svahu v susedstve oceánskeho penninika. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 38, č. 1, s. 7 – 28.
- Rakús, M. a Ožvoldová, L., 1999: On the age of radiolarites from the Manín Unit (Butkov Klippe, Middle Váh valley, Western Carpathians). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 31, s. 79 – 86.
- 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.
- Rebro, A., 1981: Koplotovce – Piešťany, vyhodnotenie režimných parametrov a korelácií, hydrogeologický prieskum. IGHP Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Rebro, A., 1996: Vzácné a obdivuhodné vody Slovenska. Piešťany, Balneologické múzeum, 182 s.
- Remšík, A., Bodiš, D., Franko, O., Kysela, J. a Zbořil, L., 1983: Geologické zhodnotenie trnavského zálivu pre výskum geotermálnych zdrojov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Rohalová, M., Tabak, J., Bondarenková, A. a Kováč, 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.
- Rohalová, M., Galko, I., Hruškovič, S., Killík, J. a Slovák, E., 1988: Slovensko, tehliarske suroviny, štúdia VP. Manuskript. Bratislava, archív Štát. Geol. Úst. D. Štúra.
- Salaj, J., 1959: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie albských a spodnocenománskych vzoriek vyzbieraných v okolí Beckova a Starej Lehoty. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Salaj, J. a Samuel, O., 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide (Slowakei). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 7 – 291, tab. 1 – 48.
- Salaj, J., Borza, K. a Samuel, O., 1983: Triassic Foraminifers of the West Carpathians. Monografia. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 213 s., tab. 1 – 157.
- Salaj, J. (ed.), 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, s. 9 – 181.
- Salaj, J. a Zlinská, A., 1991: Early-Miocene sediments of marly facies at Považská Teplá (West Carpathians). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 23, č. 2, s. 173 – 178.

