VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

SLOVENSKÉHO RAJA, GALMUSU A HORNÁDSKEJ KOTLINY

1 : 50 000

Zostavil: Ján MELLO

s kolektívom autorov: Ivan FILO, Milan HAVRILA, Peter IVAŇ, Ján IVANIČKA, Ján MADARÁS, Zoltán NÉMETH, Milan POLÁK, Ján PRISTAŠ, Jozef VOZÁR, Anna VOZÁROVÁ, Pavol LIŠČÁK, Peter KUBEŠ, Svetozár SCHERER, Zuzana SIRÁŇOVÁ, Viktória SZALAIOVÁ, Eva ŽÁKOVÁ

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
VYDAVATEĽSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 2000

VYSVETLIVKY
k regionálnym
geologickým
mapám
Slovenska

Predseda redakčnej rady:
RNDr. Milan POLÁK, CSc.

Členovia redakčnej rady:
RNDr. Michal ELEČKO, CSc., RNDr. Vladimír HANZEL, CSc., RNDr. Milan KOHÚT, CSc., RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc., RNDr. Jaroslav LEXA, CSc., RNDr. Pavol LIŠČÁK, CSc., RNDr. Ján MELLO, CSc., RNDr. Michal POTFAJ, CSc., RNDr. Ján PRISTAŠ, CSc., doc. RNDr. Stanislav RAPANT, CSc., RNDr. Jozef VOZÁR, CSc.

Ján MELLO, Ivan FILO, Milan HAVRILA, Peter IVAN, Ján IVANIČKA, Ján MADARÁS, Zoltán NÉMETH, Milan POLÁK, Ján PRISTAŠ, Jozef VOZÁR, Anna VOZÁROVÁ, Pavol LIŠČÁK, Peter KUBEŠ, Svetozár SCHERER, Zuzana SIRÁŇOVÁ, Viktória SZALAIOVÁ, Eva ŽÁKOVÁ

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

SLOVENSKÉHO RAJA, GALMUSU A HORNÁDSKEJ KOTLINY

1 : 50 000

Zostavil: Ján MELLO

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
VYDAVATEĽSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 2000

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Vydavateľstvo D. Štúra, Bratislava 2000

ISBN 80–88974–20–8

OBSAH

ABSTRAKT 7

ÚVOD (J. Mello) 9

REGIONÁLNY A GEOLOGICKÝ PREHĽAD (J. Mello) 10

PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV A PRÁC (J. Mello, I. Filo, J. Madarás a Z. Németh) 14

CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH JEDNOTIEK 17

VEPORIKUM 17

Kryštalinikum 17

Lodinský komplex (podľa Jacka a Zacharova in Polák et al., 1997) 17

Miklušovský komplex (podľa Jacka a Zacharova in Polák et al., 1997) 19

Kráľovohoľský komplex (J. Madarás) 20

Sedimentárny obal severného veporika 24

STAROHORSKÁ SKUPINA (J. Vozár a A. Vozárová) 24

ĽUBIETOVSKÁ SKUPINA (J. Vozár a A. Vozárová) 24

SKUPINA VEĽKÉHO BOKU (M. Polák) 26

Sedimentárny obal južného veporika 32

REVÚCKA SKUPINA (J. Madarás, J. Ivanička, J. Vozár a A. Vozárová) 32

FEDERATSKÁ SKUPINA (J. Madarás) 42

HRONIKUM 47

CHOČSKÝ (BOCIANSKY) PRÍKROV (J. Vozár) 47

IPOLTICKÁ SKUPINA (J. Vozár a A. Vozárová) 47

BETLANOVSKÝ PRÍKROV (M. Havrila) 56

GEMERIKUM 59

GELNICKÁ SKUPINA (Z. Németh) 60

RAKOVECKÁ SKUPINA (Z. Németh) 64

KLÁTOVSKÁ SKUPINA (Z. Németh) 69

DOBŠINSKÁ SKUPINA (J. Vozár a A. Vozárová) 69

KROMPAŠSKÁ SKUPINA (J. Vozár a A. Vozárová) 76

MELIATIKUM (M. Havrila, J. Mello a Z. Németh) 81

„*MELIATIKUM* s. s." (M. Havrila) 81

PRÍKROV BÔRKY (Z. Németh) 85

SILICIKUM (J. Mello a M. Havrila) 90

VERNÁRSKY PRÍKROV (M. Havrila) 90
STRATENSKÝ PRÍKROV (J. Mello) 105
STRATENSKÁ SKUPINA (J. Mello) 106
„**POTEKTONICKÉ ÚTVARY**“ 121
GOSAUSKÁ SKUPINA (M. Havrila, I. Filo, P. Ivan a J. Mello) 121
PODTATRANSKÁ SKUPINA (I. Filo a Z. Siráňová) 132
KVARTÉRNE SEDIMENTY (J. Pristaš) 161
TEKTONIKA (J. Mello, M. Havrila, J. Madarás, Z. Németh, J. Vozár a I. Filo) 176
GEOLOGICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA (J. Mello, J. Madarás, Z. Németh, I. Filo, J. Pristaš a J. Vozár) 197
GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ (P. Kubeš a V. Szalaiová) 210
GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA (J. Pristaš) 217
GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA (P. Liščák) 220
HYDROGEOLOGICKÉ POMERY (S. Scherer) 228
NERASTNÉ SUROVINY (E. Žáková) 243
EXKURZNÉ LOKALITY (J. Mello, I. Filo, M. Havrila, P. Ivan, J. Madarás, M. Polák, J. Vozár a A. Vozárová) 263
LITERATÚRA 275
SUMMARY 299

ABSTRAKT

Územie sa nachádza vo v. časti Západných Karpát a z hľadiska geologickej stavby predstavuje dôležitý segment na styku centrálnych a vnútorných Západných Karpát.

Na geologickej stavbe regiónu sa podieľa päť paleoalpínskych – teda predvrchnokriedových – príkrovových jednotiek (odspodu nahor): veporikum, hronikum, gemerikum, meliatikum a silicikum. Vrchnokriedové, paleogénne a kvartérne sedimenty už nie sú súčasťou týchto jednotiek, ale ako vekovo mladšie ich do rôznej miery prekrývajú.

Hronikum a silicikum majú formu superficiálnych príkrovov. Sú zložené z mezozoických a čiastočne z mladopaleozoických hornín. Stratili spojitosť so svojím pôvodným paleozoickým podkladom (fundamentom), teda ich pôvodný podklad nie je známy, a dokonca nie je spoľahlivo známe ani umiestnenie jaziev, z ktorých pochádzajú.

Meliatikum vystupuje vo forme melanží a obdukovaných šupín. Aj v prípade tejto jednotky sú problémy s umiestnením sutúry (jazvy), z ktorej táto jednotka pochádza, ba nevie sa ani, či sutúra je jedna, alebo ich je viac.

Jednotky veporika a gemerika majú zachovaný aj staropaleozoický podklad (sokel), v ktorom je možné viac alebo menej spoľahlivo rekonštruovať aj relikty variskej stavby. V oboch prípadoch je však táto stavba silno zastretá a prepracovaná do alpínskych štruktúr.

Jednotka *veporika* je zastúpená v spodnej časti kryštalinickým soklom, ktorý pozostáva z kráľovohoľského komplexu v Nízkych Tatrách a z miklušovského a lodinského komplexu v Branisku. Mladopaleozoicko-mezozoický sedimentárny, resp. sedimentárno-vulkanický obal je rôznorodejší a možno ho rozdeliť na sedimentárny obal južného a severného veporika. Sedimentárny obal južného veporika tvorí revúcka a federatská skupina, obal severného veporika ľubietovská a veľkobocká skupina. V Branisku k nim pristupuje ešte starohorská skupina.

Hronikum je významná tektonická jednotka vnútorných Západných Karpát. Reprezentuje ju sústava bezkorenných príkrovov. V mapovanom území sa vyskytujú jej najvnútornejšie časti. Hronikum v území znázornenom na mape zastupujú hlavne mladopaleozoické (ipoltická skupina), a len v menšom rozsahu aj triasové horniny (betlanovská šupina).

Gemerikum zasahuje do južnej časti územia regiónu najmä mladopaleozoickými skupinami – krompašskou a dobšinskou. Zo staropaleozoických skupín je zastúpená najmä rakovecká a klátovská skupina, gelnická zasahuje do územia iba nepatrne. Na rozdiel od starších názorov, že gemerikum ako celok je slabo metamorfovaná jednotka, ktorú postihla jednotná metamorfná premena v podmienkach fácie zelených bridlíc, novšie údaje ukazujú na pestrosť metamorfných podmienok v jednotlivých litostratigrafických jednotkách a na zložitý viacfázový metamorfný vývoj prakticky v rámci každej jednotky.

Tektonickú jednotku *meliatikum* tvoria útržky pochádzajúce z oceánskeho a paraoceánskeho triasovo-jurského mobilného pásma. Z tejto jednotky sú tu známe iba výskyty neveľkého rozsahu, ktoré možno zaradiť jednak k tzv. meliatiku s. s., jednak k príkrovu Bôrky. Výskyty majú neobyčajne veľký význam pre tektonické členenie, pretože ako jediné umožňujú dosiaľ spoľahlivé odčlenenie jednotky silicika od gemerika.

Silicikum je najdôležitejším stavebným elementom Slovenského raja a Galmusu. Nápadné sú najmä hrubé komplexy stredno- a vrchnotriasových vápencov a dolomitov, ktoré predurčili celkový krasový ráz týchto pohorí s neobyčajne veľkým výskytom krasových fenoménov.

Jurské sedimenty sú zachované iba v nepatrnom rozsahu, spodnokriedové nie sú známe a vrchnokriedové sa už, na rozdiel od Východných Álp, nepovažujú za súčasť paleoalpínskych príkrovov. Podľa legendy ku geologickej mape sa v jednotke silicika rozlišuje vernársky a stratenský príkrov, čiastkové príkrovy, resp. šupiny v rámci nich sú odlíšené iba tektonickými líniami.

Vrchnokriedové sedimenty *gosauskej skupiny* sa usadili po dlhšej prestávke v sedimentácii, počas ktorej prebehli horotvorné procesy – uzatvorenie meliatského pásma a vznik kimersko-paleoalpínskej príkrovovej sústavy. Značná časť týchto príkrovov bola pred usadením vrchnokriedových hornín denudovaná, pretože tie transgredujú prevažne na triasové horniny silicika alebo na jurskú melanž meliatika.

Sedimenty *podtatranskej skupiny* už definitívne prekryli a kolmatovali paleoalpínsku tektonickú stavbu. Ich sedimentácia sa začala kontinentálnymi sedimentmi, pokračovala transgresívno-morskými zlepencami a pieskovcami a kulminovala flyšovými sedimentmi značnej hrúbky. Zakončila sa zrejme regresnými sedimentmi, ktoré v mapovanom území nie sú zachované.

Kvartérne sedimenty majú špecifický vývoj. Pre reliéf Slovenského raja je charakteristické striedanie hlbokých a úzkych dolín s torzovitým zachovaním fluviálnych, a najmä proluviálnych sedimentov, ktoré boli späté s formovaním alochtónnych sedimentov rozšírených v krasových priestoroch jaskýň. So Slovenským rajom výrazne kontrastujú priľahlé časti územia, najmä Hornádska kotlina, ktorá je oblasťou výraznejšej akumulácie kvartérnych sedimentov. Dominujúce postavenie tu majú fluviálne sedimenty terás Hornádu a jeho prítokov. Sporadicky sú vyvinuté proluviálne sedimenty tvoriace náplavové kužele. Na zarovnaných plošinách terás a náplavových kužeľov sedimentovali spraše, a najmä sprašové hliny.

Na významnejších tektonických líniách pri výveroch minerálnych vôd sa sformovali sladkovodné vápence (travertíny).

Súčasťou vysvetliviek ku geologickej mape regiónu je aj stručné zhodnotenie výsledkov geofyzikálneho a hydrogeologického výskumu a zhodnotenie potenciálu nerastných surovín a geofaktorov životného prostredia.

Záujemcom, ktorí chcú navštíviť zaujímavé lokality, je určený stručný exkurzný sprievodca v závere vysvetľujúceho textu.

ÚVOD

Geologická mapa Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny 1 : 50 000 zapĺňa posledné biele miesto, ktoré zostávalo v tejto podtatranskej oblasti nepokryté regionálnou geologickou mapou z jednotnej edície 1 : 50 000, zostavovanej a vydávanej Štátnym geologickým ústavom Dionýza Štúra (v roku 1996–2000 Geologická služba Slovenskej republiky).

Predkladaná mapa a vysvetlivky boli zostavené trochu odlišným postupom ako geologické mapy a vysvetlivky okolitých regiónov (Slovenské rudohorie – východná časť, Nízke Tatry, Čierna hora a Branisko, Popradská kotlina, Levočské vrchy...), ktorých zostavovanie prebiehalo minimálne päť rokov.

V Slovenskom raji podrobné geologické mapovanie prebehlo v päťdesiatych rokoch, teda dávno pred vznikom edície geologických máp 1 : 50 000 (prvá mapa z tejto edície – Malé Karpaty – vyšla v roku 1972). V rámci mapových listov Hranovnica a Spišská Nová Ves (Maheľ et al., 1963; Fusán et al., 1967) v mierke 1 : 50 000 bolo zostavených osem máp v mierke 1 : 25 000. Galmus v mierke 1 : 25 000 zmapoval Biely (1967). Výsledky geologických výskumov a mapovania Slovenského raja zhrnul Maheľ (1957b) v monografickej práci, ktorej súčasťou je aj šrafovaná geologická mapa.

V ďalšom období geologické mapovacie projekty akoby sa tomuto územiu vyhýbali. Zasiahli sem len okrajovo práce zo susedných regiónov, alebo sporadicky sa tu vykonávali výskumy v rámci špecializovaných, úzko zameraných projektov, najmä z pracovísk SAV, UK, GÚDŠ, Geologického a Uránového prieskumu. A tak paradoxne, z územia, kde sa moderné mapovanie v povojnovom období prakticky začínalo, nebola dosiaľ k dispozícii publikovaná farebná geologická mapa.

S iniciatívou zostaviť a publikovať takúto mapu prišiel v roku 1995 akad. Maheľ (žiaľ, dokončenia prác sa nedožil). Po neodmysliteľných úradných formalitách bolo riešenie takéhoto projektu od júna 1997 odsúhlasené. Schválené obdobie riešenia (iba 32 mesiacov vrátane tlače mapy a vysvetliviek) a objem finančných prostriedkov nemožno považovať za optimálne (počas prác sa ukázalo, že mnohé územia by bolo potrebné premapovať a analyzovať podrobnejšie, ale z časových a finančných dôvodov to nebolo možné). Štyridsaťročné mapy, hoci ich robili vtedajší špičkoví odborníci, nemožno dnes preberať do tlače bez dôkladnej reambulácie, hoci sme tak v niektorých prípadoch boli nútení urobiť.

Na zostavení mapy a vysvetliviek sa podieľal široký kolektív odborníkov, a to nielen zo Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra (do 30. 5. 2000 Geologickej služby Slovenskej republiky; okrem Bratislavy aj z pracovísk Spišská Nová Ves a Košice), ale aj z katedier geológie, petrografie a geochémie UK v Bratislave.

Nie všetky výsledky ich výskumov bolo možné zahrnúť do tohto stručného vysvetľujúceho textu. Záujemcov o podrobnejšie údaje odkazujeme na viac než 30 manuskriptov, ktoré vznikli počas riešenia projektu a sú uložené v archíve ŠGÚDŠ (v Geofonde) v Bratislave (mnohé z nich budú postupne publikované v odborných časopisoch).

REGIONÁLNY A GEOLOGICKÝ PREHĽAD

S cieľom uľahčiť orientáciu v geologickej problematike regiónu pri čítaní ďalšieho textu uvedieme najskôr stručný prehľad geograficko-geomorfologického rozdelenia a náčrt geologickej stavby regiónu.

Ako vyplýva z obr. 1, mapované územie Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny sa nachádza v mnohouholníku ohraničenom mestami a obcami Korytnica – Levoča – priesmyk Branisko – Krompachy – Slovinky – Dobšiná – Telgárt – Vikartovce. Okrem pohorí uvedených v názve mapy tento región zasahuje aj na v. svahy Nízkych Tatier (Predná hoľa, Kráľova hoľa), na s. svahy v. časti Slovenského rudohoria (Volovské, Havranie a Hnilecké vrchy, Knoľa) a na z. svahy Braniska. Na severe hraničí s Levočskými vrchmi (porov. Mazúr a Lukniš, 1980). O geomorfologickom vývoji sa hovorí v osobitnej kapitole (pozri ďalej).

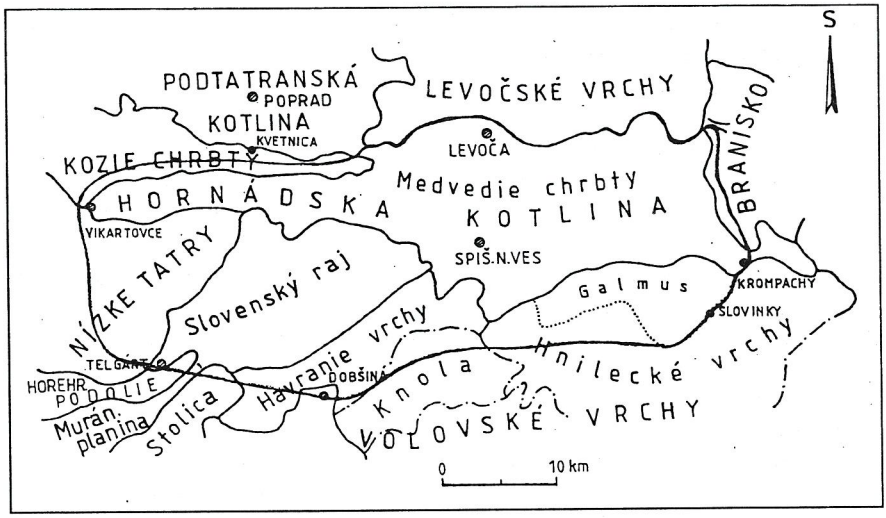
Územie sa nachádza vo v. časti Západných Karpát a z hľadiska geologickej stavby predstavuje dôležitý segment na styku centrálnych a vnútorných Západných Karpát. Rozhranie prebieha po margeciansko-lubenickej línii.

Na geologickej stavbe regiónu sa podieľa päť paleoalpínskych – teda predvrchnokriedových – príkrovových jednotiek (odspodu nahor): *veporikum, hronikum, gemerikum, meliatikum a silicikum*. Vrchnokriedové, paleogénne a kvartérne sedimenty už nie sú súčasťou týchto jednotiek, ale ako vekovo mladšie ich do rôznej miery prekrývajú.

Každá z týchto tektonických jednotiek má inú litostratigrafickú náplň, pretože pochádzajú z rôznych paleogeografických zón niekdajšieho tetýdneho oceánu a jeho okrajov.

Jednotka *veporika* je zastúpená hlavne v Nízkych Tatrách a v Stolických vrchoch, do územia regiónu zasahuje ešte aj v Branisku. Ďalšie výskyty možno predpokladať na spojnici medzi uvedenými oblasťami v podloží paleogénu Hornádskej kotliny. Túto jednotku v spodnej časti zastupuje kryštalinický sokel, ktorý pozostáva z kráľovohoľského komplexu v Nízkych Tatrách a z miklušovského a lodinského komplexu v Branisku.