- Samuel, O., Salaj, J. a Began, A., 1980: Litostratigrafická charakteristika vrchnokriedových a paleogénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 6, s. 8 – 111.
- Samuel, O. a Gašpariková, V. (eds.), 1983: 18th European Colloquy on Micropaleontology. Excursion Guide. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 215 s.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrandez, C., Jauhari, A. K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J. M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Z., Tosquella, J. a Zakrevskaya, E., 1998: Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. In: Bull. Soc. géol. France (Paris), roč. 169, č. 2, s. 281 – 299.
- Scherer, S., Slaninka, I., Vozár, J., Malík, P., Michalko, J., Švasta, J., Bottlik, F. a Bahnová, N., 2004: Mezozoikum a paleozoikum SZ časti Považského Inovca – hydrogeologický rajón MG 046, vyhľadávaci hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 206 s., 14 príloh.
- Schloser, L., 1960: Výskum vlastností hliny so zameraním na vypracovanie návrhu novej technológie výroby tehliarskeho tovaru, lokalita Hlohovec. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Schmidt, Z. a Halouzka, R., 1970: Nová fauna vertebrát villafranchienu zo Strekova na Hronskej pahorkatine (Podunajská nížina). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 51, s. 173 – 183.
- Schmidt, Z., 1975: Elefantoidné chobotnatce Slovenských Karpát a nížin. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 74 s.
- Schmidt, Z., 1984: Malakofauna kvartéru v Moravanoch (PDN). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 10 s.
- Siráňová, Z., 2004: Petrografické vyhodnotenie pieskovcov z neogénu Považského Inovca (piešťanské vrstvy). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Siráňová, Z., 2006: Petrografické vyhodnotenie paleogénnych pieskovcov z Považského Inovca (list 35-322 Horná Streda). In: Havrila, M., Buček, S., Fordinál, K., Kohút, M. a Maglay, J., 2006: Základná geologická mapa a vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list Horná Streda (35-322). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Slávik, J. (ed.), Bartalský, J., Buday, T., Bystrický, J., Čillík, J., Gašparik, J., Hano, V., Hruškovič, S., Ilavský, J., Ilavská, Ž., Kantor, J., Polák, S., Porubský, A., Račický, M., Tkáčik, P., Ťapák, M. a Urban, K., 1967: Nerastné suroviny Slovenska. In: Akt. geol. Priesk. (Praha), Ústř. Úst. geol.
- Sliva, L., Vojtko, R., Joniak, P., Kováč, M. a Baráth, I., 2002: Sedimentology of Pliocene and Quaternary deposits of southern part of the Považský Inovec Mts. In: Michalík, J., Hudáčeková, N., Chalupová, B. a Starek, D. (eds.), 2002: Paleogeographical, Paleoeological, Paleoclimatical Development of Central Europe, Abstract Book, 5 – 7th June 2002. Bratislava, GÚ SAV, s. 70.
- Smiešková, K. a Hasch, J., 1989: Rožňové Mitice – Mníchova Lehota, kameň pre priemyslové a stavebné účely. ŤP. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Smiešková, K., 1993: Hrádok – výpočet zásob kameňa pre stavebné účely, stav k 27. 7. 1993. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Smiešková, K. a Kandra, K., 1999: Rožňové Mitice – Mníchova Lehota – výpočet zásob kameňa pre priemyslové a stavebné účely, stav k 8. 4. 1994. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Smolíková, L., 1960: Fosilní skvrnité pudy v ČSSR (předběžná správa). In: Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), roč. 35, č. 5, s. 371 – 373.
- Sobolev, V. M., 1979: Lito-stratigrafičeskije osobennosti razreza permi Považskovo Inovca (otčet po rezul'tatam lito-facial'nych issledovanij provedennyh v 1978 – 79). Manuskript. Archiv Uranpres, s. 1 – 34.
- Soták, J., Plašienka, D., Spišiak, J. a Uher, P., 1993: Neptunické dajky v bázičských vulkanitoch Považského Inovca. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 25, s. 193 – 201.
- Spengler, E., 1937: Reliefüberschiebungen in den Westkarpathen. Praha, Lotos.
- Stache, G., 1864a: Bericht über geologischen Verhältnisse des Inovec-Gebirges in Ungarn in dem Gebiete zwischen Waag und Neutra. In: Jb. geol. Reichsanst. (Wien), roč. 14, č. 2, s. 68 – 72.
- Stache, G., 1864b: Geologische Aufnahme des Inovec Gebirges. In: Verh. Geol. Reichsanst. (Wien), 14, s. 42 – 47.
- Stache, G., 1864c: Sedimentärschichten im Inovec-Gebirge. Berichtes über die geologischen Verhältnisse des Inovec-Gebirges in Ungarn in dem Gebiete zwischen Waag und Neutra. In: Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), roč. 14, č. 2, Verh. Geol. Reichsanst., Sitzungsber. (Wien), s. 68 – 72.
- Stampfli, G. M., 1996: The Intra-Alpine terrain: A Paleothethyan remnant in the Alpine Variscides. In: Eclogae geol. Helv. (Basel), 89, s. 13 – 42.
- Steininger, F. F., Seneš, J., Kleemann, K. a Rögl, F. (eds.), 1985: Neogene of the mediterranean Tethys and Paratethys, vol. 1, 2. University of Vienna, s. 1 – 189, 1 – 536.
- Šabíková-Hlôšková, Z., 1995: Správa o palynologickom vyhodnotení vzoriek z lunzských vrstiev chočského príkrovu Veľkej Fatry na lokalite Veľký Šturec (sedlo). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šajgalik, J., 1964: Genéza spraší vo svetle súčasných výskumov. In: Acta Geol. geogr., Univ. Comen., Geol. (Bratislava), č. 9.
- Šajgalik, J. 1964a: Petrografia považských spraší. Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava), č. 9.
- Šajgalik, J., 1964b: Die Lössablagerungen des Váh – Tales. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. XV, č. 2, s. 243 – 252.
- Šajgalik, J., 1967: Kvartérne sedimenty údolia Váhu medzi Trenčínom a Piešťanmi. In: Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), č. 12, s. 133 – 154.
- Šajgalik, J., Martiny, E. a Čičel, B., 1961: Pôvod, mineralogicko-chemické zloženie a koloidno-disperzné minerály spraší z okolia Trenčína. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. XII, č. 2.
- Šajgalik, J. a Modlitba, I., 1983: Spráše Podunajskej nížiny a ich vlastnosti. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, s. 41 – 74.
- Šancer, E. V., 1951: Alluvij ravninných rek umernennogo pojasa i ego značenie dľa poznania zonomernostej strojenia i formirovanija alluviaľnych svit. In: Trudy Inst. geol. nauk. vyp., geol. ser., č. 55, s.135.
- Šarinová, K., 2000: Sedimentárno-petrografická analýza kvartérnych sedimentov Ripňanskej priehlbiny. Dipl. práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, s. 23 – 54.
- Šarinová, K. a Maglay, J., 2002: Sedimentology and petrography of Lukáčovce Mb. in the Nitrianska pahorkatina Upland. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 8, č. 1, s. 3 – 11.
- Šarlavová, M., 1981: Vyhodnotenie prieskumných hydrogeologických vrtov HVZ-1 a HVZ-2 na lokalite Závada – Záhrada. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Špička, V. a Zapletalová, I., 1964: Nástin korelace karpát v československé části vídeňské pánve. In: Sbor. geol. Věd, Geol. (Praha), 5, s. 127 – 156.
- Štimmel, I., Novotný, L. a Mihál, F., 1984: Závěrečná správa o geologicko-prieskumných prácach v oblasti Považského Inovca v rokoch 1965 – 1983. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 220.
- Štúr, D., 1859: Die geologische Übersichtskarte des Wassergebietes der Waag im nordwestlichen Ungarn. In: Jb. geol. Reichsanst. (Wien), roč. X, s. 27 – 31.
- Štúr, D., 1860: Bericht über die geologische Übersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. In: Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), roč. XI, č. 1, s. 17 – 151.
- Štúr, D., 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Gran-Thale. In: Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), roč. 18, č. 3, s. 337 – 426. In: Práce Dionýza Štúra, Vybrané state. Bratislava, Slov. Akad. Vied 1960, s. 182 – 267.
- Šubjaková, M. a Windt, D., 1960: Lúka nad Váhom, dolomitické piesky. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šutora, A., Janoščík, M. a Leško, B., 1983: Geofyzikální průzkum flyšového pásma vnitrokarpatkých jednotek v západní části Slovenska. Manuskript. Brno, archív Geofyzika.
- Šutora, A., Hromec, J., Janoščík, M., Kumeš, R. a Zavřelová, D., 1985: Ověřování geofyzikálních indikací na lokalitě Považský Inovec a Nové Mesto nad Váhom. Etapa I. a II. 1983/85. Manuskript. Brno, archív Geofyzika.
- Tabak, J., Šalagová, V. a Slivkovský, M., 1970: Piešťany – Trenčín – suroviny pre výstavbu diaľnice D 61. Záver. správa a výpočet zásob z etapy VP, so stavom k 30. 6. 1970. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ľapák, 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.
- Tkáč, J., Šefara, J., Tkáčová, H., Šantavý, J., Kubeš, P. a Husák, Ľ., 1997: Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií. Región Nitrianska pahorkatina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Toborff, Z., 1918: Die Granite und kristallinische Schiefer der Inovec – Zobor – Tribecs und Zjar-Gebirge. Bericht über die Aufnahmen in der Jahren 1917 – 1918. In: Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. (Budapest).
- Uhlig, V., 1902: Beiträge zur Geologie des Fátrakrivágebirges. In: Denkschriften (Österr. Akad. Wiss.), math.-naturwiss. Kl. (Wien), LXXII, s. 519 – 561.
- Uhlig, V., 1903: Bau und Bild der Karpaten. In: III. Teil von Bau und Bild Österreichs. Wien – Leipzig (Detailliert über den Inovec p. 745 – 750), III. Teil, s. 651 – 911.
- Uhlig, V., 1907: Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. In: Denkschriften (Österr. Akad. Wiss.) math.-naturwiss. Kl. (Wien), 116, č. 1, s. 871 – 982.
- Valušiaková, A. a Šantavý, J., 1997: Mezozoikum strednej a južnej časti Považského Inovca – geofyzika. Záv. správa. Manuskript. Košice, archív Geoconsult.
- Vaněková, H., 2004: Paleobotanické nálezy v neogénnych sedimentoch na liste 35-324 Piešťany. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vaněková, H., 2005: Biostratigrafické vyhodnotenie niekoľkých vzoriek na základe palinomorf a rádiolárií. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vaňová, M., 1959: Burdigalská fauna z okolia Kľačna. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 53, s. 89 – 96.

- Vaňová, M., 1964: Zpráva o hodnotení numulitov z lokalít Uhrovec, Závada, Omastinná. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vaňová, M., 1972: Nummulites from the area of Bojnice, the upper-Hron Depression, and the Budín Paleogene around Štúrovo. In: Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 17, s. 5 – 104.
- Vaňová, M., 1976: Predbežné hodnotenie veľkých foraminifér na liste Prašice M-34-121-A-a. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vaňová, M., 1980: Systematika a taxonómia veľkých foraminifér terciéru a štúdium numulitov v Centrálnokarpatskom paleogéne a flyšovom pásme. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vass, D., 2002: Litostratigrafia Západných Karpát: neogén a budínsky paleogén. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 202 s.
- Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Krystek, I., Köhler, E., Lexa, J., Nemčok, J., Ružička, M. a Vaškovský, I., 1988: 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 Bajanič, Š. (eds.), Husák, L., Kantorová, V., Lehotayová, R., Marková, M., Ondrejčíková, A., Snopková, P. a Vozárová, A., 1988: Štruktúrny vrt FV-1 Blhovec. Region. geol. Západ. Karpat (Bratislava), č. 23, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 86.
- Vass, D., Elečko, M. a Fordinál, K., 2001: Contribution to tectonic and paleogeographic development of the Rišňovce and Bánovská kotlina depressions in the Miocene. In: Scr. fac. Sci. Univ. Masaryk, Brun., Geol. (Brno), č. 30, s. 87 – 90.
- Vass, D., Elečko, M. a Fordinál, K., 2002: Závada – Bielice Rise – a buried elevation between Bánovce and Rišňovce depressions in the Danube Basin. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 8, s. 13 – 20.
- Vaškovská, E., 1965: Správa o litologickom výskume spraší Západných Karpát. In: Spr. geol. Výsk. (Bratislava), Geol. Úst. D. Štúra.
- Vaškovská, E., 1970: Niektoré mikromorfologické črty fosilnej pôdy posledného interglaciálu v profile Nové Mesto nad Váhom (Mnešice). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 53, s. 185 – 188.
- Vaškovský, I., 1970: Geological profile of the Quarternary near Nové Mesto nad Váhom (Mnešice). In: Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), roč. XIV, s. 41 – 44.
- Vaškovský, I., 1973: Quaternary of the West Carpathians Mts. Guide to Excursion G. X Congres CBGA. Bratislava Geol. Úst. D. Štúra.
- Vaškovský, I., 1977: Kvartér Slovenska. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 136 – 159.
- Vaškovský, I. a Vaškovská, E., 1977: Regionálny kvartérno-geologický výskum Žitného ostrova. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Velich, R., 1982: Odkrytá tiažová mapa Považského Inovca. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry aplikovanej geofyziky PriF UK.
- Vozár, J., 1975: Diskusia o zastúpení karbónu a permu chočského príkrovu v pohorí Považský Inovec. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 63, s. 227 – 229.
- Vozár, J., Vojtko, R. a Sliva, E. (eds.) et al., 2002: Guide to Geological Excursions. XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, Slovak Republic. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 163 s.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1975: Základné črty paleogeografie mladšieho paleozoika Západných Karpát. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 64, s. 81 – 96.