Mladopaleozoicko-mezozoický sedimentárny, resp. sedimentárno-vulkanický obal je rôznorodejší a možno ho rozdeliť na sedimentárny obal južného a sever-



Obr. 1 Pozícia geologickej mapy regiónu Slovenský raj, Galmus a Hornádska kotlina podľa regionálneho geomorfologického členenia Mazúra a Lukniša (1980).

ného veporika. Sedimentárny obal južného veporika tvorí revúcka a federatská skupina, obal severného veporika ľubietovská a veľkobocká skupina. V Branisku k nim pribúda ešte starohorská skupina.

Hronikum je významná tektonická jednotka vnútorných Západných Karpát. Reprezentuje ju sústava bezkorenných príkrovov. Práve v území znázornenom na tejto mape sa vyskytujú jej najvnútornejšie časti a niekde tu by sa mala nachádzať aj koreňová zóna jednotky (alebo aspoň jazva po nej). Hronikum v území znázornenom na mape zastupujú hlavne mladopaleozoické horniny (ipoltická skupina) a len v menšom rozsahu aj triasové horniny (betlanovská šupina).

Tektonická jednotka *gemerikum* zasahuje do južnej časti územia regiónu najmä mladopaleozoickými skupinami – krompašskou a dobšinskou. Zo staropaleozoických skupín je zastúpená najmä rakovecká a klátovská skupina, gelnická zasahuje do územia iba nepatrne. Na rozdiel od starších názorov, že gemerikum ako celok je slabo metamorfovaná jednotka, ktorú postihla jednotná metamorfná premena v podmienkach fácie zelených bridlíc, novšie údaje ukazujú na pestrosť metamorfných podmienok v jednotlivých litostratigrafických jednotkách a na zložitý viacfázový metamorfný vývoj prakticky v rámci každej jednotky.

Dobšinská skupina ako súčasť jednotky severné gemerikum leží v priamom nadloží rakoveckej, resp. klátovskej skupiny a ich vzájomný styk je zvýraznený zlomovo-prešmykovou tektonikou. Dobšinská skupina po redefinícii obsahuje

rudnianske, zlatnícke a hámorské súvrstvie, všetky zaradené do vrchného karbónu s rozpätím vestfál A až stefan C.

Permské až spodnotriasové súvrstvia sa zaraďujú do krompašskej skupiny. Sedimenty tejto skupiny sa začínajú kontinentálnou fáciou zlepencov a pieskovcov, pozvoľna prechádzajúcou do kontinentálno-lagunárnej až lagunárnej fácie. Z toho vychádza aj litostratigrafické členenie na tri súvrstvia: bazálne (knolské), efuzívno-sedimentárne (petrovohorské) a evaporitové (novoveské).

Tektonickú jednotku *meliatikum* tvoria útržky pochádzajúce z oceánskeho a paraoceánskeho triasovo-jurského mobilného pásma. Z tejto jednotky sú tu známe iba výskyty neveľkého rozsahu, ktoré možno zaradiť jednak k tzv. meliatiku s. s., jednak k príkrovu Bôrky. Výskyty majú neobyčajne veľký význam pre tektonické členenie, pretože ako jediné umožňujú dosiaľ spoľahlivé odčlenenie jednotky silicika od gemerika.

Výskyty meliatika (serpentinity) boli známe z Dankovej a z okolia Dobšinskej ľadovej jaskyne. Novšie sa potvrdili na j. svahoch Ondrejiska, kde v súvrství distálneho flyšu (ílovce, pieskovce) sa našli polohy rádiolaritov. Z nich sa pomocou rádiolárií preukázal jurský vek, čo nesporne potvrdilo príkrovovú pozíciu mezozoika Stratenskej hornatiny. Ďalšie výskyty meliatika v podobe melanže sa zistili sz. od Dobšinskej ľadovej jaskyne.

Prítomnosť *príkrovu Bôrky* v severných častiach gemerika bola známa z oblasti Dobšinej. Na tejto mape sa k nemu zaraďuje aj pruh mylonitov až ultramylonitov piesčitých až kvarcitických hornín vystupujúci v zóne od Sloviniek na západ pod kótu Suchý vrch. Horizont korelovaný s príkrovom Bôrky v oblasti j. od Suchého vrchu plynule prechádza do mylonitov až ultramylonitov fylitov.

Tektonická jednotka *silicikum* je najdôležitejším stavebným elementom Slovenského raja a Galmusu. Nápadné sú najmä hrubé komplexy stredno- a vrchnotriasových vápencov a dolomitov, ktoré predurčili celkový krasový ráz týchto pohorí s neobyčajne veľkým výskytom krasových fenoménov.

Jurské sedimenty sú zachované iba v nepatrnom rozsahu, spodnokriedové nie sú známe (s výnimkou obliakov z vrchnokriedových zlepencov, napr. pitonelových turónskych vápencov) a vrchnokriedové sa už, na rozdiel od Východných Álp, nepovažujú za súčasť paleoalpínskych príkrovov.

Podľa legendy ku geologickej mape sa v jednotke silicika rozlišuje *vernársky* a *stratenský* príkrov, čiastkové príkrovy, resp. šupiny v rámci nich sú odlíšené iba tektonickými líniami.

Pokiaľ ide o triasové formácie a sekvencie a ich vzájomné vzťahy, resp. nadväznosti, možno konštatovať, že v Slovenskom raji sú zachované iba torzá pôvodných sekvencií, ktoré budujú čiastkové štruktúry. Mnohé spojovacie články chýbajú. Jednotka silicika sa tu stýka s jednotkou gemerika, hronika, meliatika a veporika, pričom ich vzájomné vzťahy nie sú dosiaľ vždy a všade uspokojivo

vyriešené. K tu prijatej interpretácii (mapa a vysvetlivky) nepochybne existuje možná alternatíva.

Napriek pomerne jednoduchej stavbe a pozícii pri severnom okraji „severogemerickej synklinály" spôsobuje *vernársky príkrov,* najmä vzhľadom na svoj osobitný faciálny vývoj – spodný trias s kyslými vulkanitmi, stredný trias podobný siliciku, vrchný trias podobný hroniku – dosť veľké ťažkosti pri zaraďovaní k vyššej tektonickej jednotke. Zaraďoval sa už ku gemeriku, k chočskému príkrovu (hroniku), veporiku aj k siliciku. Po dlhých úvahách a diskusiách bol na mape nakoniec ponechaný v siliciku.

Litostratigrafickú náplň *stratenského príkrovu* tvorí množina súvrství a členov, ktorá sa zvykne označovať ako stratenská skupina alebo sekvencia. Ide o heterogénny súbor s viacerými faciálnymi oblasťami, prepojenie medzi nimi však väčšinou chýba. Ak ide o zvyšky jedného príkrovu, potom ide nepochybne o polyfaciálny príkrov. Môže ísť aj o dve alebo viac jednotiek.

Stratenská skupina sa pôvodne zaraďovala ku gemeriku, ale od vymedzenia silického príkrovu sa čoraz častejšie zaraďuje do silicika. Takéto zaradenie vychádza z predpokladu, že stratenská skupina nenadväzuje plynule na permské súvrstvia, prípadne že niekde na báze stratenskej sekvencie sa nachádza, zatiaľ nie vždy presne identifikovaná, plocha príkrovového nasunutia na gemerikum, miestami so zachovanými šošovkami meliatika medzi oboma jednotkami.

V strednom a vrchnom triase sa namiesto klastických sedimentov usadzovali karbonáty – za značného prispenia organizmov nakopením schránok a budovaním bariér a útesov odolných proti vlnám vznikli karbonátové platformy.

Do fácií karbonátovej platformy v niektorých územiach vo väčšom alebo menšom rozsahu zasahujú panvové a svahové sedimenty. Pochádzajú zo sedimentačného prostredia svahu karbonátovej platformy alebo až z priľahlých panví.

Jurské horniny sa zachovali v nadloží vrchnotriasových sedimentov iba v obmedzenom rozsahu – známe boli na Geravách a j. od Lipovca, pri terajšej reambulácii sa zistili aj v úžľabine jv. od Štrbákovej.

Vrchnokriedové sedimenty *gosauskej skupiny* sa usadili po dlhšej prestávke v sedimentácii, počas ktorej prebehli horotvorné procesy – uzatvorenie meliatskeho pásma a vznik kimersko-paleoalpínskej príkrovovej sústavy. Značná časť týchto príkrovov bola pred usadením vrchnokriedových hornín denudovaná, pretože tie transgredujú prevažne na triasové horniny silicika alebo na jurskú melanž meliatika. Vrchnokriedové sedimenty boli ešte zakomponované do vejárových štruktúr počas laramských transpresno-transtenzných pohybov.

Sedimenty *podtatranskej skupiny* už definitívne prekryli a kolmatovali paleoalpínsku tektonickú stavbu. Jej sedimentácia sa začala kontinentálnymi sedimentmi, pokračovala transgresívno-morskými zlepencami a pieskovcami a kulminovala flyšovými sedimentmi značnej hrúbky. Zakončila sa zrejme regresnými sedimentmi, ktoré v mapovanom území nie sú zachované.

Kvartérne sedimenty majú špecifický vývoj. Pre reliéf Slovenského raja je charakteristické striedanie hlbokých a úzkych dolín s torzovitým zachovaním fluviálnych, a najmä proluviálnych sedimentov, ktoré boli späté s formovaním alochtónnych sedimentov rozšírených v krasových priestoroch jaskýň. Planiny Slovenského raja sú charakteristické nepatrným vývojom eluviálnych sedimentov zastúpených pôdami, pôdnymi sedimentmi typu terra fusca, terra calcis a nepatrnou skrývkou horninovej drviny, ktorá vypĺňa nerovnosti krasového reliéfu. Na úpätiach svahov a dolín sa významnejšie zachovali deluviálne a koluviálne (osypové) sedimenty.

So Slovenským rajom výrazne kontrastujú priľahlé časti územia, najmä Hornádska kotlina, ktorá je oblasťou výraznejšej akumulácie kvartérnych sedimentov. V tejto časti územia nastáva výraznejšia laterálna erózia a doliny riek sa stávajú širšími, čo podmienilo aj rozsah a zachovanie sedimentov kvartéru. Dominujúce postavenie tu majú fluviálne sedimenty terás Hornádu a jeho prítokov. Sporadicky sú vyvinuté proluviálne sedimenty tvoriace náplavové kužele. Na zarovnaných plošinách terás a náplavových kužeľov sedimentovali spraše, a najmä sprašové hliny.

Na významnejších tektonických líniách pri výveroch minerálnych vôd sa sformovali sladkovodné vápence (travertíny). V záverečnej etape kvartéru na podmáčaných plochách nív a depresií sa sporadicky usadzovali organogénne sedimenty – rašeliny.

PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV A PRÁC

Podobne ako v iných regiónoch, aj na tomto mapovanom území históriu geologických výskumov a prác možno rozdeliť na viacero etáp, zhodných s politicko-územnými zmenami a usporiadaním.

Za rakúsko-uhorskej monarchie, v druhej polovici minulého a začiatkom tohto storočia, začali prvé geologické výskumy najmä rakúski a maďarskí, menej slovenskí a českí geológovia (Ahlburg, 1913; Foetterle, 1867; Illés, 1902, 1904; Limanowski, 1905; Noth, 1874; Posewitz, 1878, 1879, 1907; Rakusz, 1924, 1926, 1932; Rozlosznik, 1914, 1935; Štúr, 1869; Uhlig, 1903, 1907; Voit, 1901; Woldřich, 1912, 1913).

Za prvej ČSR geologické výskumy a mapovanie vykonávali českí geológovia z pražského Státního geologického ústavu, ojedinele tu zavítali aj cudzinci (Andrusov, 1930, 1937, 1938; Csisko, 1942; Kettner, 1937, 1938a, 1938b; Kordiuk, 1941; Matějka a Andrusov, 1931; Rabowski, 1926; Oppenheimer, 1931; Rakusz, 1926, 1932; Rozlosznik, 1935; Roth, 1938; Stejskal-Vachtl, 1934, 1936; Šuf, 1930; Vachtl, 1938; Zoubek, 1935.

Z obdobia prvého slovenského štátu prakticky niet publikovaných prác. Známa je iba práca Schönneberga (1946).

Po druhej svetovej vojne vo výskumoch s cieľom vyhľadávania nerastných surovín pokračovali českí geológovia, ale postupne sa začalo objavovať čoraz viac mien mladých slovenských geológov. Súviselo to s rozmachom geológie v päťdesiatych a šesťdesiatych rokoch. Vznikli viaceré geologické inštitúcie (Geologický ústav Dionýza Štúra, ktorý nadviazal na Štátny geologický ústav založený v r. 1940, niekoľko katedier s geologickým zameraním v Bratislave, Geologický prieskum a neskôr aj Uránový prieskum v Spišskej Novej Vsi).

Nie je tu možné uviesť prínosy celej plejády geológov z tohto obdobia, pretože len vymenovanie najdôležitejších citácií tvorí úctyhodný zoznam (pozri zoznam literatúry). Každé súbornejšie či monografické dielo však obsahuje aj históriu výskumov a zhodnotenie prác z predchádzajúceho obdobia. Na tieto práce odkazujeme. Napríklad prínos dovtedajších významnejších prác zhodnotil Maheľ (1957b, s. 8–17), práce v gemeriku podrobne zhodnotil Németh (1999b, s. 2–24) a p.

Etapu výskumov z 30. až 50. rokov uzavrelo niekoľko významných diel: syntéza Stratenskej hornatiny (Maheľ, 1957b), geologická mapa 1 : 200 000, list Vysoké Tatry (Fusán et al., 1963a), vysvetlivky k nej (Fusán et al., 1963b) a monografia Maheľ et al. (1967).

Práce z tohto obdobia však nevyústili vždy iba pozitívnym smerom. Ako uviedol Dr. Biely v oponentskom posudku na túto mapu a vysvetlivky, „formulovanie predstavy o severogemeridnej synklinále zo začiatku 50. rokov vyústilo po zmapovaní Slovenského raja do fixistickej predstavy o stavbe južnej časti Západných Karpát, ktorá bola prezentovaná v diele Tektonický vývoj Československa (Buday et al., 1961), a na geologickom kongrese v Kodani. Vplyv fixistických názorov vyjadrených aj na tektonickej mape 1 : 1 000 000 v prílohe uvedeného diela, ktoré boli založené na chybnom ocenení stratigrafie niektorých formácií, u niektorých autorov pretrvával dosť dlho".

Mnohé prínosy jednotlivých autorov sú uvedené pri opisoch vyčlenených jednotiek, pri tektonických interpretáciách alebo v ďalších kapitolách.

Hornádska kotlina

Prvé stručné zmienky o paleogéne z údolia Hornádu pochádzajú od Štúra (1869). Systematický výskum Hornádskej kotliny súvisel s ložiskovým prieskumom Slovenského rudohoria a jeho predpolia, ako aj so zostavovaním geologických máp 1 : 200 000 (list Vysoké Tatry) a 1 : 50 000 (listy Pohorelá, Hranovnica a Spišská Nová Ves) v 50. a 60. rokoch (Andrusov et al., 1950; Gažo, Pikard a Valachovič, 1952; Zorkovský et al., 1952; Zorkovský a Hruškovič, 1953; Kůta, 1954; Ilavský, Pecho a Priechodská, 1956; Leško, 1958; Fusán

et al., 1963, 1967; Maheľ et al., 1963; Marschalko et al., 1963; Marschalko, Gross a Kalaš, 1966; Priechodská, 1966; Lehotský et al., 1969, Marschalko, 1970).

V 80. a 90. rokoch sa územie Hornádskej kotliny podrobilo hydrogeologickému, geofyzikálnemu a čiastočne ložiskovému prieskumu (Jetel, Molnár a Vranovská, 1990; Polák et al., 1992; Májovský, 1988; Mikuška a Szalaiová, 1989; Rényi et al., 1987), ako aj mapovacím prácam, jednak v rámci zostavenia geologickej mapy Levočských vrchov a ich širšieho okolia 1 : 50 000 (Filo et al., 1994, 1995; Gross et al., 1994, 1995, 1996, 1999), jednak v súvislosti s výstavbou tunela Branisko (Polák et al., 1996).

V súčasnosti v bazálnych litofáciách paleogénu Hornádskej kotliny prebieha petrologický a sedimentologický výskum, ktorého priebežné výsledky (Siráňová a Filo, 1999) sú podkladom tejto geologickej mapy a vysvetliviek.

CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH JEDNOTIEK

VEPORIKUM

Jednotka veporika je zastúpená hlavne v Nízkych Tatrách a v Stolických vrchoch, do územia regiónu zasahuje ešte aj v Branisku. Ďalšie výskyty možno predpokladať na spojnici medzi uvedenými oblasťami v podloží paleogénu Hornádskej kotliny.

Kryštalinikum (obr. 2)

Kryštalinikum na jz. okraji *Braniska*, ktoré je znázornené na mape, je reprezentované niekoľkými členmi lodinského a miklušovského komplexu (prevzaté podľa mapy Poláka a Jacka et al., 1996). Z ich opisu (Jacko a Zachar in Polák et al., 1997) je vybraná iba základná charakteristika:

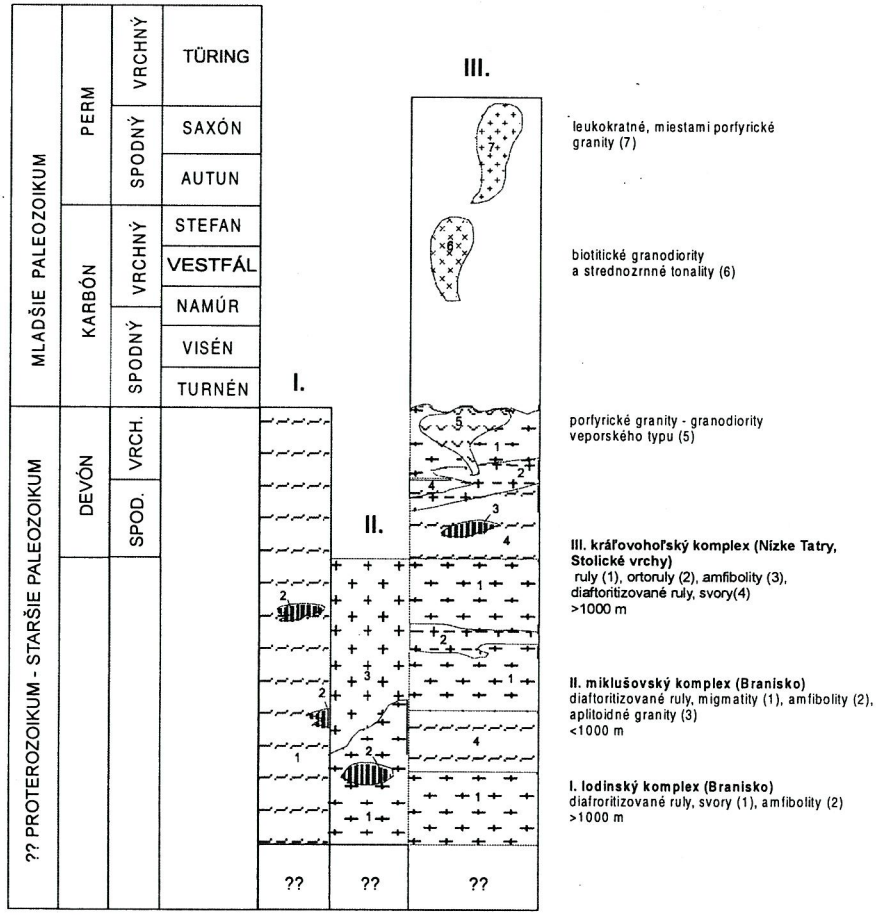
Lodinský komplex

Zaberá axiálnu časť kryštalinika. Typický preň je nedostatok granitoidov, detailné prevrásnenie variskej vrásovej stavby v smere SZ–JV alpínskymi vrásami a rozsiahla viacetapová diaftoréza metamorfitov. Jeho štruktúrnu i litologickú osnovu tvoria rytmické zóny fylonitov šírky 10–100 m so stredným úklonom prevažne na JZ, zakladané na ramenách, resp. v axiálnych úsekoch alpínskych vrás. Dôsledkom interferencie variských a alpínskych štruktúr, budináže a fylonitizácie hornín komplexu sú nepriebežné šošovkovité relikty litotypov variskej metamorfózy, ktoré sa v profile komplexu viacnásobne opakujú.