- Vozárová, A. a Vozár, J., 1978: Palinspastický obraz vrchného karbónu a permu Západných Karpát. In: Zbor. ref. Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 233 – 257.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in the West Carpathians. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 7 – 314.
- Vybíral, V., 1971: Správa z geofyzikálneho prieskumu na akcii Zlatníky. Manuskript. Bratislava, archív Geofyzika, 166 s.
- Wolska, A., Koszowska, E. a Szulc, J., 2002: Middle Triassic pyroclastics intercalations within the Reifling beds of the Choč nappe, Slovakia. Spec. Pap. Mineralogical Society of Poland, 20, s. 234 – 236.
- Wood, D. A., 1980: The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. In: Earth Planet. Sci. Lett., 50, s. 11 – 30.
- Zaťko, M., 1962: Geomorfologické pomery s prihliadnutím ku geológii kvartéru. In: Buday, T., Cambel, B., Mahel', M. et al: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, Wien – Bratislava. Bratislava, Geofond, s. 201.
- Zbořil, L., Halmešová, S. a Komora, J., 1981: Geofyzikálny výskum vnútorných kotlín Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zbořil, L., Halmešová, S., Hladík, P., Kurkin, M. a Stránska, M., 1983: Geofyzikálny výskum vnútorných kotlín Žilinská, Ilavská a Trenčianska kotlina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zbořil, L., Halmešová, S., Hromec, J., Král', M., Kurkin, M., Puchnerová, M., Stránska, M. a Hladík, P., 1984: Trenčianska kotlina – piešťanská priehľbeň. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 51.
- Zbořil, L., Kurkin, M., Puchnerová, M. a Šutora, A., 1988: Nové poznatky geofyzikálneho výskumu terciérnych depresií v západnom sektore príbradlovej zóny s ohľadom na hlbšiu štruktúru stavbu. In: Výzkum hlbinné geologickej stavby Československa. Zbor. ref. Smolenice, s. 211 – 231.
- Zimán, M., 1979: Základný geologický výskum západnej časti Považského Inovca. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 49 s.
- Zlinská, A., 1998: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzorky z Hlohovca. In: 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.
- Zlinská, A., 1999: Mikrofaunistické zhodnotenie vzoriek z Bánovskej kotliny (DB-5 a lokalita Neporadza). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zlinská, A., 2005: Zhodnotenie mikrofauny z povrchových vzoriek z Lúky (Považský Inovec). In: Havrila, M., Buček, S., Fordinál, K., Kohút, M. a Maglay, J., 2006: Základná geologická mapa a vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list Horná Streda (35-322). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zorkovský, B., 1958: Zpráva o petrograficko-chemickom štúdiu melafýrových hornín, vystupujúcich juhovýchodne od obce Modrová v oblasti Inovca na Považí. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 14, s. 17 – 23.
- Zoubek, V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západných Karpát. In: Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), roč. XII, č. 6, s. 207 – 239.

- Zuberec, J. a Hasch, J., 1996: Inventarizácia stavebných surovín v trase projektovanej diaľnice. Informatívna správa, stav k 31. 8. 1996. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zuberec, J. a Kozač, J., 1998: Nový pohľad na nerudné nerastné suroviny Slovenskej republiky, ich výskyt, možnosti využitia. In: Miner. Slov. (Bratislava), príl., roč. 30.
- Zuberec, J., Kozač, 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. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, MŽP SR.
- Zýka, V. a Vtělenský, J., 1960: Geochemie slovenských travertínů. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 17, s. 147 – 196.
- Žabková, M., 1960: Záverečná správa a výpočet zásob, lokalita Hlohovec – tehliarske hliny, stav k 1. 12. 1960. Odborná informácia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Žakovský, R. a Tabak, J., 1968: Záverečná správa z vyhľadávacieho prieskumu Beckov – stavebný kameň, stav k 29. 11. 1968. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Žecová, K., 2005: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vápňitého nanoplanktónu z regiónu Považský Inovec (list 35-322 Horná Streda). In: Havrila, M., Buček, S., Fordinál, K., Kohút, M. a Maglay, J., 2006: Základná geologická mapa a vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list Horná Streda (35-322). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