160 diaftoritizované kremenno-dvojsľudové ruly

Hoci sú základným litotypom lodinského komplexu, v celom jeho priebehu sa vyskytujú len vo forme neostro ohraničených šošovkovitých polôh s hrúbkou 10 až 100 m v sz.-jv. zónach fylonitov.

Diaftoritizované kremenno-dvojsľudové ruly sú drobnozrnné horniny (0,2 až 1,0 mm) so súvislým filmom sľúd na foliačných plochách. Okrem kremeňa a sľúd stabilne podstatný modus vykazujú plagioklasy. Obsah intenzívne chloritizovaného biotitu 1 značne varíruje. Vedľajšie komponenty tvoria sericit a kalcit. Akcesoricky sú zastúpené: K živec, biotit$_2$, magnetit, ilmenit, pyrit, granát, apatit, zirkón, xenotím, turmalín, sagenit a leukoxén.



Obr. 2 Litostratigrafická kolónka kryštalinika veporika (J. Madarás, 2000).

159 diaftoritizované drobnozrnné muskoviticko-kremenné svory

Vystupujú vo fylonitových zónach prevažne j. časti komplexu od Sľubice po Kozinec. Tvoria v nich izolované, prevažne šošovkovité polohy s hrúbkou 10 až 100 m.

Sú to zelenosivé horniny s laminovanou foliáciou. V reliktnej asociácii minerálov prevládajú živce rovnakej povahy, typu a usporiadania inklúzií a sekundárnych zmien ako v diaftoritizovaných feldšpatiticko-kremenných rulách. Tieto

znaky aj lokalizácia horninových telies v bezprostrednej blízkosti významných fylonitových zón indikujú, že spomínané svory sú produktom intenzívnejšieho tektonicko-metamorfného prepracovania feldšpatiticko-kremenných rúl.

Miklušovský komplex

Miklušovský komplex tvorí priame tektonické nadložie metamorfitov lodinského komplexu pri jeho sv. okraji, kde od západných svahov Sľubice po Hornádske lúky (s. od Ružína) v dĺžke cca 22 km je vyvinutý temer kontinuálne. Pri sz. okraji kryštalinika vystupuje analogicky – v modifikovaných príkrovových troskách – východne od Vojkoviec a Kluknavy.

Mladovarísky príkrovový styk s podložným lodinským komplexom a styk komplexu s obalovými útvarmi pri jeho sv. okraji je viacnásobne modifikovaný alpínskymi prešmykmi, resp. sinistrálnymi posunmi (strižná zóna Bystrej; Jacko, 1984). Komplex je typický výraznou prevahou migmatitov nad rulami, nepatrným obsahom amfibolitov a bežnou prítomnosťou intrafoliačných telies aplitických granitov. Prevažná časť hornín je protokataklasticky tlakovo metamorfovaná. Intenzita variskej metamorfózy kryštalických bridlíc komplexu nepresiahla úroveň teploty 570–610 °C a tlaku 530–600 MPa (Korikovskij in Krist et al., 1992).

158 stromatiticko-nebulitické a oftalmitické migmatity

Sivé stromatiticko-nebulitické migmatity s prevahou leukosómu tvoria podstatnú časť litologickej náplne komplexu. V centrálnej časti komplexu bežne obsahujú ložné, často mikroklinové žily pegmatitov cm–dm hrúbky. Smerom k sv. okraju komplexu v nich pribúdajú intrafoliačné telesá leukogranitov.

Tieto sivozelené horniny s difúznymi nesúvislými prúžkami melanosómu s hrúbkou 0,X–1,0 mm majú zrnitosť 0,3–0,8 mm, len K živec$_2$ dosahuje rozmery miestami až 1,2 mm.

Čo do zrnitosti i zloženia aplitický metatekt obvykle tvorí mikroklinizovaný a pertitizovaný K živec$_2$, kremeň, plagioklas$_2$ (An_{20-25}) ± muskovit. V substráte charakteru biotitických rúl sú okrem kremeňa, biotitu, plagioklasu$_1$ (An_{27-30}) a K živca$_1$ akcesoricky zastúpené granát, zirkón, apatit, rudný komponent ± kordierit. Biotit je miestami zatlačený fibrolitickým sillimanitom.

V intenzívnejšie tlakovo metamorfovaných zónach dochádza k rozsegmentovaniu fenoblastov K živca a k synkinematickému vyhojeniu priestorov medzi klastmi i koncových úsekov K živca agregátom kremeňa ± sericitu.

Blastokataklastickými derivátmi sivých oftalmitických migmatitov sú ružovočervené oftalmitické migmatity, zastúpené najmä v blízkosti telies aplitických granitov v západnej časti kryštalinika.

157 aplitické granity

Priestorovou distribúciou inklinujú k sv. okraju miklušovského komplexu. V tejto pozícii vystupuje aj najväčšie teleso (0,6 x 4,0 km) na s. svahoch Sľubice.

V rámci aplitických granitov možno odlíšiť dva petrografické typy: hybridné aplitické granity a aplitické granity.

Kráľovohoľský komplex

Veporické kryštalinikum v Nízkych Tatrách a vo v. časti Stolických a Volovských vrchov pre potreby geologickej mapy regiónu Slovenský raj novo spracoval Madarás (1998, 1999). V zmysle regionálneho geologického členenia Západných Karpát (Vass et al., 1988) patrí do kráľovohoľskej a kohútskej zóny. Masív Kráľovej hole zahŕňa rovnomennú zónu, masív Trestníka patrí do kohútskej zóny, oddelenej od predchádzajúcej muránskym zlomom. Klinec (1966, 1976) celé kryštalinikum zahŕňa do kráľovohoľského komplexu.

V masíve Kráľovej hole Putiš (1981, 1987, 1989) vyčlenil niekoľko tektonických jednotiek: čiastkový príkrov Prednej hole; kráľovohoľskú sústavu príkrovov: a) vrchný (strižný) čiastkový príkrov Vápenice (tonality); b) spodný (vrásový) čiastkový príkrov Kráľovej hole, tvorený kráľovohoľským komplexom (metagranitoidy – ortoruly, svorové ruly, svory, amfibolity) a pohorelským komplexom (svory, metakvarcity, amfibolity, kyslé metatufy). Spodná, hronská sústava príkrovov (resp. hronský komplex sensu Klinec, 1966; 1976) v študovanej oblasti nevystupuje.

Tak v kryštaliniku, ako aj v obale badať rozdiely medzi kráľovohoľskou a kohútskou zónou. V masíve Trestníka chýbajú v skladbe kryštalinika tonalitové horniny čiastkového príkrovu Vápenice, diaftority svorov, svorových rúl, pararúl a amfibolitov. Hruboporfyrické granodiority veporského typu sa nachádzajú častejšie v kohútskej zóne. V kráľovohoľskej zóne masívu Kráľovej hole, až na výnimky, absentujú menej deformované, prípadne homogénne typy granitov. Tieto disproporcie môžu byť zapríčinené aj rozdielnym eróznym zrezom kryštalinika po oboch stranách muránskeho zlomu. Masív Kráľovej hole by predstavoval menej erodovaný blok – so zachovanou silno deformovanou vrchnou etážou kryštalinika. Homogénnejší a monotónnejší masív Trestníka by sa javil ako hlbšie erodovaný blok. Tomu by zodpovedali aj sporadické výskyty hybridných typov granitoidov v niektorých častiach hlboko zarezanej doliny Dobšinského potoka, ktoré zvyčajne (analógia s masívom Kohúta a okolím Čierneho Balogu) vystupujú v spodných partiách granitoidného komplexu. Pod nimi je možné očakávať svorové horniny – hronský komplex, tak, ako naznačujú možnosti interpretácie elektrických odporových meraní v oblasti Dobšinského potoka a styčnej zóny

medzi veporikom a gemerikom (Kucharič in Madarás et al., 1995). Mladopaleozoické a mezozoické obalové horniny sedimentovali už na takto diferencované kryštalinikum – v masíve Kráľovej hole nachádzame spodnotriasové kvarcity na tonalitoch, v masíve Trestníka a v doline Dobšinského potoka ležia permské arkózy a spodnotriasové kvarcity na strednozrnných a hruboporfyrických granitoidoch. Z tohto pohľadu je možné násun kráľovohoľského komplexu (resp. čiastkového príkrovu Kráľovej hole a Vápenice) na hronský komplex považovať za hercýnsky.

V dnešnom topografickom obraze je oblasť Kráľovej hole vyzdvihnutá oproti masívu Trestníka o 500–600 m. Šupiny kryštalinika spolu so zvyškami sedimentárneho obalu skĺzajú z klenby na tri svetové strany – J, V, S – rovnako, ako je orientované náhle ukončenie vyše 60 km dlhého hrebeňa Nízkych Tatier. Pravdepodobne vzhľadom na mladý (neogénny – kvartérny?) mohutný výzdvih Kráľovej hole oproti Slovenskému raju (cca 900–1 000 m) a rýchlu eróziu vrchných partií sú obalové karbonátové sedimenty v masíve Kráľovej hole oproti Dobšinskému potoku zachované rudimentárne. Väčšie plochy mladopaleozoicko-mezozoických hornín vystupujú v oblasti Prednej hole, kde boli dlhšie pred eróziou chránené presunutými telesami hronika a silicika.

V rámci kryštalinika Nízkych Tatier a časti Stolických a Volovských vrchov sú na geologickej mape vyčlenené nasledujúce horninové typy:

156 jemnozrnné biotitické pararuly

V takmer výlučne granitoidnej stavbe kryštalinika študovanej oblasti vyššiestupňové metamorfity tvoria len nepatrnú súčasť. Obyčajne sa nevyskytujú dokonca ani v podobe xenolitov či útržkov plášťa v granitoidoch. Výskyty jemnozrnných tmavých biotitických pararúl, ktoré stoja za zmienku, sa zistili jedine v oblasti Čuntavy – v kameňolome v doline Spišského potoka a v podobe malých xenolitov v okolí k. Kozovec a v strednej časti doliny Dobšinského potoka. Tmavé, výrazne bridličnaté polohy hornín podobné metamorfovaným vystupujúce uprostred granitoidov sú s najväčšou pravdepodobnosťou produktom silnej mylonitizácie granitoidov.

155 fylonity svorov, svorových rúl a pararúl

Vystupujú v masíve Kráľovej hole, kde tvoria jej vrcholové partie. Horniny sú výrazne bridličnaté, lineované, jemnozrnné, s typickým hodvábnym leskom a zelenkastou farbou od svetlých sľúd a s častým bielym alebo vodovým sekrečným kremeňom. Časté sú aj strednozrnné variety, pri ktorých možno uvažovať s alternatívou, že nejde o metamorfované horniny – svory, ale o silno deformované, mylonitizované, prekremenené a hydrotermálne alterované (vybielené)

granitoidy v subhorizontálnej strižnej zóne. Ako granitoidy, ktoré podľahli silnej deformácii, sú zakreslené aj na staršej mape Klinca (1976). V minerálnej asociácii prevláda kremeň, bežne sú prítomné svetlé sľudy – muskovit, sericit, chlorit. Zriedkavejší je silno rozložený biotit a živce.

154 fylonity albiticko-epidotických amfibolitov

Zistili sa v prostredí svorových hornín na južných svahoch Kráľovej hole – nad Havraňou dolinou sv. od Šumiaca. Zelené bridličnaté horniny sú pravdepodobne deformačným produktom pôvodne amfibolických hornín.

153 metagranitoidy – prevažne silno deformované, stredno- až hrubozrnné granity a granodiority, blastomylonitické ortoruly

Tvoria podstatnú časť kryštalinika v masíve Trestníka. V masíve Kráľovej hole vystupujú ako najspodnejšie členy kryštalinika, odkryté na južných úpätiach masívu. Granitoidy sú obyčajne silno deformované, mylonitizované, s výraznou foliačnou stavbou a minerálnymi lineáciami kremeňa, živcov a sľúd. Nižšieteplotná mylonitizácia spôsobila vznik sericitových mylonitov. Pôvodný granitoidný charakter horniny je často potlačený až zastretý a v prípade pôvodne porfyrických variet má hornina charakter ortoruly až okatej ortoruly. V odkryvoch je možné pozorovať postupný prechod z pôvodne stredne porfyrických až hrubšie porfyrických granitoidov (prevažne granodioritov) do deformovaných variet s heterogénnou deformáciou v dvoch na seba kolmých rezoch (XZ, YZ). Najmä v reze XZ (paralelnom s lineáciou) vidieť stupeň deformačného pretvorenia – porfyroklasty živcov sú plasticky až krehko-plasticky deformované s okrajmi zŕn vytiahnutými do pásikov, chvostov. Podľa ich orientácie je možné určiť kinematický zmysel strihu. Hornina má až steblovitý charakter. Minerály sú včlenené do mylonitickej foliácie, často prevrásnenej do drobných klivážových asymetrických vrások. V mikromierke sú oká živcov (plagioklasy v prevahe) rozložené – vyplnené sericitom, chloritom, kremeňom a albitom. Kremenné zrná sú taktiež vyťahané na pásiky, pôvodný kremeň je undulózny, alebo od okrajov rekryštalizuje na agregáty drobnozrnného kremeňa druhej generácie. Biotit$_1$ (magmatický – veľkolupeňovitý, často sagenitizovaný) je rozložený – baueritizovaný, sericitizovaný, chloritizovaný. Objavuje sa aj drobnolupeňovitý biotit$_2$.

Minerálne zloženie granitoidov je bežné ako v iných oblastiach kryštalinika veporika: Qtz + Plg ± Kfs + Bt + Ms + Ser + Chl ± Ep, Zoi ± Grt ± Ap ± Zr ± Rut ± Ilm ± rudné minerály.

V reze kolmom na lineáciu (YZ) si hornina výraznejšie zachováva svoj granitoidný charakter. Menej deformované typy granodioritov majú pozorovateľnú

magmatickú diferenciáciu na tmavšie a svetlejšie pásy (relikty magmatickej foliácie), takže granitoid pripomína horniny hybridného komplexu (granitoidy, migmatity, ruly), ktoré obyčajne vystupujú v najspodnejších častiach granitoidného komplexu veporika.

Granitoidy sú takmer sterilné, čo sa týka výskytu xenolitov rúl, pegmatitov alebo kremenných žíl.

152 metagranitoidy – hruboporfyrické granity až granodiority (okaté ruly) veporského typu

Predstavujú hruboporfyrickú varietu opísaného granitoidu. Vystupujú najmä v doline Dobšinského potoka. Petrograficky aj pozične ich možno stotožniť s veporským typom granitov až granodioritov vystupujúcich na veľkých plochách vo Veporských vrchoch – v okolí Klenovského Vepra, ale aj Stolice a Kohúta v Stolických vrchoch. Porfyroblasty živcov dosahujú veľkosť až 4 cm a sú dobrým kinematickým indikátorom pohybu.

151 biotitické granodiority a strednozrnné tonality

Sú typickým členom kryštalinika východných svahov Kráľovej hole. V podobe tektonickej šupiny hrubej maximálne niekoľko sto metrov (resp. čiastkového príkrovu Vápenice – cf. Putiš, 1981, 1989; Krist et al., 1992) ležia na fylonitoch svorov, resp. silno deformovaných granitoidov a na metagranitoidoch masívu Kráľovej hole. V ich nadloží sú obyčajne obalové permské arkózy alebo spodnotriasové kvarcity. Ukážkové odkryvy poskytujú rozoklané bralá Kráľovej skaly (k. 1 690). Tmavosivé až tmavozelené strednozrnné, lokálne hrubšie porfyrické horniny majú typickú doskovitú odlučnosť podľa extenzných mylonitických foliačných plôch. Tmavozelenkastú farbu horniny spôsobuje prítomnosť biotitu a jeho rozklad na minerály epidotovo-zoizitovej skupiny. Okrem bežných bázickejších živcov – plagioklasov – sú prítomné aj draselné živce.

150 strednozrnné dvojsľudové granity až granodiority, slabšie deformované leukokratné granity, lokálne homogénne

Vystupujú v z. okolí kóty Buchvald (k. 1 293) a na jz. okraji mapovaného územia. Sivé strednozrnné, lokálne porfyrické granity sú masívne až mierne usmernené, s bielymi, sivými až ružovými porfyroklastmi K živcov. Častejšie ako v predtým opísaných typoch sa vyskytujú pegmatitové, kremeňovo-živcové a kremenné žily.

Sedimentárny obal severného veporika (obr. 3)

P e r m

STAROHORSKÁ SKUPINA

149 korytnianske súvrstvie: metamorfované hrubozrnné arkózové droby s polohami zlepencov a piesčitých bridlíc (?vrchný perm)

Vystupuje iba v niekoľkých izolovaných výskytoch na sever od priesmyku Branisko a pri západnom obmedzení pohoria, na východ od obce Korytné.

Korytnianske súvrstvie dosahuje hrúbku 200–300 m. Bolo definované ako súbor hruboklastických sedimentov nízkeho stupňa minerálnej a štruktúrnej zrelosti, pestrého zafarbenia, bez významnejších prejavov synsedimentárnej vulkanickej činnosti (Vozárová a Vozár, 1988). Vek sedimentov korytnianskeho súvrstvia nie je doložený biostratigraficky. Do permu sa zaraďujú na základe ich litologického zloženia a nesúhlasného uloženia v nadloží komplexov kryštalinika a v podloží spodnotriasových sedimentov.