OUTLINE OF THE GEOLOGICAL SETTING OF POVAŽSKÝ INOVEC MTS. AND SOUTH-EASTERN PART OF TRENČIANSKA KOTLINA BASIN

Summary

The mountain range of the Považský Inovec Mts. represents the north-western spur of the belt of core mountains of Inner Western Carpathians. Morphologically it forms the mountain range of NNE-SSW direction between the lower river Váh valley and the central Nitra in the segment from Hlohovec to Trenčín. According to geomorphological division by Mazúr and Lukniš (1980) based on typological classification of the relief, the Považský Inovec Mts. represent an autonomous block in the Fatra-Tatra area being formed by four subunits: Vysoký (High) Inovec built prevalingly by the main ridge with hornplates and valleys between hornplates, Nízky (Low) Inovec, Krahulčie vrchy hills and Inovec foothill. The territory is surrounded by the subunits of the Podunajská pahorkatina upland, namely in the west they are the Trnavská pahorkatina upland and in the east the Nitrianska pahorkatina upland. From the north the territory is surrounded by the Považské podolie valley and the Strážovské vrchy hills. According to regional geological division by Vass et al. (1988) Považský Inovec represents the horst being divided by faults from the Blatné Depression (in the west), Rišňovce Depression (in southeast) and Bánovce Depression (in northeast). The territory is built by the rock complexes of three principal tectonic units of the Central Western Carpathians – Tatricum, Patricum and Hronicum unit – and in minimum portion also by the Manín unit and the cover Tertiary and Quaternary sediments.

The characteristic feature of the mountain range is its nappe as well distinct blocky setting. It is a result of differing tectonometamorphic development of crystalline basement, of differing presence of Upper Paleozoic sequences, as well as differing facial types of the Tatric Mesozoic. Mahel' (1986) distinguished three particular blocks: northern – Selec block, situated north of the Hrádok line, middle – Bojná block, being spread between Hrádok and Koplotovce line, and southern – Hlohovec block, situated south of Koplotovce line. The geological setting of the stated blocks is distinctly different.

TATRICUM

The Považský Inovec crystalline basement of the Selec block represents the lowermost horizon of Tatricum (?Infratatricum) of Považský Inovec Mts. It is composed of metamorphosed sedimentary rocks [muscovite-chlorite and chlorite-muscovite micaschists with relic presence of two-mica gneisses with garnet (sometime with staurolite) and amphibolite bodies]. The central part of the core of fan anticline structure is bearing outcropped complex of coarse-grained to eyed light feldspar orthogneisses. Its relations with surrounding are exclusively tectonic and boundaries are steep to subvertical. In the western part close to the margin of mountain ridge in thin tectonic slice we found again the micaschist rocks with the small bodies of diaphthorized amphibolites.

According to several authors the Hrádok line represents the plane of the north-vergent Alpine overthrust of the Bojná block on the Selec block (eventually with Alpine rejuvenization). In the Bojná block based on peculiarities in the lithological and metamorphic

development we distinguished the “lower” and “upper” tectonic setting of the crystalline basement. The lower crystalline represents the relatively high-grade metamorphosed ($T \geq 550\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P \geq 350\text{ MPa}$) gneiss- amphibolite complex with intrusions of two generations of the Hercynian granitoids. We suppose that the age of the protolith of the lower metamorphic complex is older than Upper Silurian, and its metamorphism has Lower- to Middle Carboniferous age. The upper setting of the crystalline basement of the Považský Inovec Mts. is formed by the younger, Devonian volcano-sedimentary complex Hlavinka in southern part of the mountain ridge (Kohút et al., 2005) and its analogous, the Prieľačina complex in the central part of the mountain range, being metamorphosed in lower grade ($T \leq 500\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P \leq 300\text{ MPa}$) and without intrusive contacts with Hercynian granitoids. The acid magmatic rocks of the Bojná block are represented by the older granitoids of S-type (Ordovician – Lower Devonian age), being in Hercynian orogeny deformed to orthogneisses by shearing, as well as the younger Mesohercynian granitoids of S-type (Lower- to Middle-Carboniferous age), represented by biotite and muscovite-biotite granodiorites to granites, “immature” hybridic granitoids – diatexites, as well as muscovite and biotite-muscovite leucocratic granites.

In the southernmost, Hlohovec block, crystalline basement outcrops only in small extent in tight vicinity of Hlohovec. Biotite gneisses with garnet form only blocks of former metamorphic cover. The remnant is formed by the biotite granodiorites-tonalites. Granitoid massif is badly uncovered and widely weathered.

The Upper Paleozoic complex of Carboniferous-Permian age (encompassed into the Selec Succession) has a flyschoid character, locally being deltaic-marine (Vozárová and Vozár, 1988). It is characterized by the prevalence of coarse-detrital clastic material being derived from the rock complexes of immediate surrounding of the original sedimentary basin. It has large spread in the western part of the territory and reaches the total thickness 1 500 – 1 800 m. Carboniferous sediments (dark-grey sandstones, arkose sandstones and conglomerates) – Novianska dolina Formation – outcrop in the western part of the region in tight zone of north-south course from the Selec area to Hrádok valley. The Permian sedimentary complex has prevailingly cyclic setting. In the sedimentary succession we can distinguish three thick sedimentary cycles. Each of them is formed at the base with the complex of polymict conglomerates, which towards the overlier is alternating with finer-grained sediments. First cycle is formed mainly by Kálnica Formation; the second cycle corresponds with Selec Formation and third with Krivosúd Formation.