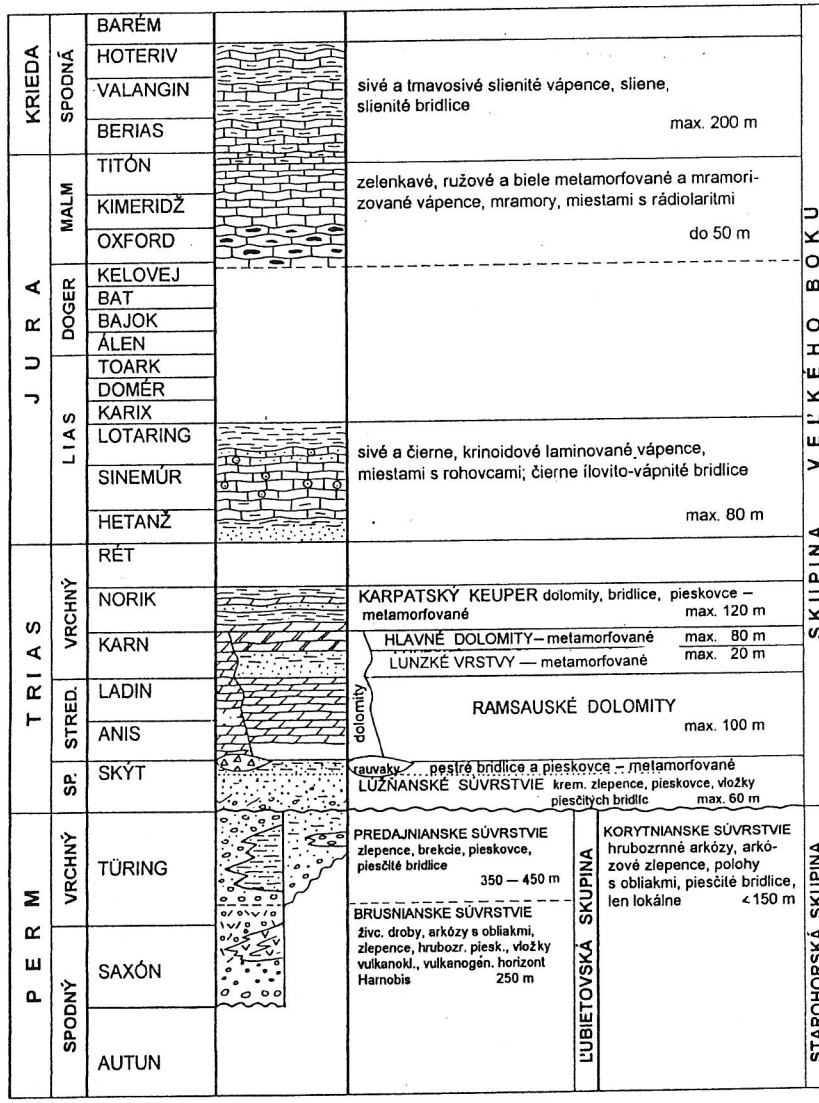
Určujúcimi litologickými znakmi korytnianskeho súvrstvia sú: hrubé (1,5 až 2 m) a nerovnomerné vrstvy s ostrými alebo eróznymi kontaktmi, časté erózne korytá s dnovou výplňou, pozvoľné zmenšovanie veľkosti zrna smerom do vrchných častí celej sekvencie, prítomnosť malých aluviálnych sedimentačných cyklov vo vrchných častiach súvrstvia. Cykly v hrúbke 2–3 m sú zložené v spodných častiach z hrubozrnných svetlosivozelených pieskovcov a vo vrchnej časti z fialovosivých piesčitých bridlíc a horizontálne laminovaných prachovcov.

Pieskovce svojím petrografickým zložením zodpovedajú arkózovým drobám. Ďalšie údaje pozri v práci Vozárová in Polák et al. (1997, s. 28).

ĽUBIETOVSKÁ SKUPINA

148 brusnianske súvrstvie: zlepence, pieskovce, bridlice, acidné a intermediárne vulkanity a ich vulkanoklastiká (perm)

Brusnianske súvrstvie definovala Vozárová (1979) a neskôr spoločne s predajnianskym súvrstvím bolo zaradené do väčšej litostratigrafickej jednotky, pomenovanej ako ľubietovská skupina (Vozárová a Vozár, 1988), ktorá predstavuje súbor klastických, prevažne hrubozrnných sedimentov, vystupujúcich spravidla v nadloží kryštalinika severného veporika. Na mapované územie zasahuje na malej ploche v južnej časti Braniska, východne od obce Dúbrava.



Obr. 3 Litostratigrafická kolónka sedimentárneho obalu severného veporika (M. Polák a J. Vozár, 2000).

Drobno- až strednozrnné polymiktné metazlepence majú litologické znaky charakteristické pre štrkové alúviá zdivočených riek. Gradačne, prípadne šikmo zvrstvené vrstvy hrúbky 1–2 m, striedajúce sa mnohonásobne nad sebou, majú erozívne kontakty s hojnými erozívnymi intraklastmi červených bridlíc na báze. Všeobecným znakom je nerovnomerná hrúbka vrstiev a ich vykliňovanie na krátku vzdialenosť. Plytké erózne kanály sú vyplnené dnovými sedimentmi s dobre opracovanými obliakmi s náznakmi imbrikácie. Lavice relatívne dobre vytriedených zlepencov s obliakovou podpornou štruktúrou sa striedajú s masívnymi neusporiadanými zlepencami s podpornou štruktúrou matrixu. V celom komplexe tvoria fialovočervené bridlice len značne autocyklicky erodované relikty pôvodných povodňových sedimentov. Sú štruktúrne nezrelé, s prímesou hrubého detritu. Obliakový materiál je v prevahe slabo opracovaný, zložený z kremeňa, zo synsedimentárnych vulkanitov a vulkanoklastík a granitoidov.

SKUPINA VEĽKÉHO BOKU

Trias

147 lúžňanské súvrstvie: kremence, kremenné pieskovce, lokálne s vložkami pestrých bridlíc (skýt)

Vystupuje spravidla na tektonickej hranici (pohorelská línia) s revúckou skupinou, v podloží karbonátových komplexov triasu, jury a spodnej kriedy. Tiahne sa v pruhu od Strateníka po južných svahoch Pálenice až do údolia potoka jz. od Hranovnického plesa.

Tvorí spodnú časť mezozoického sedimentárneho cyklu. V bazálnej časti je sústredený prevažne hrubozrnný materiál, tvorený kremencami až konglomerátmi, často s výrazným gradačným zvrstvením. Tie prechádzajú zväčša do svetlosivých a ružových lavicovitých (10–100 cm) kremencov, kremitých pieskovcov, miestami arkóz. Maximálna hrúbka súvrstvia je 60 m.

Z mineralogického hľadiska sú kremence tvorené angulárnymi úlomkami kremeňa, ktoré predstavujú 85–95 %. Nestabilnú zložku zastupujú predovšetkým K živce, pridávajú sa Ca-Na živce, muskovit, resp. sericit, vybielený biotit, zriedkavo chlorit. Akcesorické minerály zastupuje prevažne zirkón, ojedinele je prítomný rutil. Základná hmota je rekryštalizovaná, kremito-sericitická, tmel je kremitý. Jednotlivé stavebné komponenty sú výrazne lineárne usmernené, čo je výsledkom silného dynamometamorfného prepracovania súvrstvia. Dôkazom je prítomnosť novotvorených minerálov a výrazné prevrásnenie podstatnej časti súvrstvia. Vo vrchnej časti sa vo vyššej miere uplatňuje pelitická zložka.

146 „kampilské" vrstvy: pestré ílovité , ílovito-piesčité a sericitické bridlice s vložkami kremencov (skýt)

Vyvíjajú sa priamo z podložného lúžňanského súvrstvia. Litologicky ich tvoria predovšetkým pestré, červené a fialové ílovité a ílovito-piesčité bridlice. Obsahujú pomerne časté vložky, vrstvičky červených, veľmi jemnozrnných kremencov a kremitých pieskovcov. Hrúbka nepresahuje 20 m.

Z petrografického hľadiska bridlice tvorí prevažne illit s výrazne dispergovanými koloidmi Fe, pristupuje sericit a aleuritické úlomky kremeňa. Kremence sú tvorené na 70–85 % úlomkami angulárnych zŕn kremeňa, prevažne frakciou pod 1,5 mm. Nestabilný komponent tvoria ojedinelé K živce, a predovšetkým Ca-Na živce, pomerne vysoké zastúpenie má sericit a biotit. Základná hmota je ílovito-sericitická, tmel je kremitý.

145 sivožlté rauvaky s vložkami dolomitov (spodný až stredný trias)

V nadloží spodnotriasových kremencov sa na niekoľkých miestach vo forme malých šošoviek nachádzajú polohy rauvakov. Sú lokalizované spravidla po južnej strane kremencov. Rauvaky sú zväčša sivožltej farby, majú výrazne pórovito-brekciovitú štruktúru. Často obsahujú úlomky ílovitých bridlíc a dolomitov. Obsahujú nepravidelné polohy a zhluky sivožltých až tmavosivých dolomitov, kryptokryštalickej štruktúry, bez akýchkoľvek organických zvyškov.

Súvrstvie stratigraficky zaraďujeme do najvyššej časti spodného triasu až do najspodnejšej časti stredného triasu. Mnohé rauvaky sú tu však nepochybne tektonického pôvodu.

144 gutensteinské vápence (anis)

Gutensteinské vápence vystupujú len vo veľmi obmedzenom rozsahu v Branisku v nadloží spodnotriasových ílovcov vo forme šošoviek s hrúbkou 15–20 m. Nachádzajú sa iba na j. svahu kóty Rajtopíky.

Sú to prevažne tmavosivé až čierne lavicovité (10–30 cm) vápence s vložkami svetlejších dolomitov a dolomitických vápencov, hlavne vo vrchnej časti. Sú značne postihnuté tlakovou deformáciou.

Vápence majú prevažne biomiktritickú štruktúru s nízkou frekvenciou organických zvyškov, ktoré sú tvorené prevažne krinoidovými článkami, ostrakódami, ojedinelými zle zachovanými foraminiferami a peletami.

Súvrstvie vekovo zodpovedá „per analogiam" anisu (Bystrický, 1983).

143 sivé lavicovité dolomity (stredný až vrchný trias)

Môžeme sem zaradiť prevažnú časť dolomitov vystupujúcich v oblasti medzi Prostredným vrchom a Človečou hlavou. Hlavným dôvodom takéhoto zaradenia je ich veľmi komplikované postavenie v celkovej stavbe územia. Takmer vo všetkých prípadoch sú v priamom kontakte so súvrstvím karpatského keuperu, resp. karbonátmi spodného liasu.

Čo sa týka ich stratigrafického postavenia, je veľmi obťažné ho stanoviť pre nedostatok paleontologického materiálu a neprítomnosť iných litostratigrafických jednotiek v podloží, resp. v nadloží, ktoré by mohli napomôcť ich zaradenie. Preto ich v týchto prípadoch zaraďujeme do stredného až vrchného triasu.

Litologicky ide o sivé a tmavosivé hrubolavicovité, často masívne dolomity. Sú celistvé, jemnokryštalické až cukrovité, často brekciovité. Miestami sú silno pórovité, póry sú zväčša po vylúhovaných organických zvyškoch.

142 lunzké vrstvy: tmavé ílovité bridlice s lavicami pieskovcov (spodný karn–jul)

Sú vyvinuté len rudimentárne a odkryté len vo veľmi obmedzenom rozsahu v dvoch izolovaných drobných šošovkách jz. od kóty Človečia hlava a jz. od Prostredného vrchu. Maximálna hrúbka nepresahuje 20 m.

Litologicky sú to tmavosivé, hnedosivé a zelenkasté ílovité a ílovito-piesčité bridlice, ktoré vystupujú prevažne v spodnej časti vrstiev. Vo vrchnej časti sa objavujú vložky a hrubšie polohy hnedosivých a sivých, veľmi jemne zrnitých pieskovcov. Celý komplex je výrazne metamorfovaný.

Z petrografického hľadiska bridlice tvorí prevažne illit, úlomky angulárnych zŕn kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie dosahujú miestami až 15 %, ojedinelý je sericit. Pieskovce sú tvorené úlomkami angulárneho kremeňa v množstve 50–75 % veľkostnej kategórie do 1,5 mm. Pristupujú Ca-Na a K živce, sericit, biotit, ojedinelý je chlorit. Akcesórie zastupuje prevažne zirkón, ojedinele rutil.

Súvrstvie vekovo zaraďujeme do stredného karnu–julu (Bystrický in Andrusov a Samuel, 1983).

141 karpatský keuper: dolomity, pestré bridlice, ojedinele pieskovce (norik)

Karpatský keuper tvorí rozsiahle plochy na južných a severných svahoch Prostredného vrchu, južných svahoch Strateníka a na juhozápadných svahoch Človečej hlavy.

Súvrstvie karpatského keuperu tvoria tri základné litologické zložky: karbonátová – (dolomity), pelitická – (bridlice), psamitická – (pieskovce). Dolomity sú úplne prevládajúcim komponentom karpatského keuperu v sekvencii Veľkého boku. Litologicky ich tvoria svetlosivé a žltkasté lavicovité (20–80 cm) jemnozrnné dolomity s vysokým podielom ílovitej zložky. Časté sú preplástky žltých, zelených, zriedkavejšie červených ílovitých bridlíc. Mikrofaciálne ide o horniny s afanitickou štruktúrou, bez akýchkoľvek alochémov, so zriedkavou prímesou aleuritického kremeňa. Pelitický komponent zastupujú pestré (červené, fialové, zelené) ílovce a ílovité bridlice s vložkami a polohami sivožltých lavicovitých dolomitov. Bridlice sú zložené prevažne z illitu, chloritu, sericitu a dispergovaných Fe zložiek. Psamitickú zložku tvoria pestré jemnozrnné kremenné pieskovce a kremence a je zastúpená len v obmedzenom rozsahu. Petrograficky sú zložené prevažne z kremenných zŕn, ktorých obsah sa pohybuje v rozmedzí 60–75 %. Úlomky kremeňa sú prevažne angulárneho tvaru, veľkosti 1–2 mm. Vyskytujú sa aj sericitizované živce a muskovit. Súvrstvie karpatského keuperu, predovšetkým (jeho) pelitická zložka, je veľmi intenzívne tlakovo metamorfované, prevrásnené. Smer osí vrás je prevažne V–Z. Celková hrúbka súvrstvia nepresahuje 80 m.

Z hľadiska veku súvrstvie karpatského keuperu na základe postavenia vo vrstvovom slede a analógie zaraďujeme do norika.

J u r a

Jurské sedimenty sú v regióne zastúpené prevažne karbonátmi spodného liasu a vápencovým komplexom strednej a vrchnej jury.

140 sivé a čierne krinoidové laminované vápence, miestami s rohovcami, čierne ílovito-vápnité bridlice (spodný lias)

Sú sústredené predovšetkým na j. svahoch Človečej hlavy a v niekoľkých pruhoch vystupujú na s. svahoch Strateníka a Prostredného vrchu.

Bazálne časti súvrstvia tvoria tmavosivé až čierne, pomerne silno organodetritické vápence, tvorené úlomkami lastúrnikov a brachiopód a hojnými úlomkami krinoidov. Jednotlivé stavebné komponenty sú mimoriadne silno rekryštalizované. Vápence sú zväčša lavicovité (20–25 cm), výrazne tlakovo metamorfované. Stavebné zložky sú pravidelne lineárne usmernené.

Vyšší súbor tvoria tmavosivé až čierne, slabo krinoidové, jemnozrnné, miestami kalové, často výrazne laminované, tenkolavicovité až bridličnaté vápence. Vápence obsahujú časté hľuzy čiernych celistvých silicitov. Vo vyšších polohách tohto súboru prevládajú čierne ílovito-vápnité bridlice.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biosparity s vysokým podielom biodetritu, úlomkami krinoidových článkov, lamelibranchiát, brachiopód, foraminifer a ostňov ježoviek. Klastickú prímes zastupujú úlomky angulárnych zŕn kremeňa s veľkosťou 0,01–2 mm.

Silicity sú zastúpené dvoma typmi. V zmysle Petránka (1963) sú to kryptogénne silicity a spongolity. Spongolity tvoria 30–40 % silicitov. Na 60–80 % sú zložené zo silicifikovaných ihlíc húb. Časť axónov býva kalcifikovaná. Sporadicky sú prítomné rádiolárie. Základnú hmotu spongolitov tvorí kryptokryštalický chalcedón. Okrem rozptýleného reziduálneho karbonátu obsahuje hornina hojné idiomorfne obmedzené klence karbonátov.

Celý tento súbor hrubý do 80 m sa na základe postavenia vo vrstvovom slede považuje za spodnoliasový.

139 algäuské súvrstvie: sivé a čierne slienité, miestami škvrnité metamorfované vápence a bridlice (vyšší lias)

Toto súvrstvie sa vyskytuje iba v Branisku v okolí priesmyku na jz. svahoch Rudníka. Vystupuje v nadloží spodnoliasového karbonátového komplexu.

Litologicky ho tvorí alternácia tmavosivých, niekedy čiernych, často slabo slienitých, zvyčajne silno deformovaných zvrásnených vápencov, miestami škvrnitých a tmavosivých až čiernych, slabo slienitých bridlíc. Vápence sú často silno rekryštalizované, intenzívne usmernené a často deformované do ležatých vrás malých rozmerov.

Mikrofaciálne ide o biosparity. Väčšina organických zvyškov je silno rekryštalizovaná. Zvyšky zachované len vo fantómoch sú tvorené úlomkami krinoidových článkov, zriedkavo sa zachovali ihlice húb, rádiolárií, silno rekryštalizovaných. Všetky stavebné prvky sú výrazne usmernené. Klastická prímes je zastúpená vo forme angulárnych zŕn kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. Na plochách deformácií sa zachovali novovytvorené minerály, predovšetkým šupinky sericitu, ojedinelé sú zrná plagioklasov.

Hrúbka súvrstvia nepresahuje 100 m.

Toto súvrstvie na základe postavenia vo vrstvovom slede a analógie v ostatných jadrových pohoriach Západných Karpát stratigraficky zaraďujeme do vyššieho liasu.

138 zelenkavé, ružové a biele metamorfované a mramorizované vápence, mramory, miestami rádiolarity (doger–malm)

Vystupujú v malých bralách v oblasti s. od Človečej hlavy a tiahnu sa po celom severnom okraji smerom na Z až do oblasti doliny Bystrá.

Litologicky ich tvoria svetlo- a tmavozelené, vo vrchných častiach ružové a biele, silno metamorfované a často mramorizované vápence, miestami prechádzajúce do čistých mramorov. Zvyčajne sú lavicovité (10–25 cm), vrstvové plochy sú silno zvlnené. Celé súvrstvie javí známky intenzívneho tlakovometamorfného prepracovania. Vápence často obsahujú hľuzy zelených rádiolaritov, ktoré sú taktiež výrazne usmernené v smere bridličnatosti. Na tomto rigidnom materiáli sú výrazne vyvinuté klivážne plochy. Mikrofaciálne sú to biosparity, resp. pseudosparity. Väčšia časť horniny je silno rekryštalizovaná, so zachovanými fantómami po rádioláriách a ojedinele sú prítomné úlomky iného biodetritu. Všetky tieto komponenty sú výrazne usmernené. Ojedinele sa nachádzajú zrnká angulárneho aleuritického kremeňa. Silicity patria do skupiny rádiolaritov, sú v nich zachované prevažne kalcifikované a silicifikované rádiolárie.

V nadloží vystupuje súvrstvie svetlosivých a ružových celistvých, slabo slienitých tenkolavicovitých až doskovitých (5–10 cm), veľmi intenzívne zvrásnených vápencov, ktoré javia stratigraficky vysokú afinitu k malmským vápencom. Hornina je výrazne tlakovo metamorfovaná, s veľkým množstvom mikrovrás centimetrových a milimetrových rozmerov.

Základná hmota je rekryštalizovaná, resp. mramorizovaná, takže z pôvodných zložiek sa zachovala len klastická prímes vo forme úlomkov kremeňa aleuritovej frakcie. Koloidné minerály sú skoncentrované do plôch stylolitizácie. Hrúbka tohto súvrstvia nepresahuje 15 m.

Na základe postavenia vo vrstvovom slede a analógií súvrstvie vekovo zodpovedá dogeru–malmu. Najvyššie časti tvorené prevažne svetlými a bielymi mramorizovanými vápencami patria najskôr k ?malmu.

J u r a – k r i e d a

137 mráznické súvrstvie: sivé a tmavosivé slienité vápence, sliene, slienité bridlice (titón–hoteriv)

Najväčšie rozšírenie dosahuje súvrstvie v priestore od Hranovnického plesa k Človečej hlave, odkiaľ pokračuje v úzkom pruhu do údolia Bystrej.