Mesozoic succession of Tatricum unit is formed by Tatric Units: Tribeč Succession, Inovec Succession, Patrovec Succession, Selec, Humienec and Horné Belice Successions. The Tribeč Succession (with time range from Lower Triassic up to Upper Jurassic) outcrops in the southernmore part of the Považský Inovec Mts. (between Hlohovec and Studená dolina valley). Its characteristic feature is the metamorphic overprint and in comparison with the Inovec Succession the shallower-water development during Jurassic. Noticeable is also the total absence of Middle and Upper Triassic dolomites. Their position is built by rauchwackes. Regarding to incompleteness of the bed sequence and the absolute lack of fossils the stratigraphic span of the members of the bed succession was taken from the works by Biely (1961) and Polák (in Ivanička et al., 1998).

The characteristic feature of the Inovec Succession (Lower Triassic to Albian with hiatus at the boundary of Ladinian and Carnian and at the boundary of Rhetian and Lower Liassic) is its connection with the Tatric, prevailingly granitoid crystalline basement without the presence of Upper Paleozoic sedimentary cover. In the region south of the Hrádok line it was emphasized already by Stache (1864). The characteristic members of

this succession can be represented by the conglomerates of the Zlatý vrch hill, the formation of the Carpathian Keuper, the Trlna Formation, formation of the Liassic limestones with evinosponges and particular development of Allgäu Beds. The particular feature of represented by the presence of interbeds of crinoidal limestones or at least the large clasts of crinoidea in Jurassic-Cretaceous part of the succession (from Allgäu Beds up to termination of carbonatic development of Inovec Succession).

Mesozoic rocks of the Selec Succession are spread mainly in the area of the Drieňový vrch between Beckov and Selec villages. They are represented by clastic and carbonatic formations of the age Lower Triassic up to Hettangian. In the north-eastern margin of the Považský Inovec Mts. in separated blocks the Patrovec succession outcrops, probable in the immediate overlier of the crystalline rocks. It is formed by the Lower Triassic quartzstones, Middle Triassic Ramsau Dolomites and various sorts of limestones of Lower Liassic-Lower Cretaceous age.

The area of Hradisko altitude point (732) – gamekeeper's house Belice – Čierny vrch hill altitude point (591.4) – Javorie altitude point (729.1) – Humienec altitude point (609.4) – Mníchova Lehota village is characterized by the sediments of so-called Upper Belice Group. It is represented by calcareous shales, sandstones, conglomerates and radiolarites. In these sediments of Upper Cretaceous age the bodies of micaschist-gneiss rocks, Lower Triassic quartzstones, Middle Triassic to Jurassic carbonates and radiolarites as well as Lower- and Upper Cretaceous carbonates occur in the form of olistoliths (Humienec Succession). The area has in this zone complicated tectonic setting and the geological position of this unit is disputable. Author, describing this unit in presented work, interprets this unit as Tatric phenomenon.

F A T R I C U M

Fatricum (sensu Maheľ, 1986, and Biely et al., 1996) is represented by the partial nappe of the Križna nappe. Into the Beckov Succession as an equivalent of the Vysoká facial development of the Fatricum we encompass the bed succession consisting of the lithostratigraphic members ranging in age from the Middle Triassic (Anisian) up to lowermost Upper Cretaceous (Lower Cenomanian). As a part of tectonic unit Fatricum we understand consistently with Maheľ (1986) also areally extended grey, light-grey and locally dark-grey massive, rarely layered metamorphosed limestones occurring south-east of Beckov (Rožňavka area) and south-west of Krivosúd-Bodovka (Bukovinky area). Limestones in allochthonous position cover various members of the higher slice of the cover Selec sequence, i. e. sediments of Permian, Lower Triassic, as well as Carpathian Keuper. With their position they form apparently individual tectonic element, which we can suppose as the basal member of the bed succession of Veporicum. This interpretation is based on data from the drill BM-1 being situated approximately 700 m to east of the Beckov castle, which penetrated the Middle Triassic dolomites. The occurrence of dolomites allows us to suppose them as a continuation of the bed succession of the Middle Triassic. As the higher member of this bed succession there can be regarded the sediments of Carpathian Keuper occurring east of the Beckov castle. Also these together with higher lithostratigraphic members are enlisted into Beckov Succession.