V spodnej časti súvrstvia vystupujú tmavosivé slienité vápence s výrazným lastúrnatým lomom a medzivrstvičkami slieňov. Tento komplex je veľmi ťažké kartograficky vyčleniť, pretože je veľmi úzko zviazaný s nadložným komplexom, do ktorého pozvoľna prechádza. Mikrofaciálne sú to biomikrity, resp. biomikrosparity. Kullmanová et al. (1983) uvádzajú z okolia Človečej hlavy nasledujúcu mikrofaunu: *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Crassicolaria parvula* REMANE, *Crassicolaria intermedia* DURAND-DELGA, *Crassicolaria colomi* DOBEN. Toto spoločenstvo poukazuje na vek vyšší titón–berias.

Podstatnú časť tohto komplexu litologicky tvorí alternácia sivých a tmavosivých slienitých vápencov, slieňovcov a slienitých bridlíc. Vápence sú zväčša lavicovité (10–30 cm), plochy vrstiev sú zvyčajne nerovné, prevažne silno zbridličnatené, silno tektonizované. Celé súvrstvie je intenzívne dynamometamorfne prepracované.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým sparity so zriedkavo zachovanými fantómami po rádioláriách a úlomkoch rozličných organických zvyškov. V mnohých prípadoch sú prítomné novovzniknuté minerály. Tie sú tvorené predovšetkým lupienkami sericitu, muskovitu, zrnkami Ca-Na živcov a idiomorfnými zrnami kremeňa.

Na základe postavenia vo vrstvovom slede a per analogiam tento súbor vekovo považujeme za berias–?hoteriv.

Mladšie súvrstvia sekvencie Veľkého boku v študovanom území nevystupujú.

Sedimentárny obal južného veporika (obr. 4)

K a r b ó n – p e r m

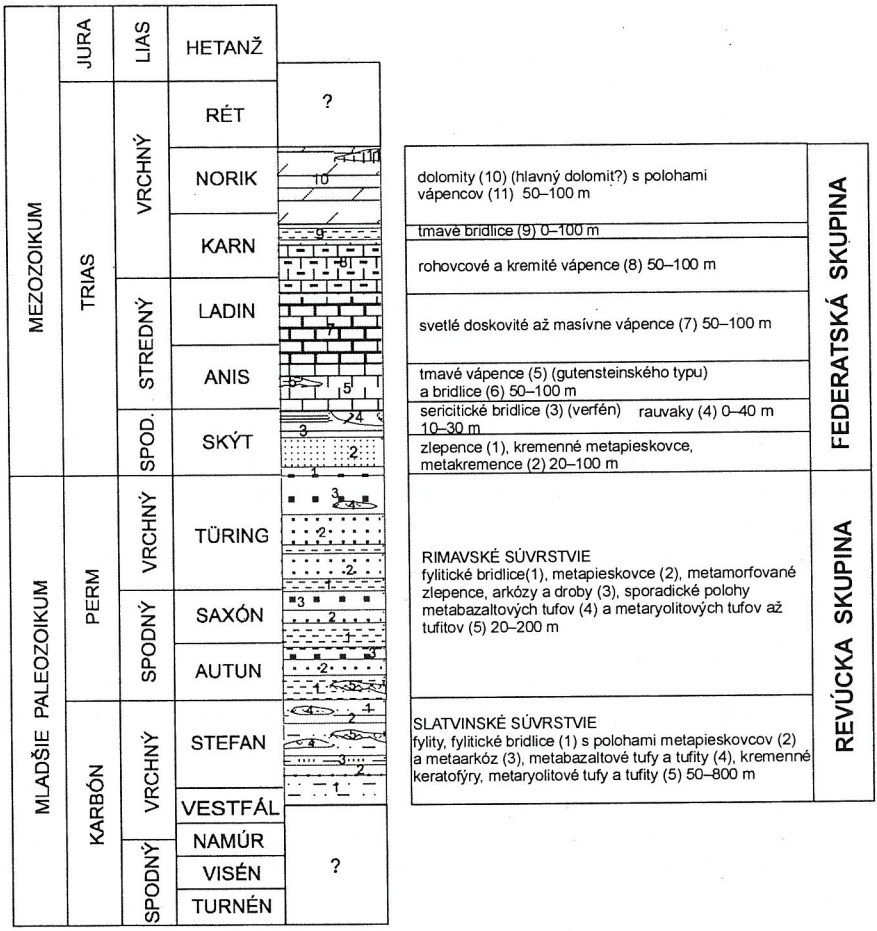
REVÚCKA SKUPINA

Bezprostredný obal kryštalinika južného veporika je reprezentovaný súborom metamorfovaných klastických sedimentov so sporadickým výskytom vulkanických hornín, ktoré sa korelujú s revúckou skupinou (Vozárová a Vozár, 1982, 1988), zloženou zo slatvinského a rimavského súvrstvia (Vozárová a Vozár, 1979).

Sedimenty slatvinského súvrstvia (vrchný karbón–stefan) sa usadili na hercýnsky štrukturalizovanom kryštalinickom podklade. Sú produktom cyklickej plytkovodnej deltovej sedimentácie v humídnom prostredí (Vozárová a Vozár, 1982). Z geotektonického hľadiska predstavovali hercýnsku molasu znamenajúcu konsolidáciu oblasti po hlavnej fáze hercýnskeho orogénu.

Za súčasť slatvinského súvrstvia Hók et al. (1993) a Madarás et al. (1995) pokladajú aj horniny v strednej časti doliny Dobšinského potoka, ktoré Plašienka (1980a, b; 1981; 1984; 1993) pokladal za bazálnu časť príkrovu Markušky vrchnodevónskeho veku. K takému záveru (podopretému aj novou reambuláciou) ich vedie niekoľko profilov odkrytých v doline Dobšinského potoka, kde je dobre viditeľný postupný faciálny prechod sedimentov považovaných za devón do svetlých arkóz (perm) a kremencov (spodný trias). Bezprostredným nadložím slatvinského súvrstvia je rimavské súvrstvie (perm). To sedimentovalo nielen na slatvinské súvrstvie, ale hlavne na kryštalinikum.

Horniny zahrnuté do obalovej revúckej skupiny vystupujú na mapovanom území v dvoch oblastiach, oddelených muránskym zlomom. Menšie zastúpenie



Obr. 4 Litostratigrafická kolónka revúckej a federatskej skupiny (J. Madarás, 2000).

majú v doline Dobšinského potoka, kde sa revúcka skupina v smere od J na S postupne redukuje a vykliňuje, podobne rudimentárne zastúpenie nachádzame aj na jv. svahoch Kráľovej hole (oblasť doliny Zubrovica nad Telgártom). Rozsiahlejšie plochy zaberajú horniny revúckej skupiny na sv. svahoch Kráľovej hole, v okolí Prednej hole, ktoré boli predtým zahrnuté do tzv. komplexu Prednej hole.

Prvé zmienky o výskyte porfyroidov a zelených bridlíc v oblasti Prednej hole pochádzajú od Uhliga (1903). Zoubek (1935) vymedzuje kraklovské kryšta-

linikum až za masív Kráľovej hole, kde z neho zisťuje len jeho najexternejšie členy – amfibolity a porfyroidy. Východne od Prednej hole je redukované na pruh silno dislokačne metamorfovaných amfibolitov zaklinených medzi sériu Veľkého boku a karbón (priradený k muránskej zóne – chočskému príkrovu). Širšie územie prvýkrát komplexnejšie zmapoval Kettner (1938a, b), ktorý tu opísal kryštalinikum Kráľovej hole, kraklovské kryštalinikum, mezozoikum krížňanskej série, karbón a mezozoikum chočskej série, pričom na Prednej holi kartograficky vymedzil dva členy, a to svorové fylity s porfyroidmi a amfibolity. Považoval ich za pôvodné podložie série Veľkého boku, t. j. krížňanského príkrovu. Biely (1956) na Prednej holi odlíšil staršie porfyroidy a mladšie chloriticko-epidotické bridlice a podobne ako predchádzajúci autori ich považoval za súčasť kraklovského kryštalinika. Kubíny (1959) nazýva tento komplex porfyroidovo-bridličnatou sériou a stratigraficky ju interpretuje viacznačne (karbón–verukano?, perm?, staršie paleozoikum?). Na rozdiel od predchádzajúcich autorov nepovažuje túto sériu za súčasť kraklovského kryštalinika, naopak, usudzuje, že s kryštalinikom nemá vôbec spojenie a do oblasti Prednej hole bola presunutá spolu s chočskou jednotkou cez mezozoikum obalovej série veporíd a môže byť ekvivalentom fylitovo-diabasovej série gemeríd. Biely (1961) porfyroidom a chloriticko-epidotickým bridliciam na Prednej holi pripisuje permský vek a považuje ich za najstaršiu zložku obalovej série kryštalinika pásma Kráľovej hole.

Na geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 (Fusán et al., 1963; list Vysoké Tatry) je väčšia časť komplexu Prednej hole zaradená do permu ako tufy, tufity kremitých porfýrov a porfyroidy, ktorých obal tvoria permské polymiktné zlepence, droby, arkózy s polohami pieskovcov a pestrých bridlíc a kremence spodného triasu. Karbónske bridlice a pieskovce v tektonickom nadloží sú korelované s karbónom, ktorý vystupuje v styčnej zóne gemerika a veporika v pozícii obalu kryštalinika veporika. Na mape (l. c.) je taktiež naznačený aj celý priebeh prešmykovej pohorelskej línie, ktorá je plochou zblíženia kryštalinika a obalovej jednotky južného veporika so sedimentárnym obalom severného veporika (jednotka Veľkého boku).

V ďalších prácach (zväčša rukopisných) sa o spomínanom komplexe uvažuje ako o permskom, pričom Ivanička (1965) a Lehotský et al. (1969) v ňom okrem skôr známych hornín (porfyroidov, chloriticko-epidotických bridlíc, kremencov) opísali aj arkózy. Spomínaný horninový sled pokladali za obal pásma Kráľovej hole. Na regionálnej geologickej mape 1 : 50 000 Slovenské rudohorie-stred – Nízke Tatry-východ (Klinec, 1976) je vulkanickosedimentárny komplex zahrnutý do permu. Jeho obal tvoria kremence spodného triasu a na nich v tektonickej pozícii ležia karbonáty jednotky Veľkého boku. Na mape (l. c.) sa stráca východné pokračovanie pohorelskej línie, pričom karbónske sedimenty (priradené ku gemeriku), ktoré sú v ďalšom tektonickom nadloží, ležia nad

Telgártom na obalových kremencoch južného veporika a v oblasti Holej Pálenice na karbonátoch jury jednotky Veľkého boku, ktorá je obalovým sledom severného veporika.

Práca Bajaníka et al. (1979) znamenala vážny prelom v nazeraní na metamorfované komplexy v študovanej oblasti. Vulkanickosedimentárny súbor hornín vystupujúci na sv. svahoch Kráľovej hole pomenovali ako komplex Prednej hole a v zmysle výsledkov palynologického výskumu (Planderová in Bajaník et al., l. c.) ho zaradili do devónu.

Plašienka (1979, 1980, 1981, 1984) rešpektoval vekové zaradenie a komplex Prednej hole začlenil do ním vyčleneného príkrovu Markušky, ktorý je akýmsi prechodným a zároveň zväzujúcim elementom medzi veporikom a gemerikom a k obidvom týmto jednotkám prejavuje úzke štruktúrne, metamorfné aj litologické vzťahy. V príkrove Markušky litologicky a vekovo odlišuje permské arkózovo-porfyroidové a vrchnodevónske súvrstvie pelitov, psamitov a vulkanitov spilitovo-keratofýrovej formácie. Za súčasť príkrovu Markušky pokladá aj kremence spodného triasu a vápence a dolomity stredného triasu. Podložím príkrovu je struženícka (federatská) jednotka.

Vozárová a Vozár (1988) v komplexe Prednej hole ponechali len staropaleozoické súvrstvia, perm priradili k severnému veporiku (predajnianske súvrstvie), kremence spodného triasu a karbonáty zaradili do skupiny Veľkého boku a úzku zónu medzi Pálenicou a Vernárom zaradili do chočského karbónu. Táto koncepcia sa s drobnými úpravami prezentovala aj na regionálnej geologickej mape Nízkych Tatier 1 : 50 000 (Biely et al., 1992). Podľa Putiša (1989 a in Krist et al., 1992) uvedený komplex, okrem arkózovitých metapieskovcov, tvorí náplň ním vyčleneného čiastkového príkrovu Prednej hole v rámci rimavickej sústavy príkrovov.

Metamorfózou hornín v oblasti Prednej hole sa zaoberali Plašienka et al. (1989), na severných svahoch masívu Kráľovej hole Korikovsky et al. (1992). V oboch územiach neboli horniny alpínsky metamorfované pri teplotách viac než 250–350° C, čo potvrdzuje aj stupeň zachovania palynomorf v študovanej oblasti (Planderová, 1991).

Vekové určenie komplexu Prednej hole sa opieralo o palynologický výskum (Planderová in Bajaník et al., 1979). Skúmali sa vzorky zo siedmich lokalít, pričom iba v troch sa zložitými maceračnými postupmi získali pomerne bohaté spoločenstvá peľových spór (palynomorf). Časť palynomorf bola tlakom zdeformovaná a grafitizovaná, čo sťažilo ich identifikáciu. Prevažná časť spór sa však zachovala, čo je dôkazom toho, že stupeň premeny hornín nebol priveľký a p-T podmienky metamorfózy nepresiahli rozsah fácie zelených bridlíc. Pozitívne vzorky s obsahom pomerne zachovaných palynomorf boli z lokalít Tri kopce (k. 1 506,2), Predná hoľa (k. 1 545,3) a Košarisko (k. 1 267,5) – Svätá studňa. Všetky vzorky sa odobrali z fylitov. Zistené spoločenstvá palynomorf

boli určené na všetkých troch lokalitách ako stredno- až vrchnodevónske, pričom niektoré z nich zasahovali až do spodného karbónu. Planderová (in Bajaník et al., l. c.) sa však domnieva, že „v našom prípade ide najskôr o vrchný devón". Ďalej konštatuje, že mikrospóry veľkých rozmerov sa vyskytujú v strednom devóne a vo vrchnom karbóne, pričom odlišovacie znaky devónskych pseudosakátnych spór od karbónskych monosakátnych sú výrazné a jednoznačné. Vek komplexu Prednej hole bol teda pomerne jednoznačne stanovený ako devónsky. Planderová (1991) v rozsiahlejšej práci syntetizujúcej predchádzajúce výskumy v kryštaliniku Nízkych Tatier vek komplexu Prednej hole (s. 93) posúva už do vrchného devónu, prípadne na bázu spodného karbónu (turnénu). Na lokalite Košarisko – Svätá voda však uvádza (zrejme po prehodnotení určenia) úplne iné spoločenstvo palynomorf, ako sa vyskytuje v predchádzajúcej práci a v priložených tabuľkách. Z určiteľných spór uvádza druh rodu *Densoisporites* sp., *Lycospora imeperialis* JANS., *Taeniaesporites* sp., *Cirratridatites* sp. Uvedené druhy sú rozšírené v mladšom paleozoiku (karbón). V článku Planderová a Vozárová (1978) sú rovnaké spoločenstvá palynomorf z lokality Turčok (slatvinské súvrstvie) jednoznačne určené ako vrchný karbón (stefan C–D), pričom sa tu miešajú dve flóry, staršia, vestfálska B–C a mladšia, stefanská C–D. Autorky si to vysvetľujú preplavením staršej mikroflóry do mladšieho súvrstvia. Pravdepodobne je to aj prípad komplexu Prednej hole, pričom je možné, že sa tu vyskytujú aj preplavené devónske a spodnokarbónske spóry.

Zistené poznatky teda spochybňujú predchádzajúce určenie veku komplexu Prednej hole a posúvajú ho do vrchného karbónu, zvlášť keď aj horniny z oblasti Rochoviec (vrt KV-3) (Klinec a Planderová, 1981) a Hnúšte (grafitické kvarcity) (Klinec a Planderová, 1979), ktoré jednoznačne patria do slatvinského súvrstvia, boli vekovo určené ako spodno- až strednodevónske, resp. silúrsko-spodnodevónske. Z rovnakej oblasti (územie medzi Slavošovcami a Hladomornou dolinou) stanovila Snopková (in Vozárová a Vozár, 1988) vrchnovestfálsky a stefanský vek slatvinského súvrstvia. Tieto horniny sú, na rozdiel od lokality Turčok, viac metamorfované a preteplené účinkom permských a alpínskych granitoidov. V dôsledku toho sa aj horšie zachovali palynomorfy. Toto naznačuje aj Planderová (1991; s. 84) v klasifikačnej škále postihu exiny palynomorf metamorfózou. Čím je palynomorfa viac metamorfovaná, tým je horšie zachovaná a určiteľná, ale aj staršia, čo nemôže byť spoľahlivým kritériom vekového určenia.

Pri zostavovaní regionálnej geologickej mapy Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny Ivanička a Madarás (in Madarás a Ivanička, v tlači) novo zmapovali a reambulovali územie v okolí Prednej hole. Spresnený kartografický obraz umožňuje korigovať doterajšie výskumy a na základe prehodnotenia vekového zaradenia komplexu Prednej hole aj predstaviť novú koncepciu jeho stratigraficko-tektonickej príslušnosti.

Koncepcia sa opiera o výskum styčnej zóny medzi veporikom a gemerikom a oblasti doliny Dobšinského potoka (Hók, Kováč a Madarás, 1993; Kováč a Hók, 1994; Madarás et al., 1995; Madarás, 1998), kde títo autori prvýkrát vyslovili predstavu o litologickej, stratigrafickej a tektonickej príbuznosti revúckej skupiny a komplexu Prednej hole. Tým len nadviazali na staršie idey, prezentované najmä Plašienkom (cf. prehľad v predchádzajúcom texte). Z tohto pohľadu sa komplex Prednej hole javí len ako čiastková tektonická šupina obalového sledu južného veporika (t. j. revúckej a federatskej skupiny). Jej stratigraficky najspodnejšia časť je korelovateľná s vrchnokarbónskym slatvinským súvrstvím, perm s rimavským súvrstvím a trias so samotnou federatskou skupinou. V oblasti Prednej hole a v okolí Dobšinského potoka boli identifikované minimálne dva čiastkové sledy obalovej jednotky. Spodný (v autochtónnej pozícii priamo na kryštaliniku) pozostáva hlavne z permsko-spodnotriasových hornín (prevažne arkózy a kremence), menej zo strednotriasových karbonátov. Vrchný sled (v podobe jednej alebo viacerých čiastkových šupín) obsahuje hlavne horniny slatvinského súvrstvia (fylity, metapieskovce, metazlepence, kyslé a bázické vulkanity, metatufy a metatufity a metadroby), rimavského súvrstvia (metaarkózy a polohy kyslých a bázických vulkanitov a ich tufov), spodnotriasové metamorfované kremence a strednotriasové metamorfované (rekryštalizované) karbonáty. Problematická je pozícia pruhu karbónskych sedimentov v nadloží „vrchného sledu" a v bezprostrednom podloží silicika. Tie sa zaraďovali raz do gemerika (cf. Klinec, 1976 a i.), inokedy do hronika (cf. Vozárová a Vozár, 1988; Biely et al., 1992 a i.). Na predkladanej mape sú zaradené opäť do hronika (ako najspodnejšie členy chočského príkrovu), hoci reálnejšie sa javí zaradenie do obalového sledu veporika (teda slatvinské súvrstvie), rovnako ako napr. na mape 1 : 200 000 (list Vysoké Tatry – 1961). Vedú nás k tomu dôvody litologickej, vekovej a metamorfnej príbuznosti so slatvinským súvrstvím, tak, ako ho vyčlenili Vozárová a Vozár (1982), a v neposlednej miere aj zhodné deformačné prvky (priebeh vrás, foliácií, lineácií) s revúckou a federatskou skupinou.

V novom pohľade sa teda stráca potreba vyčleňovať zvlášť komplex Prednej hole, pretože jeho horninová náplň a pravdepodobne aj vekové zaradenie je zhodné so slatvinským a rimavským súvrstvím. Karbonátové horniny zase javia afinitu k obalovej jednotke kryštalinika južného veporika (federatskej skupiny).

Rieši sa aj problém pokračovania pohorelskej línie smerom na V. Po zaradení vulkanickosedimentárneho komplexu Prednej hole do obalových jednotiek južného veporika za pohorelskú líniu možno považovať tektonický kontakt medzi revúckou, resp. federatskou skupinou a jednotkou Veľkého boku, tak, ako to naznačujú Madarás et al. (1994).

V oblasti Prednej hole je slatvinské súvrstvie charakterizované ako vulkanosedimentárna formácia, v ktorej vulkanický, resp. vulkanoklastický materiál

dominuje nad materiálom sedimentárneho pôvodu. Komplex obsahuje tak produkty acidného, ako aj bázického vulkanizmu. Hoci metamorfná premena dosahuje len nízky stupeň, charakteristická je silná deformácia a zbridličnatenie hornín, ktoré sťažuje presnú identifikáciu primárneho petrografického charakteru hornín.

Slatvinské súvrstvie – karbón

136 kremenno-sericitické a chloriticko-sericitické fylity s vložkami metapieskovcov a metaarkóz (?vrchný karbón)

Tvoria najrozšírenejšiu litofáciu v oblasti Prednej hole. Dobre sú odkryté v zárezе lesnej cesty cca 0,7 km sz. od Barbolice (k. 1 013,0), kde sa fylitové a pieskovcové členy vzájomne medzi sebou striedajú. V prípade fylitov ide o sivé, tmavosivé až sivozelené jemnozrnné horniny, ktoré majú výrazne plošne paralelnú bridličnatú textúru. Sú pomerne silno tektonodeformačne prepracované. V štruktúre fylitov pozorovať striedanie lepidoblastických a granoblastických polôh, čo pravdepodobne predstavuje relikty pôvodnej laminácie, ktorá je dosť často aj vizuálne pozorovateľná. Hlavnými minerálnymi zložkami sú kremeň, sericit a chlorit. Zvýšený obsah chloritu a prítomnosť karbonátu a epidotu-zoizitu svedčí o primárnom obohatení sedimentu o bázický vulkanoklastický materiál. Miestami (napr. v nižších častiach Pálenice) sa hojnejšie vyskytujú fylity so zvýšeným obsahom bituminóznej prímesi, ktorá zvýrazňuje pôvodnú lamináciu. Často sú fylity pozdĺž foliačných plôch silno sekundárne prekremenené. Metapieskovce predstavujú jemno- až strednozrnné horniny sivej a tmavosivej farby. Tvoria zväčša 5–20 cm hrubé vložky a polohy vo fylitoch. Obsahujú detrit zložený hlavne z kremenných, menej plagioklasových zŕn a z akcesórií, turmalín, zirkón, rutil a apatit. Metaarkózy predstavujú prechod z metapieskovcov do hrubších klastických fácií. Sú zvyčajne svetlosivej až žltosivej farby s výrazne krehko-plasticky deformovanými klastmi kremeňa a navetraných bielych živcov.

135 metabazaltové tufy až tufity, epidoticko-chloritické fylity (?vrchný karbón)

Uvedený horninový súbor patrí k charakteristickej zložke vyššej časti slatvinského súvrstvia v oblasti Prednej hole. Najviac je vyvinutý v severnej časti daného územia (Smrečinské sedlo – Predná hoľa), kde je aj na povrchu veľmi dobre odkrytý. Po krátkom prerušení tieto horniny pokračujú smerom na východ v podobe úzkeho súvislého pruhu cez Pálenicu až do doliny Mlynnej. Okrem toho tvoria aj malé šošovkovité polohy vystupujúce v opísaných metasedi-

mentoch. Najrozšírenejším litologickým členom tohto súboru sú metabazaltové tufy a tufity. Ide o jemnozrnné, svetlo- až tmavozelené, niekedy olivovozelené horniny, ktoré sú charakteristické svojou laminovanou textúrou, pričom prúžky sú tmavosivé alebo aj fialové, keď je na ne viazaný vyšší obsah hematitu. Laminárna textúra je veľmi často deformovaná výraznou alpínskou strižnou klivážou za vzniku strižných vrások mm–dm rozmerov. Takéto štruktúry možno veľmi pekne vidieť na bralách cca 300 m z. od kóty Predná hoľa. Kliváž spôsobuje aj silnú fylitizáciu tufov a tufitov za vzniku epidoticko-chloritických fylitov. Takéto javy je možné pozorovať v niektorých odkryvoch na východnom svahu Prednej hole (napr. pri ruinách chaty Júlia). Štruktúra hornín je zväčša granolepidoblastická, nematolepidoblastická, zložená z asociácie výrazne usmernených, nízko metamorfovaných minerálov. V závislosti od primárneho zloženia vulkanoklastickej horniny vznikli pri metamorfóze tieto minerálne asociácie: chlorit + albit + epidot-zoizit + kremeň; kremeň + chlorit + sericit ± albit; kremeň + chlorit + karbonáty + albit ± sericit. S týmito minerálmi sa bežne viažu rudné Fe minerály (hematit, leukoxenizovaný ilmenit a magnetit). Miestami sú tieto horniny podľa foliačných plôch aj silno sekundárne silicifikované.

Bajaník (in Bajaník et al., 1979) opisuje v tomto horninovom súbore (zaraďuje ho do komplexu Prednej hole) aj telesá metabazaltov, v ktorých sú zachované relikty porfyrických a ofitických štruktúr, ako aj relikty výrastlíc plagioklasov a pyroxénov.

Zistili sa tu tri petrografické variety metabazaltov (Ivan, 1999). Petrografické charakteristiky metabazaltov indikujú, že ide v podstate o jednotnú skupinu hornín, kde najväčšie pozorované rozdiely treba pripísať tektonometamorfnému prepracovaniu (Ivan, l. c.).

Geochemické údaje o metabazaltoch v oblasti Prednej hole sú pomerne skromné. Analýzy hlavných prvkov obsahuje práca Bajaníka et al. (1979), analýzy minerálov stopových prvkov práca Ivana (1999). Ako uvádza (l. c.), obsah hlavných prvkov v študovaných horninách je blízky zloženiu bazaltových tavenín. Obsah REE a ďalších petrograficky významných stopových prvkov zaraďuje metabazalty v oblasti Prednej hole k typickým predstaviteľom vápeno-alkalických bazaltov (CAB).

Metamorfnú premenu metabazaltov na typových lokalitách na S a SV od Telgártu, dosahujúcu podmienky fácie zelených bridlíc, treba pripísať intenzívnej tektonometamorfnej premene.

134 kremenné keratofýry (?vrchný karbón)

Ide o svetlé drobnozrnné húževnaté horniny žltobielej farby, masívnej aj čiastočne usmernenej plošne paralelnej textúry. Výrazne sú porušené, popretínané hustou sieťou trhliniek vyplnených kremeňom a čiastočne albitom.

Horniny sú postihnuté intenzívnou rekryštalizáciou, ktorá sa prejavila homogenizáciou základnej hmoty. Štruktúra kremenných keratofýrov je blastoporfyrická, s granoblastickou základnou hmotou. Horniny detailnejšie opísali Bajaník et al. (1979). Väčšie teleso keratofýrov vystupuje nad dolinou Zubrovica (s. od Telgártu), kde je aj v zárezе lesnej cesty dobre odkryté spolu s bázickými vulkanogénnymi horninami.

133 metaryolitové tufy až tufity (?vrchný karbón)

Vystupujú v podobe viacerých tenkých (max. 20 m) šošovkovitých polôh na jv. svahu Prednej hole v prostredí chloriticko-sericitických fylitov. Ide o sivé až svetlosivé, jemno- až strednozrnné horniny, ktoré majú viac alebo menej usmernenú textúru. Štruktúra je blastoporfyrická, s granolepidoblastickou štruktúrou základnej hmoty. Relikty magmatogénneho kremeňa (veľkosť zŕn nepresahuje 2,5 mm) a plagioklasu (najmä šachovnicový albit) sú v podobe pretiahnutých šošovkovitých zŕn usmernené uprostred mikrolepidogranoblastického agregátu kremeňa, albitu, sericitu a chloritu. Akcesoricky sa vyskytujú zirkón, turmalín a magnetit.

132 sivé až čierne fylitické bridlice, jemnozrnné metamorfované pieskovce, sporadicky telesá metabazaltov a vložky ich vulkanoklastík (vrchný karbón–stefan)

Sú charakteristickým litotypom slatvinského súvrstvia najmä v oblasti Dobšinského potoka, kde predstavujú severné zakončenie mohutného pruhu karbónu, lemujúce prakticky celú styčnú zónu veporika s gemerikom od Tuhára na JZ po Dobšinú na SV v dĺžke niekoľko desiatok km. Vzťah hornín k podložiu je v strednej časti doliny Dobšinského potoka nejasný, pretože vystupujú v tektonickom okne v strede antiklinálnej štruktúry a sú obklopené permskými, resp. spodnotriasovými klastickými sedimentmi. Vrchné časti komplexu (najmä v oblasti Prednej hole – napr. Mlynná dolina) tvorené drobovými horninami až sivými arkózami javia pozvoľný prechod do permských arkóz.

Charakteristickým petrografickým znakom je striedanie pieskovcov, tenkolaminovaných tmavých bridlíc, sivozelených až zelenkastých vulkanoklastík, zriedkavo tenkých polôh bázických zelených vulkanitov. Textúra horniny je bridličnatá, na foliačných plochách je dobre vyvinutá lineácia. Súbor je často prevrásnený, hojný je sekrečný kremeň.

Na základe litostratigrafického výskumu a nálezu spór slatvinské súvrstvie na typovej lokalite v južnom veporiku Planderová a Vozárová (1978) zaradili k vrchnému karbónu (stefan C–D až autun).

Hlavné litotypy súvrstvia sú:

– *tmavé grafitické bridlice* – tvoria polohy hrubé niekoľko desiatok metrov alebo tenšie vložky uprostred metapieskovcov. Často sú v nich svetlé laminy.

– *metamorfované pieskovce* s vložkami fylitov, lokálne s polohami metamorfovaných intermediárnych až bázických vulkanoklastík. Metapieskovce sú sivej až tmavosivej farby, so zreteľnými znakmi cyklického vývoja (je možné to vidieť). Polohy bázických a intermediárnych vulkanoklastík majú sivozelenú až zelenú farbu. Celkom sporadicky sa v metapieskovcoch vyskytujú aj polohy acidných metavulkanoklastík.

Rimavské súvrstvie – perm

131 rimavské súvrstvie: metamorfované arkózy a arkózové droby, miestami s vulkanogénnym materiálom, ojedinele vložky zlepencov a piesčitých bridlíc

Nad deformovanými granitoidmi, prípadne nad vrchokarbónskymi metapelitmi, metapsamitmi a metavulkanitmi ležia svetlé strednozrnné až hrubozrnné arkózové sedimenty, ktorým sa priraďuje (Vozárová a Vozár, 1982, 1988) permský vek.

Stupeň regionálnej premeny nepresahuje fáciu zelených bridlíc. Hranica s mladšími členmi obalu veporika (trias federatskej skupiny) je zvýraznená tektonicky, o čom svedčí častá redukcia tak permu, ako aj triasu.

Rimavské súvrstvie je na tektonickom styku veporika a gemerika výrazne tlakovo deformované.

Autochtónnu, resp. paraautochtónnu pozíciu arkóz na mylonitizovaných granitoidoch potvrdzuje nejasná hranica medzi granitoidmi a arkózami. Často nie je možné stanoviť, kde sa končia granitoidy, silno mylonitizované a vybielené, a kde sa začínajú nadložné hruboklastické metasedimenty. Arkózy ležia na kryštaliniku zvyčajne subhorizontálne, s maximálnym úklonom 30° na JV až V. Len v doline Dobšinského potoka sú silno prevrásnené a strmo uložené.

Rimavské súvrstvie v oblasti Prednej hole, hlavne okolo kóty Úplaz (k. 1 554,6), leží na horninách slatvinského súvrstvia, resp. tvorí podložie naň prešmyknutej sekvencie Veľkého boku. Hrúbka súvrstvia v študovanej oblasti je maximálne 200 m.

Metaarkózy až metadroby predstavujú stredno- až hrubozrnné horniny zložené z klastických zŕn kremeňa a živcov veľkosti 2–4 mm a úlomkov metamorfitov (pravdepodobne zo slatvinského súvrstvia komplexu Prednej hole) dosahujúcich veľkosť až do 1 cm, ležiacich v drobnozrnnej základnej hmote. Sedimenty sú zvyčajne dosť silno tlakovo deformované, keď sú zrná a úlomky intenzívne kataklasticky drvené a lineárne usmernené. Štruktúra metaarkóz

a metadrôb je blastopsamitická, s lepidogranoblastickou základnou hmotou. Na ich mineralogickom zložení sa podieľajú: kremeň, K živce, plagioklasy, klastické sľudy, úlomky metasedimentov a ?vulkanitov, v akcesorickom množstve turmalín, zirkón, apatit, opakové minerály (pyrit, magnetit). K novovytvoreným metamorfným minerálom okrem kremeňa, sericitu a chloritu patrí aj albit, karbonáty a hematit.

Metazlepence vystupujú v podobe tenkých šošovkovitých polôh v opísaných horninách, kartograficky sa nedajú samostatne vyčleniť. Obliakový materiál týchto hornín s veľkosťou 0,2–2 cm je polymiktný, pričom absolútne prevažuje kremeň, menej hojné sú klastické sľudy a úlomky metamorfitov a ?granitoidov. Horniny sú tiež viac alebo menej tlakovo postihnuté, spravidla majú usmernenú, niekedy až bridličnatú textúru.

Ojedinele sú v arkózach niekoľko cm až desať cm mocné polohy zelenkastých vulkanoklastík, častejšie sú až niekoľko m hrubé polohy bielych kremencov. Minerálna asociácia je zväčša metamorfne rekryštalizovaná za vzniku agregátu kremeňa, muskovitu, sericitu a chloritu.

FEDERATSKÁ SKUPINA

Trias

Triasové obalové metasedimenty kryštalinika južného veporika boli vyčlenené a definované hlavne v oblasti doliny Dobšinského potoka a styčnej zóny veporika a gemerika. Podrobne sú charakterizované v správach Madarása (1998, 1999). Predtým sa problematike federatskej jednotky venoval Plašienka (1980, 1993).

Federatská sekvencia v obmedzenom rozsahu zasahuje aj do oblasti v. svahov Kráľovej hole. Na jv. svahoch Kráľovej hole sa vyskytujú relikty horninového súboru zloženého z kremencov, dolomitov, kryštalických vápencov a čiernych bridlíc, ktorý na základe podobnosti s mezozoickou struženíckou sekvenciou v podloží Muránskej planiny Biely et al. (1992, 1997) považujú za jej súčasť. Zároveň však pre jej útržkovité vystupovanie, neznalosť stratigrafie a neprehľadnú pozíciu konštatujú, že je to dosiaľ nedostatočne vyriešená otázka geológie Nízkych Tatier.

Komplex metamorfovaných pieskovcov, kremencov, pelitov a karbonátov, vystupujúcich v doline Dobšinského potoka až k obci Rejdová, označil Rozlozsnik (1935) názvom „föderata séria". Na základe metamorfného postihu ju považoval za paleozoickú a za súčasť „veporského príkrovu", hoci nevylučoval ani jej mezozoický vek.

Schönnenberg (1946) považoval „föderatskú sériu" za koreňové mezozoikum chočského príkrovu, ktoré vystupuje ako tektonické polokno spod gemeríd a je

budované viacerými šupinami nasunutými jedna na druhú. Vo „föderata sérii" vymedzil spodný trias: 1 – kremence, 2 – pestré fylity; stredný trias: 3 – tmavé dolomity; jura: 4 – ružové vápence; spodná krieda: 5 – tmavé bridlice, vápence a rohovcové vápence.

Kamenický (1951) spresnil stratigrafické postavenie jednotlivých mezozoických členov. Biely (1955) interpretoval tektonickú stavbu mezozoika ako vrásovú a na rozdiel od predchádzajúcich autorov, rovnako ako Maheľ (1953), „föderata mezozoikum" považoval za okrajovú časť severogemeridnej synklinály. V jeho ponímaní „föderatské" mezozoikum netvorí tektonické polokno, ale je zvrásnené obyčajne na rozhraní karbónu a kryštalinika tisoveckej zóny. Zoubek (1957) považoval sériu „föderata" za gemeridnú. Maheľ (in Maheľ et al., 1967) zahrnul obalové mezozoikum kráľovohoľskej a kohútskej zóny do jednotnej *struženíckej jednotky,* majúcej prahové postavenie medzi sedimentačnými priestormi krížňanského a chočského príkrovu.

Klincove práce (1966, 1971, 1976, 1980) priniesli nový pohľad na stavbu veporika pri zdôrazňovaní násunovej tektoniky. Umožnili vzájomne korelovať jednotlivé izolované mezozoické súbory s porovnateľnou náplňou a tektonickou pozíciou. Z tohto pohľadu stružencku jednotku možno pokladať za obal kráľovohoľského komplexu, a teda za súčasť kráľovohoľského príkrovu. Podľa Plašienku (1981) z paleogeografického hľadiska stružencka jednotka, a najmä jej južnejšie vývoje naznačujú skôr afinitu k vývojom meliatskej skupiny. Podľa Mocka (1980) konodonty získané zo série „föderata" patria k dinaridnej provincii. Plašienka (1981) vyčlenil v nadloží stružencke jednotky príkrovovú jednotku prvého rádu – príkrov Markušky so stratigrafickým rozsahom od staršieho paleozoika do vrchného triasu, vyskytujúci sa aj v podobe imbrikovaného systému čiastkových príkrovov. Podľa Plašienku (1980a, 1981, 1984) príkrov Markušky má spojovacie postavenie medzi gemerikom a veporikom – jeho staropaleozoické členy sú „gemeridného" typu, kým sedimentáciu mladších členov oplyvňovala znosová oblasť južného veporika. Alpínskou metamorfózou obalovej sekvencie sa zaoberali Plašienka et al. (1989) a Korikovsky et al. (1992). Kinematický model deformačného vývoja federatskej jednotky podáva Plašienka (1993). Štruktúrno-tektonickým štúdiom styčnej zóny s dôrazom na extenznú tektoniku sa zaoberali Hók, Kováč a Madarás (1993). Novú verziu geologickej mapy styčnej zóny gemerika s veporikom s dôrazom na litostratigrafickú náplň federatskej jednotky podali Madarás et al. (1995).

Pri zostavovaní novej mapy Slovenského rudohoria-východ bol termín „föderata séria" nahradený názvom federatská skupina (Vozár in Bajaník et al., 1983) a zaradili sa do nej metamorfované pieskovce, kremence, bridlice a karbonáty stratigrafického rozpätia spodný až vrchný trias, ktoré sú súčasťou veporika (sensu Andrusov et al., 1973) a vo vzťahu k svojmu podložiu vystupujú v autochtónnej, resp. paraautochtónnej pozícii. Podložím federatskej skupiny je

kryštalinikum veporika. Styk s podložím je väčšinou tektonický. Federatská skupina vystupuje opakovane v nadložnom čiastkovom príkrove Markušky (zloženom z revúckej a federatskej skupiny). Vyššou jednotkou je gemerikum.