The sediments of the Zliechov facial development are present mainly in Bojná, but also Selec block of the Považský Inovec Mts. They outcrop in overlies of the Inovec Succession of Tatricum in two tectonically isolated areas beind separated by faults: a) east of crystalline block Striebornica – in northern part of the Krahulčie vrchy massif, that

means in the Marhát horst, b) west of the crystalline block Striebornica, from where after the connection of the crystalline basement of the Bojná block with the crystalline block Striebornica they continue northward to Bezovec reaching the Hrádok valley. The rock complex is built with Lower Triassic to Middle Cretaceous part of the bed succession. In the southern part of the mountain range it is flat-lying monoclinally to moderately vault-like courting to north, in the area between Hubina and Bezov it is internally folded. The characteristic sign of the Zliechov Succession is the deeper-water development of Jurassic. The characteristic members of the succession are the Podhradie limestones of the Middle Triassic, variegated shales of the Lower Carnian, Lunz Beds, Fleckenmergel of Jurassic, radiolarian limestones and radiolarites of higher Jurassic and calciponella marly limestones of Jurassic and Lower Cretaceous.

The sediments of the Zliechov Succession outcrop also in the southwestern part of the Strážovská hornatina highland, forming the north-eastern rim of the studied region. They are represented by Mraznica and Poruba Formations.

H R O N I C U M

The rocks, being in the Selec block classified as a part of the tectonic unit of Hronicum, built the morphologically distinct Beckov castle hill. They consist mainly of the rocks of Dobrá Voda Group and the group of uniform carbonatic Gutenstein plain. The Hronicum bed succession outcropping between Hrádok and Kálnica are built with sediments of inner and central carbonatic platform. More to the south, in the Bojná block, the Hronicum is represented by the lower tectonic body (the nappe outlier of Teplý vrch hill) outcropping south of the Stará Lehota and the upper tectonic body (Tematín block of the Považie nappe), being present in the large area of the Tematínske vrchy hills. Both these bodies are built by the different bed successions. In the eastern margin of the Považský Inovec the Mesozoic sequences outcrop in the large isolated *Úhrad block* (among localities Tesáre, Závada, Podhradie and the local settlement Čierna hora) consisting of three individual tectonic bodies.

The north-eastern rim of the Považský Inovec in the area between Trenčín and Mnichova Lehota represents the south-western margin of the Strážovská hornatina highland. Mainly sediments of Manín unit occur there with the bed succession from the Carpathian Keuper to Poruba Formation).

T E R T I A R Y A N D Q U A T E R N A R Y

The immediate Paleogene sedimentary cover of nappe setting in mapped region is present only sporadically in the eastern and western margins of the Považský Inovec mountain range. They are represented by their pre-transgressive continental sediments and basal marine deposits of the Borové Formation, as well as Huty and Zuberec Formations. The Paleogene sediments are generally deeply subsided. The Neogene sediments are preserved at the margins of the Považský Inovec Mts. They are represented by terrestrial sediments, fluvial-limnic sediments of Upper Miocene age and Lower- as well as Middle Miocene sediments of Lakšárska and Svinná Formations as well as Ratkovce Beds of the Špačince Formation. The Pliocene fluvial-limnic sediments of Volkovce Formation outcrop at the eastern margin of Považský Inovec Mts. The Quaternary sediments with the largest spread are the fluvial sediments of lower middle terraces and the bottom accumulations of the Dolný Váh alluvium and fluvial and proluvial sediments of the valley allu-

viums of further water flows with the stratigraphic range Lower to Middle Pleistocene to Holocene. Deluvial sediments of Upper Pleistocene to Holocene are developed prevalingly in the central parts of the mountains. The Trenčín valley is infilled prevalingly by Tertiary and Quaternary sediments, from which the dominating position have the loesses and polygenetic sediments of the loess character.

TECTONICS

The geological setting of Považský Inovec Mts. encompassed the Paleoalpine and partly also Mesoalpine tectonic units: Tatricum (Infratatricum), Fatricum and Hronicum unit, in the insignificant portion also with Manín unit. They were formed during several tectonic processes. As the most important the pre-Senonian Mediterranean phase is generally supposed, forming the principal macrostructures.

Tatricum as the lowermost Paleoalpine tectonic unit of the Central Western Carpathians is built by crystalline basement consisting of metamorphosed parasedimentary and volcanic rocks, as well as granitoid rocks and Tatric sedimentary sequences.

In the time of Upper Carboniferous to Permian the compression tectonics changed to transpression and extension with forming of dip-slips and marginal basins of the Hercynian molasse. Tectonic setting of crystalline basement and Lower Paleozoic sequences is relatively complicated in this area with signs of slice-imbricated setting. The orientation of individual slices has general direction NNE – SSW. The dips of individual slices of Lower Paleozoic are relatively steep (usually 60 – 70°) to vertical, which many times made difficult the determination of relations to overlier and underlier. The mylonitic zones directly in Upper Paleozoic rocks are relatively common. The Upper Paleozoic sequences are frequently bearing the slices of crystalline basement.

The remnants of the Inovec Succession of Tatricum unit are present in the whole territory of the Považský Inovec in normal position. They have monoclinic setting dipping to north as well as south-west, though prevalingly to north-west. The dip of beds is moderate (15 – 50°), along the contact with crystalline basement (the Marhát block) steep (55 – 85°). The wide spread of bed dips indicates us the moderate internal folding of former monoclinic plate.