Stratigrafické zaradenie jednotlivých členov federatskej skupiny sa urobilo na základe litologického členenia a korelácie s obdobnými fáciami triasu príbuzných jednotiek a na základe superpozície. Novšie nálezy konodontov vo vrchných členoch skupiny (Straka, 1981) oprávňujú spresniť ich stratigrafické zaradenie v rámci karnu.

130 bridličnaté biele a zelenkasté kremence, na báze ojedinele zlepence, kvarcity s polohami sericitických bridlíc (skýt)

Tento horninový súbor tvorí plošne pomerne rozsiahle, ale len maximálne niekoľko prvých desiatok metrov hrubé, viac-menej súvislé pásmo lemujúce severné, východné a čiastočne južné úpätie masívu Kráľovej hole, úzky pás lemujúci s. a sv. zakončenie kryštalinika masívu Trestníka a niekoľko malých eróznych zvyškov obalových klastických sedimentov na kryštaliniku. V prevahe sú strednozrnné lavicovité kremence sivej, sivozelenkastej, zelenkastej a krémovej farby. Bazálne časti lavíc sú hrubozrnné, vrchné partie prechádzajú do sľudnatých piesčitých fialových tenkolaminovaných bridlíc. Pomerne bežné sú polohy chloriticko-sericitických bridlíc (zelenkasté) a tmavých jemnozrnných bridlíc uprostred kvarcitov. Prechod medzi podložnými permskými arkózami a spodnotriasovými kremencami je pozvoľný, kremence predstavujú normálne pokračovanie vrstvového sledu.

Kremence sa vyznačujú zreteľným tektonodeformačným prepracovaním, o čom svedčí ich prevrásnenie najmä v oblasti Prednej hole (vrásy dm rozmerov, výrazné minerálne lineácie, generálne upadajúce na V), silná silicifikácia a hojnosť novovytvoreného sericitu až muskovitu na plochách odlučnosti. Zvetrávajú do bledobéžova. Niekoľko ďalších polôh metakvarcitov vystupuje aj uprostred slatvinského súvrstvia (napr. morfologicky výrazná kóta 1 451 m).

Štruktúra horniny je granoblastická, pôvodnú psamitickú štruktúru sme nepozorovali ani v reliktoch. Kremeň tvorí absolútne prevládajúcu zložku, je silno rekryštalizovaný, pričom jeho zrná do seba zubovite zapadajú. Z klastických zŕn sme pozorovali ešte drobné lištičky albitu. Jemnošupinkovitý sericit je hojnejší najmä v bridličnatých kvarcitoch. Akcesoricky je prítomný zirkón, turmalín a magnetit. Sekundárny limonit vypĺňa malé dutinky a trhlinky.

Metamorfóza kremencov dosahuje stupeň fácie zelených bridlíc (Plašienka et al., 1989; Korikovsky et al., 1992) – minerálna asociácia kremeň – sericit – chlorit – albit. Kremence sú často zbridličnatené, s výrazne vyvinutou lineárnou stavbou. Pravdepodobne počas metamorfózy, resp. v spojitosti s ňou dochádzalo aj k výstupu fluíd, ktoré majú za následok lokálne intenzívne prekremenenie

kvarcitov (oblasť k. 1 451 – medzi Troma kopcami a Úplazom v masíve Kráľovej hole), hydrotermálne zbunkovatenie kvarcitov (dolina Dobšinského potoka), kryštalizáciu všesmerne orientovaných tenkostĺpcovitých turmalínov (okolie kóty Kozovec – 1 203,2 – j. od sedla Besník), prípadne aj nepotvrdené hydrotermálne zrudnenie? (stopy po kutacích prácach nad záverom Zadnej doliny v masíve Kráľovej hole) na rozhraní kryštalinika a obalových kvarcitov.

129 sericitické bridlice s polohami bridličnatých kremencov (skýt)

Smerom do nadložia v kvarcitoch pribúdajú polohy bridlíc, až vrstvy kremencov plynule prejdú do jemnozrnných sedimentov. Pôvodne ílovité bridlice sú vplyvom slabej metamorfózy zmenené na zelenkasté sericitické bridlice hodvábneho lesku. V ich stratigrafickom nadloží sú najčastejšie rauvaky. V oblasti Kráľovej hole ide len o jeden rozsiahlejší výskyt – v okolí k. Košarisko.

128 rauvaky, rauvakizované vápence a dolomity (anis–norik?)

V doline Dobšinského potoka, sporadicky aj na iných miestach (pri Telgárte a na Holej pálenici), karbonátové horniny federatskej skupiny laterálne prechádzajú do rauvakizovaných vápencov a dolomitov, často do rauvakov. Najväčšiu hrúbku dosahujú v doline Dobšinského potoka, kde sa vyskytujú v nepravidelných polohách uprostred karbonátového komplexu federatskej skupiny. V tejto oblasti môžeme pozorovať postupné prechody rozličných fácií vápencov do čiastočne rauvakizovaných polôh obsahujúcich úlomky vápencov, prípadne dolomitov, až do rauvakov s rebrovitou štruktúrou. Rauvakmi sa obvykle začína aj karbonátová sekvencia v nadloží kvarcitov, prípadne arkóz.

127 tmavosivé doskovité, miestami intenzívne zbridličnatené vápence (gutensteinského typu), tmavé vápnité bridlice (anis)

V nadloží kremencov a rauvakov sa sporadicky vyskytujú horniny, ktoré Vrána (1966) opísal ako „karbonatické fylity až svory". Ich genézu a deformačný postih opisuje Plašienka (1981). Nadložný strednotriasový komplex hornín je charakteristický svojou rôznorodosťou a evidentným metamorfným postihom. Pozostáva z tmavých a tmavosivých lavicovitých, lokálne masívnych vápencov (gutensteinského typu), miestami dolomitizovaných, s bielymi kalcitovými žilkami. Hrúbka lavíc je 15–30 cm, ojedinele i viac. Niekedy prechádzajú do doskovitých, miestami silno zbridličnatených vápencov s charakteristickými lesklými foliačnými plochami sivej až tmavosivej farby. Nachádzajú sa v doline Dobšinského potoka a severne od Rejdovej, v doline rieky Slaná. V oblasti Kráľovej hole vystupujú v tektonickom kontakte s kryštalinikom (tonalitmi) v doline Čierneho Váhu.

126 svetlé (ružové a sivobiele) doskovité až masívne vápence (anis–ladin)

Postupne smerom do nadložia nastupuje súvrstvie svetlých, intenzívne metamorfovaných vápencov. Striedajú sa s polohami sivých lavicovitých vápencov. Pomerné zastúpenie typov vápencov sa často mení. Terajšie rozdiely vzhľadu vápencov sú dôsledkom metamorfózy, ktorá pravdepodobne zapríčinila ich vybielenie a ktorá bola miestami taká intenzívna, že z vápencov vznikali rauvaky. Ich vek – aj vzhľadom na metamorfný postih – nie je paleontologicky dokázaný. Výrazný alpínsky metamorfný postih karbonátov federatskej skupiny dokumentujú údaje získané štúdiom kryštalinity illitu (Plašienka et al., 1989) a nepriamo naň môžeme usudzovať z prítomnosti granátov v nerozpustnom zvyšku vápencov (Straka, 1978). Svetlé vápence sú masívne, len ojedinele lavicovité. Sú charakterizované rôznym stupňom rekryštalizácie, vysokou čistotou a neprítomnosťou sedimentárnych textúrnych a štruktúrnych znakov. Nachádzajú sa v doline Dobšinského potoka a sz. od Rejdovej.

125 tmavosivé až čierne bridličnaté vápence, rohovcové vápence, tmavosivé slienité vápence s rohovcami (ladin–karn)

V dobšinskom okne vystupujú v nadloží ružových a sivobielych vápencov. Smerom do nadložia sa postupne v nich objavujú polohy bridlíc. V oblasti Kráľovej hole vystupujú v troch väčších šupinách: s. od Telgártu (odkryvy v lese a na lúkach na červenej turistickej značke); v oblasti Holej pálenice (s výskytom krasových javov – ponorov, vyvieračiek, závrtov) a v dvoch malých šupinách na tektonickom kontakte s kryštalinikom kráľovohoľského komplexu v hornej časti doliny Čierneho Váhu, s. od k. Tri kopce. Vo všetkých výskytoch sú vápence silno rekryštalizované, laminované, plasticky deformované a prevrásnené. Častý je v nich výskyt rohovcov, klastický a autigénny kremeň.

124 tmavosivé až čierne vápnité bridlice s polohami čiernych vápencov (karn)

Jediným stratigraficky datovaným horizontom federatskej jednotky sú vrchnotriasové tmavé drobnorozpadavé piesčité bridlice vyvetrávajúce do okrova s polohami tmavých rohovcových vápencov (vek na základe konodontovej fauny z vápencov, nachádzajúcich sa uprostred bridlíc, určený na karn – Straka, 1978, 1981). Ide o súvrstvie striedajúcich sa vápencov a bridlíc s kvantitatívnou prevahou bridlíc. Sľudnaté tmavé bridlice často obsahujú sedimentárne štruktúry – nachádzajú sa tu znaky rytmickej sedimentácie. Vyskytujú sa v nich aj tenké polohy pieskovcov, vyvetrávajucich do hrdzavohneda. Najväčšiu mocnosť toto súvrstvie dosahuje na ľavej strane doliny Dobšinského potoka. Na geologickej

mape sú zohľadnené výskyty, v ktorých prevládali bridlice nad vápencami (s. od Telgártu), inak bridlice bežne vystupujú v podobe niekoľko dm–m mocných polôh v tmavých bridličnatých vápencoch opísaných v predchádzajúcom texte. Vrstvy pripomínajú reingrabenské bridlice a lunzké vrstvy.

123 sivé a svetlosivé, miestami tmavosivé dolomity (hlavné dolomity?) (vrchný karn–norik?)

Ide o stratigraficky najvyššie súvrstvie federatskej skupiny. Tvoria ho svetlé masívne cukrovité rozpadavé dolomity, často na veľkých plochách rauvakizované. Vzhľadom na vek podložia sa stratigraficky zaraďujú do norika.

Nachádzajú sa na ľavej aj pravej strane doliny Dobšinského potoka v nadloží tmavosivých až čiernych vápnitých bridlíc s vložkami čiernych vápencov. Severne od k. Tri kopce vystupujú spolu s kremencami v podobe tektonických šupín, pravdepodobne zavrásnených v slatvinskom súvrství. Ich vystupovanie spolu s kremencami naznačuje, že môže ísť aj o dolomity stredného triasu, ktoré vystupujú v rámci gutensteinských vrstiev.

HRONIKUM

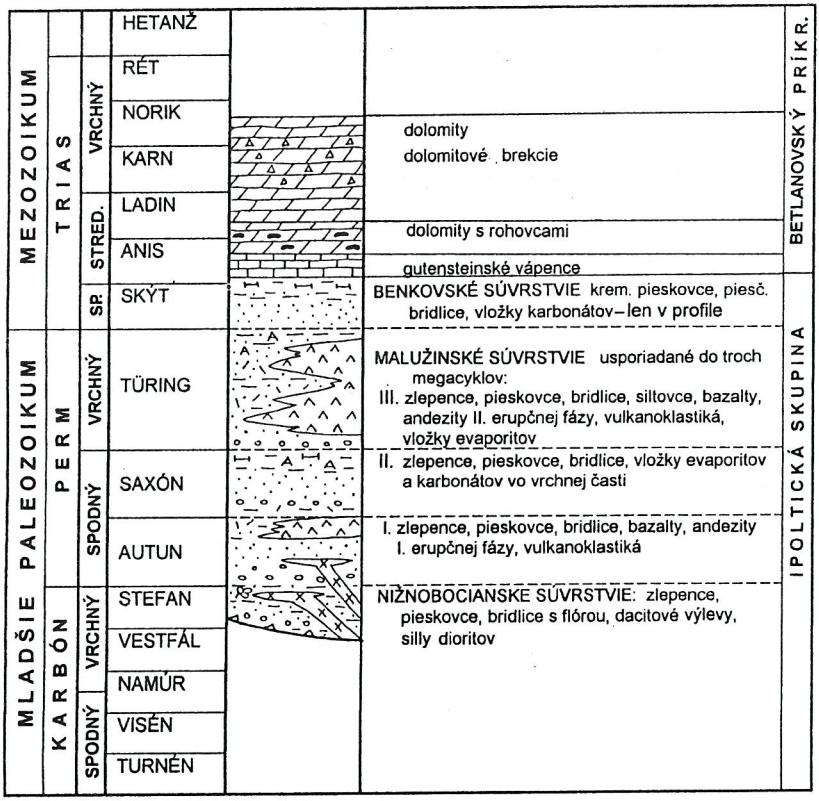
Hronikum (sensu Andrusov et al.,1973) je významná tektonická jednotka vnútorných Západných Karpát. Reprezentuje ju sústava bezkorenných príkrovov. Práve v tomto mapovanom území sa vyskytujú jej najvnútornejšie časti a niekde tu by sa mala nachádzať aj koreňová zóna jednotky (alebo aspoň jazva po nej). Hronikum v území znázornenom na mape zastupujú hlavne mladopaleozoické, len v menšej miere aj mezozoické horniny (obr. 5).

Hronikum v podloží terciérnej výplne Hornádskej kotliny je overené viacerými vrtmi a je evidentné aj v severnej časti Braniska (Vozárová a Vozár, 1988). Inšpiráciou pre riešenie celkovej tektonickej stavby regiónu Stratenská hornatina – Galmus je aj oblasť južných svahov Sľubice a Čiernej hory, kde je viacero dobre dokumentovaných výskytov hronika (zastúpené hlavne nižnobocianskym súvrstvím – Spálený vrch, Vojkovce – pozri Geologickú mapu Braniska a Čiernej hory 1 : 50 000; Polák, Jacko et al., 1996).

CHOČSKÝ (BOCIANSKY) PRÍKROV

IPOLTICKÁ SKUPINA

Predstavuje vulkanickosedimentárny súbor opakujúcich sa malých i veľkých sedimentárnych cyklov. Absolútnu prevahu majú klastické sedimenty v sprievode andezitovo-bazaltových výlevov a ich sprievodných vulkanoklastík. Pre vnútornú



Obr. 5 Litostratigrafická kolónka hronika (J. Vozár a M. Havrila, 2000).

stavbu ipoltickej skupiny je charakteristické hrubnutie klastického materiálu od bázy do jej vrchných častí a v tom istom smere je aj výrazná zmena v zafarbení sedimentov – od prevažne tmavosivých a sivých odtieňov k pestrému, červenosivému a červenému sfarbeniu. Hrúbka skupiny dosahuje 2 500–2 800 m, pri východnom obmedzení Nízkych Tatier a v oblasti južne od Hranovnice je redukovaná na 1 400–1 600 m. Vek skupiny je vrchnokarbónsko-permský.

Synsedimentárne vulkanity predstavujú andezitovo-bazaltovú asociáciu so stúpajúcim tholeiitickým magmatickým trendom (Vozár, 1977, 1997).

Stupeň regionálnej metamorfózy zodpovedá zeolitovej fácii, pumpellyitovo-prehnitovo-kremennej subfácii (Vrána a Vozár, 1969).

Ipoltická skupina pozostáva z dvoch litostratigrafických jednotiek, nižnobocianskeho a malužinského súvrstvia, ktoré charakterizovali a definovali Vozárová a Vozár (1979, 1981).

122 nižnobocianske súvrstvie: sivé zlepence, pieskovce, bridlice, telesá dacitov a ich vulkanoklastík (vrchný karbón: stefan B–C)

Predstavuje regresívnu klastickú formáciu s hrúbkou maximálne 450 m, ktorej vek bol na základe mikroflóry označený ako vestfál C–D (Ilavská, 1964). Podľa mikroflóry z lokality Nižná Boca vek vrchnej časti nižnobocianskeho súvrstvia je stefan B–C. Sitár a Vozár (1973) odlíšili autochtónnu mikroflóru stefanského a alochtónnu mikroflóru vestfálskeho veku.

Pôvodné podložie nižnobocianskeho súvrstvia nie je známe. Fragmenty mylonitizovaných granitoidov v bazálnej časti bocianskeho príkrovu v oblasti doliny Holica môžu čiastočne naznačovať jeho zloženie (Andrusov, 1936; Vozárová a Vozár, 1979). Nadložím je malužinské súvrstvie, s ktorým je späté pozvoľnými prechodmi.

Na mapovanom území je nižnobocianske súvrstvie silno tektonicky redukované a vystupuje v oblasti Hámrov, Hranovnického plesa, v oblasti Vernára – lokalita Starý Vernár pri poľnohospodárskom družstve – a v pokračovaní na južný svah Prednej hole až po oblasť medzi Telgártom a Pustým Poľom. Osobitne možno poukázať na lokalitu v sedle Tri kopce na severnom svahu Kráľovej hole a sedlo Gregová na sever od Telgártu pri východnom úpätí Kráľovej hole. Izolované výskyty sú zistené v obdobnej tektonickej pozícii na juh od sedla Besník a osady Pusté Pole.

Sedimenty nižnobocianskeho súvrstvia – sivé zlepence, pieskovce, bridlice – majú sivú, tmavosivú, prípadne zelenosivú farbu a výrazne cyklickú stavbu. Prevažná časť sedimentárnych cyklov má normálne usporiadanie, hlavne v rámci cyklov nižšieho rádu (do 10 m, prípadne 10–50 m). Celá sekvencia má však smerom do vrchných častí výraznú tendenciu hrubnutia. Priamo úmerne tomu stúpa aj hrúbka vrstiev. Prevládajúcim litotypom sú pieskovce, lokálne s polohami obliakov, veľmi často gradačne zvrstvené (59 %). Šikmé zvrstvenie je vyvinuté len ojedinele. V jemnozrnných sedimentoch je výrazne vyvinutá horizontálna laminácia. Na vrstvových plochách sú najviac vyvinuté erózne textúry (erózne rozmyvy, erózne kanály).

Z deformačných textúr sú zachované predovšetkým stopy po vtláčaní, v malom množstve bioturbačné textúry. Vyskytujú sa aj horizonty s rastlinným detritom.

Syngenetický vulkanizmus dacitovo-andezitového zloženia bol subaerického charakteru. V oblasti hranovnických Hámrov sú evidentné málo mocné efuzívne telesá. Vulkanoklastický materiál bol redeponovaný a zmiešaný s vulkanickou detritickou zložkou, o čom svedčí zložením pestrá skupina vulkanoklastických drôb, arkóz, arkózových drôb, litických arenitov a litických drôb. Tenké polohy

resedimentovaných dacitových tufov sa zistili vo vrchnej časti nižnobocianskeho súvrstvia (oblasť Starého Vernára, dolina Peklisko s. od Hámrov).

Úlomky hornín a minerálov v sedimentoch nižnobocianskeho súvrstvia podľa Vozárovej (1981):

a) z granitoidov a vysoko metamorfovaného kryštalinika typu migmatitov a rúl,

b) z nízko metamorfovanej vulkanickosedimentárnej formácie,

c) zo synsedimentárneho vulkanizmu.