The termination of the Veporic basement development (according to traditional opinions by the covering with nappes of Hronicum unit, according to newer opinions termination by arising) is dated by the age of youngest formation to Albian till Cenomanian. Its internal structuralization, resp. process of movement of this unit continued also later. We can generally agree with the opinion by Mahel' (1951) about the fold character of the setting of the Križna nappe south of the line Rádiovy vrch hill – Háj hill – Ardanovce village at the western margin of the mountain range. The characteristic tectonic sign of the Križna nappe in the southern part of the Považský Inovec is represented by the presence of extended flat-lying folds. The vergence of fold overthrusts is towards the west to south-west. The new structural-tectonic investigation (Madarás in Havrila et al., 1998) did not confirmed this assumption in full range. In the western part we have observed the monoclinical deposition of the Križna nappe segment on cover unit with the bedding dip to west-northwest as well as the normal deposition of bed succession.

Rocks of the tectonic unit Hronicum in Selec block build the Beckov castle hill (mainly the rocks of the Dobrá Voda Succession) and outcrop also in the zone between Hrádok and Kálnica villages (sediments of inner and middle carbonatic platform).

In the Bojná block the lower tectonic body of Hronicum – *the nappe outlier of Teplý vrch hill* – is formed by rocks of the transitional Veterník Succession. It has monoclinic setting with normally deposited bed succession. Hronicum of *Tematín block of the Považie nappe* outcrops in the form of platy body with monoclinical setting, being deposited in overlier of Veporicum. It is built by Bebrava Succession. The isolated *Úhrad block* at eastern margin of the Považský Inovec Mts. from northern side is divided from Tatric crystalline basement by the tectonic plane (?overthrust plane of Fatricum), from eastern side it is divided from the sedimentary filling of Bánovce Depression by marginal Dubodiel fault of Považský Inovec Mts. and from further sides it is divided from Tatric crystalline basement by the system of faults of various directions.

First two blocks along the Hrádok-Zlatníky line of approximately east-west direction were separated possibly already during Hercynian orogenic cycle. Rich presence of volcanosedimentary formations of Upper Paleozoic in the Selec block and different types of the cover Mesozoic in both blocks highlight the existence of two more-or-less individual sedimentary basins, which however could exist also in mutual vicinity. In the Alpine orogenic processes both blocks were tectonically brought closer again during the overthrust of the Bojná block on Selec block using old fault zone – the Hrádok-Zlatníky line.

The Považský Inovec Mts. represents typical Miocene megaanticlinal horst which originated before 18 – 13 Ma (Danišík et al., 2004). It is elongated in direction NNE-SSW. The western part of the horst is limited by the fault of Trnava, resp. Považie fault system of the course NNE – SSW with dip to WNW. The eastern side of the horst is limited by the fault of Majcichov, resp. Dubodiel fault system. In the north to northeast the crystalline basement of Považský Inovec is cut by the Jastrabie fault, separating it from Mesozoic rock sequences of the Strážovské vrchy hills. The Považie fault system is segmented by the transversal faults of the course NW – SE. One of these faults is represented by the Piešťany fault at the village Banka, next is the Ratnovce fault at Ratnovce village. Also Koplotovce fault belongs among faults of this system. Both fault systems prove the distinct dip slip activity after Upper Pannonian. It is indicated also by the occurrence of Upper Pannonian sediments of Hlavina Beds on the eastern as well as western slopes of Považský Inovec Mts. The margins of this mountain range step-like subsided into the Blatná and Rišňovce hollows. The dip slip activity in stated faults continued also in Quaternary.

The Trenčín basin is a part of internal valleys of the Western Carpathians. It belongs into the system of depressions of directions E – W to ENE – WSW, which in Lower Miocene extended from northern margin of the Vienna basin through Middle Váh basin to the Bánovce and Horná Nitra basins (Kováč et al., 1990). The Tertiary filling of valley is disintegrated by two main fault systems, being the reflection of two deep-seated faults – the Záhorie and Štiavnica-Prerov faults (Fusán et al., 1982, 1987). Their superficial demonstration is represented by the Považie and Jastrabá faults (fault zone). The contact of the deep-seated faults and blocks of the Earth's crust in the territory of Trenčín depression is demonstrated by the boundary zone of intensity of vertical recent movements with distinct normal fault intensity, increased seismicity (6th degree of MCS) and occurrence of mineral springs in their surrounding. The fault system of direction NW – SE and NE – SW caused the block setting of the area.

**VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE
POVAŽSKÉHO INOVCA A JV. ČASTI
TRENČIANSKEJ KOTLINY
1 : 50 000**

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2011
Vedúci odd. Vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie: RNDr. Ladislav Martinský
Jazyková úprava: Ing. Janka Hrtusová
Grafická úprava a technické spracovanie: Gabriela Šipošová
Tlač a knižárske spracovanie: ŠGÚDŠ Bratislava

ISBN 978-80-89343-65-2

ISBN 978-80-89343-65-2