Zloženie pieskovcov nižnobocianskeho súvrstvia:

	Arkózy	Arkózové droby	Litické arenity	Litické droby
kremeň	48	37	51	44
živce	24,5	29	14	11
klastické sľudy	2,5	4	2	7
úlomky hornín	12	10	19	25
základná hmota	13	20	14	25

	Tufový litický arenit	Tufová litická droba
polykryštalický kremeň	30	29
vulkanogénny kremeň	16	8
živce	16	11,5
klastické sľudy	1	7
úlomky vulkanitov	19	19
ostatné horninové úlomky	6	2,5
základná hmota	12	23

P e r m

Malužinské súvrstvie (121–114)

Predstavuje klastickú, cyklicky usporiadanú sedimentárnu sekvenciu, kombinovanú s výlevmi bazaltov a andezitov, s polohami vulkanoklastík, len so sporadickými medzivložkami chemogénnych sedimentov – karbonátov a evaporitov.

Pre vnútornú stavbu malužinského súvrstvia je charakteristický vývoj troch veľkých sedimentárnych cyklov s výrazným zjemňovaním sedimentov do ich vrchných častí. Synsedimentárny vulkanizmus je viacfázový, pričom jeho produkty sú najviac zastúpené v prvom a treťom megacykle.

Prvý megacyklus je vyvinutý v oblasti na juh od Hranovnice v priestore Zbojniská – Hranovnické pleso – Vysoká – Klin – Repiská a smerom na západ v oblasti dolín Kubašok a Pekliská až do dolín Bystrá a Mokrá j. od Vikartoviec.

Druhý megacyklus je zastúpený na povrchu 250–600 m širokým pruhom sedimentov pri južnom obmedzení paleogénu podtatranskej skupiny, v oblasti Kotlička a Repiská, smerom na západ j. od obcí Kravany a Vikartovce a pri j. úpätí vikartovského chrbta, takmer po celej jeho dĺžke až po oblasť Spišský Štiavnik.

Tretí megacyklus je rozšírený hlavne vo vikartovskom chrbte a v jeho východnom pokračovaní. Sú tu dominantne zastúpené produkty vulkanizmu – mnohonásobné výlevy bazaltov – andezitov – a početné polohy vulkanoklastík (Kozí kameň, Krížový vrch, Dubina – Kvetnica, Hôrka). Rozšírenie druhého, ale hlavne tretieho megacyklu maluzinského súvrstvia interpretujeme aj v podloží paleogénu podtatranskej skupiny v Hornádskej kotline a v j. časti Levočských vrchov s pokračovaním do pohoria Branisko.

I. megacyklus

Prvý megacyklus predstavujú svetlosivé zlepence, pestrofarebné pieskovce, prachovce, ílovité bridlice a vzácne evapority (autun). Prvý megacyklus je zložený z mnohonásobne sa nad sebou opakujúcich malých aluviálnych cyklov (hrúbky do 10 m), v spodných častiach s výraznou prevahou cyklov zložených prevažne z pieskovcov a zlepencov. Pre bazálne časti prvého megacyklu je charakteristická prítomnosť množstva asymetrických eróznych kanálov so širokým a plochým prierezom dna. Celkove v súbore sedimentov prvého megacyklu tvoria pieskovce 70 % (pomer pieskovec : bridlica = 2,3), z toho hrubozrnné až 26 %. Úmerne k tomu stúpa aj množstvo veľmi hrubých vrstiev (32 %) v celej sekvencii. Pre vnútorné usporiadanie vrstiev je charakteristické gradačné (cca 30 %) a horizontálne (cca 40 %) zvrstvenie. Približne 25 % vrstiev má masívnu textúru. Zistilo sa aj veľkoškálové šikmé zvrstvenie (cf. Vozárová in Biely et al., 1997).

Pieskovce prvého megacyklu majú v porovnaní s ostatnými pieskovcami maluzinského súvrstvia najnižší stupeň zrelosti.

Petrograficky patria k arkózam a arkózovým drobám s relatívne vysokým obsahom živcového detritu. Zlepence okrem úlomkov kremeňa a granitoidných hornín obsahujú aj úlomky nízko metamorfovaných hornín (rozličné typy fylitov, metakvarcitov, zelené bridlice) a redeponovaný dacitový vulkanoklastický materiál (Vozárová in Biely et al., 1997).

121 svetlosivé zlepence, hrubozrnné pieskovce a živcové droby

Vystupujú spravidla v bazálnej časti prvého megacyklu, ktorý je zložený z mnohonásobne sa nad sebou opakujúcich malých aluviálnych, gradačne zvrstvených cyklov (hrúbky do 10 m). V spodných častiach cyklov sú prevažne hrubozrnné pieskovce a zlepence. Predstavujú výplň asymetrických eróznych kanálov so

širokým a plochým prierezom dna. Zlepence sú sivej farby, miestami sivohnedastej, okrem úlomkov kremeňa a granitoidných hornín obsahujú aj úlomky nízko metamorfovaných hornín (rozličné typy fylitov, metakvarcitov, zelené bridlice) a redeponovaný dacitový vulkanoklastický materiál. Pieskovce prvého megacyklu majú v porovnaní s ostatnými pieskovcami malužinského súvrstvia najnižší stupeň zrelosti. Sú prevažne hnedej, sivohnedej a pleťovej farby. Petrograficky patria k arkózam a arkózovým drobám s relatívne vysokým obsahom živcového detritu. Vystupujú v celom prvom megacykle malužinského súvrstvia, no v bazálnej časti súvrstvia majú prevahu. Sú prevažne hrubolavicovité, s gradačným zvrstvením, so zjemňovaním smerom do vrchných častí.

120 pieskovce a bridlice

Sú zastúpené v celom prvom megacykle, ale ich prevaha je vo vrchných častiach sekvencie. Prevažne strednozrnné pieskovce sú usporiadané do lavíc s horizontálnym a gradačným zvrstvením so zjemňovaním do vrchných častí a striedajú sa s jemnými piesčitými bridlicami. Farba sedimentov je svetlosivá a svetlobéžová. Pieskovce sú relatívne dobre vytriedené strednozrnné sedimenty, zložením zodpovedajú subarkózam a arkózovým drobám.

119 červenofialové bridlice a ílovce s polohami vulkanoklastík

Vyskytujú sa väčšinou v blízkosti produktov vulkanickej aktivity prvej erupčnej fázy. Sú červenej a červenosivej farby, časté sú známky bioturbačnej činnosti – stopy po lezení. Bežné sú laminované, s vložkami tufov vitrokryštalickej a kryštalolitoklastickej pieskovej a prachovej veľkostnej frakcie.

Textúry vulkanoklastických sedimentov majú znaky prepracovania vodnými prúdmi. Bežné je gradačné a horizontálne laminované zvrstvenie. V nadloží vulkanogénneho horizontu sa vyskytujú popolové tufy s prúdovým šikmým zvrstvením nízkoškálových rozmerov.

118 tholeiitové bazalty a andezity, polohy vulkanoklastík – I. erupčná fáza

Vulkanity I. erupčnej fázy predstavujú asi 15 % z celkového objemu prvého megacyklu a na mapovanom území sú hrubé maximálne 150 m.

Regionálne netvoria súvislý horizont. V bazálnej časti megacyklu vystupujú ojedinelé, na krátku vzdialenosť vyznievajúce výlevné telesá s termickými účinkami na podložie. Vnútornú stavbu vulkanického komplexu charakterizujú viacnásobne sa nad sebou opakujúce výlevy, lokálne oddelené od seba polohami vulkanoklastík alebo intravulkanických sedimentov. Bežné sú fluviálne textúry.

Vnútorná stavba lávových prúdov je rôznorodá, závislá od hrúbky lávového prúdu a rýchlosti tuhnutia. Okraje sú pórovité, obvykle brekciované, lokálne drobnozrnné, prípadne porfyrické. Minerálnym a chemickým zložením vulkanity I. erupčnej fázy patria k andezitovo-bazaltovej asociácii prechodného až tholeiitového magmatického trendu.

II. megacyklus

Spravidla ho tvoria pestrofarebné pieskovce, prachovce a bridlice, miestami s medzivrstvami karbonátov a evaporitov. Podstatná časť druhého megacyklu je v tejto oblasti prekrytá paleogénnymi sedimentmi podtatranskej skupiny. Na svahoch Kotličky a Repísk sú zachované bazálne časti druhého megacyklu, prevažne lavice pestrofarebných pieskovcov v striedaní s bridlicami. Ostatné typy – hlavne evapority a karbonáty – sa zistili len technickými prácami v podloží paleogénu pri Vikartovciach a Kravanoch (Novotný a Badár, 1971).

Všeobecne je druhý megacyklus malužinského súvrstvia charakteristický slabým zastúpením vulkanitov.

117 kravianske vrstvy: pestrofarebné pieskovce, prachovce a bridlice, miestami s medzivrstvami karbonátov a evaporitov

V sekvencii, ktorú zaraďujeme do druhého megacyklu, definovali Novotný a Badár (1971) **kravianske vrstvy** (lokalita Kravany z. od Hranovnice). Predstavujú súbor cyklicky sa striedajúcich, gradačne zvrstvených pieskovcov a prachovcov s hojnými diagenetickými žilkami sadrovca. Obsahujú medzivrstvy detritického karbonátu a dolomitického pieskovca. Pre kravianske vrstvy je charakteristický vysoký obsah rastlinného detritu v ich vrchných častiach, čo spôsobuje zmenu v zafarbení – od červenofialovej po sivú a sivozelenú farbu.

Pieskovce zodpovedajú subarkózam a arkózovým drobám. Výrazne v nich klesá obsah vulkanického detritu. Lokálne sú šošovky s obliakmi a polohy zlepencov.

Zloženie obliakov: kremeň, granity a migmatity, fylity, andezity a bazalty z I. erupčnej fázy a úlomky intraformačných sedimentov.

Pieskovce druhého megacyklu svojím zložením zodpovedajú subarkózam a arkózovým drobám. V porovnaní s pieskovcami prvého a tretieho megacyklu je v nich výrazne menej úlomkov vulkanitov. V bazálnych častiach megacyklov sa do nich vkliňujú polohy zlepencov (zloženie obliakov: kremeň, granity a migmatity, fylity, andezity a bazalty z I. erupčnej fázy a úlomky intraformačných sedimentov).

116 tholeiitové bazalty a andezity, významnejšie výskyty tufitov a tufitických pieskovcov

Ide o plošne málo rozsiahle výlevné telesá v sprievode vulkanoklastík, vystupujúce hlavne v. od obce Spišské Bystré a j. od Hranovnice. Svojím mineralogickým a chemickým zložením sú zhodné s vulkanitmi I. erupčnej fázy. Vulkanoklastické sedimenty tvoria ojedinelé a tenké telesá uprostred cyklicky usporiadaných sedimentárnych sekvencií II. megacyklu. V prevažnej miere predstavujú epiklastické sedimenty.

Zloženie pieskovcov malužinského súvrstvia

	Arkózy	Droby	Subar-kózy	Droby	Subar-kózy	Droby
kremeň	48	43	58	49	65	59
alkalický živec	19,5	10	10	10	9	2
plagioklas	19	9	8	9	3	2
klastická sľuda	1	2	7	6	2	3
úlomky vulka-nitov	2	5	1	3	6	5
úlomky hornín	0,5	1	0,5	1	–	–
základná hmota	10	29	15,5	22	15	29
	n = 12	n = 11	n = 5	n = 5	n = 4	n = 5

III. megacyklus

Je zložený z pestrofarebných pieskovcov, prachovcov a ílovitých bridlíc s konkréciami karbonátov. Sedimenty sú usporiadané do cyklov nízkeho rádu s výraznou tendenciou zmenšovania veľkosti zŕn smerom do vrchných častí III. megacyklu.

Súčasťou tretieho megacyklu sú významnejšie výskyty tufov, tufitov a vulkanogénnych brekcií – označených ako II. erupčná fáza (sensu Vozár, 1971). Jej rozšírenie je dominantné vo vikartovskom chrbte a v jeho východnom pokračovaní.

115 pestrofarebné pieskovce, prachovce, ílovité bridlice, miestami s konkréciami karbonátov

Pestrofarebné klastické sedimenty sú usporiadané do cyklov nízkeho rádu s výraznou tendenciou zmenšovania veľkosti zŕn smerom do vrchných častí III. megacyklu.

Karbonátové, prípadne chloritové konkrécie sa vyskytujú iba uprostred červenofialových ílovitých bridlíc vo vrchných častiach megacyklu. Základným litotypom sedimentárnych sekvencií sú pieskovce (približne 55 %, pomer pieskovce : bridlice = 1,2). Medzi zrnitostnými stupňami prevládajú stredno- a drobnozrnné pieskovce, pričom hrubozrnné pieskovce predstavujú iba 8 %. Priamo úmerne tomu sú len v malom množstve zastúpené veľmi hrubé (100 cm) a hrubé vrstvy (30–100 cm). Zo sedimentárnych textúr prevláda v pieskovcoch gradačné (70 %) a horizontálne zvrstvenie. V jemnozrnných sedimentoch sú bežné bioturbačné textúry, čerinové zvrstvenia a bahenné pukliny.

Na minerálnom zložení pieskovcov sa podieľa kremeň, živce, klastické sľudy a úlomky vulkanitov. Základná hmota je len slabo rekryštalizovaná (prechod od diagenézy k veľmi nízkemu stupňu premeny), tvorí ju illit, sericit, kremeň, karbonát, chlorit a hematitový pigment. Bežný je kremitý, karbonátový, sericitový a železitý chemogénny tmel.

114 tholeiitové bazalty a andezity, polohy vulkanoklastík – II. erupčná fáza

Vulkanoklastiká sú rozšírené prevažne v tesnom nadloží výlevných telies, ale v kameňolomoch Dubiná s. a j. od Kvetnice, ako aj v opustenom kameňolome na západ od Kvetnice, v zárezoch št. cesty Poprad – Hranovnica a Poprad – Spišské Bystré, sú odkryté aj polohy intraefuzívnych vulkanoklastík, ktoré sú zväčša kontaminované lávovými prúdmi a kontaktne, hlavne termicky zmenené. Vulkanoklastické sedimenty tvoria pestrú škálu tufov, tufitov a tufitických sedimentov prachovej až pieskovej zrnitostnej škály. Výnimkou sú pyroklastické lávy, pyroklastické brekcie a aglomerátové lávy, kde veľkosť fragmentov dosahuje 10 cm i viac. Medzi tufmi prevládajú vitrokryštaloklastické a kryštalolitoklastické variety. Obsahujú úlomky plagioklasov rozložených pyroxénov, rekryštalizovaného vulkanického skla, rozličné typy úlomkov andezitov a bazaltov, rudné minerály a produkty premeny – kremeň, sericit a chlorit.

Tufity predstavujú epiklastické sedimenty zmiešané s vulkanickým sedimentárnym materiálom. Bežné sú gradačné alebo horizontálne laminované zvrstvenia.

Bazalty a andezity II. erupčnej fázy tvoria v mieste ich maximálneho rozšírenia miestami až niekoľko sto metrov (400–1 000 m) hrubý súbor mnohonásobne nad sebou sa striedajúcich výlevných telies, miestami s medzivrstvami vulkanoklastík a nevulkanických sedimentov. Tento charakter stavby sa dá dobre sledovať vo vikartovskom chrbte a predpokladať aj v predterciérnom podloží Hornádskej kotliny. Hrúbka jednotlivých lávových prúdov dosahuje od 40 cm maximálne do 15 až 30 m. V bazálnej časti hrubších lávových prúdov sme pozorovali fragmentáciu a lávové brekcie, miestami aj rozličné typy klastitových –

brekciovaných – láv s výraznými prvkami tečenia. Na styku lávových prúdov a sedimentov možno pozorovať 2–10 cm široké kontaktné termické lemy so znakmi kontaminácie staršieho prúdu mladším produktom. Okrajové časti lávových prúdov sú tvorené poróznymi a mandľovcovými varietami, pričom drobno- až strednozrnné, prípadne porfyrické variety vystupujú v centrálnych častiach prúdov. Práve v tomto území vo vikartovskom chrbte a pri obci Hôrka boli prvýkrát opísané zachované textúry typu pahoehoe zmiešané s prúdmi podobnými bahnotokom (Vozár, 1997). Z iných profilov pri Spišskom Bystrom a j. od Hranovnice sú opísané zvrstvené tufy a tufity, často s drobnými brokmi a lapilami s rozmermi maximálne 1,5 až 2,5 cm. Andezity – bazalty druhej erupčnej fázy – majú výrazne tholeiitový magmatický trend.

Mineralogické zloženie pozri v práci Vozár a Vozárová in Biely a Bezák (1997, s. 86).

113 žilné telesá dioritov– silly, dajky

Na povrchových výskytoch sú vymedzené v oblasti Hranovnických Hámrov, na lokalite Starý Vernár, v oblasti Pustého Poľa a Besníka a pri Telgárte. Vystupujú ako silly a dajky výlučne v nižnobocianskom súvrství, kde dosahujú aj najväčšiu hrúbku (maximálne do 150 m). Bežne sú však hrubé len niekoľko metrov alebo decimetrov. Kontaktne metamorfujú okolité sedimenty a považujú sa za komagmatické s vulkanitmi II. erupčnej fázy. Tento názor sa opiera o petrograficko-geochemickú povahu dioritov a konštatovanie, že prerážajú aj sedimenty I. a II. megacyklu malužinského súvrstvia (porov. Vozár a Vozárová in Biely a Bezák, 1997, s. 86). Kontaktná premena je hlavne kaustická, s relatívne úzkym lemom (max. 12 až 15 cm), s koncentráciou kremeňa, chloritu, Fe minerálov a žiliek kalcitu. Z morfologického hľadiska žilné telesá v porovnaní so sedimentmi v ich okolí sú výrazne preparované.

Z mafických minerálov sú v žilných telesách zachované relikty pyroxénov a amfibolov. Pri pyroxénoch sa prejavuje výrazný trend zmeny od augitu smerom k diopsidu. Amfiboly obvykle zatláčajú starší pyroxén. Svojím zložením zodpovedajú edenitu až fero-edenitickému amfibolu. Zvýšený obsah Na_2O (Na je okolo 0,5–0,6 %) je možné vysvetliť procesmi sekundárnej albitizácie, ktorá postihuje hlavne plagioklasy.

BETLANOVSKÝ PRÍKROV

Maheľ (1957a, s. 170) rozdelil časť chočského príkrovu (bez kryštalinika Kráľovej hole a karbónu), ktorý v okolí Vernára vyčlenil Kettner (1937b), na tri pruhy: pruh tzv. melafýrovej série, severný pruh – betlanovský – a vernársky

pruh. Podľa Maheľa (in Maheľ et al., 1967, s. 300) však všetky tri spomenuté jednotky patria k severogemeridnej jednotke príkrovového charakteru.

Vzhľadom na to, že ani dnes nemožno jednoznačne posúdiť tektonickú príslušnosť betlanovského pruhu, resp. šupiny, a vernárskeho pruhu, resp. príkrovu, bude následne opísaná pod týmto označením s podmienečným priradením k hroniku [Vozár a Vozárová (1998) uvažujú aj o možnosti priradenia tejto šupiny ku gemeriku]. Len tretí pruh vyčlenený Maheľom (1957a), t. j. pruh tzv. melafýrovej série, dnes možno jednoznačne pričleniť k vyššej tektonickej jednotke, k hroniku.

Trias betlanovského vývoja zaradil Biely (1966, s. 172) k chočskému príkrovu, a to napr. na základe prítomnosti verfénu s melafýrmi. Za súčasť severogemeridného príkrovu betlanovský vývoj považoval Maheľ (in Maheľ et al., 1967, s. 317). Maheľ (1986, s. 142) toto tektonické teleso nazýva betlanovskou šupinou a charakterizuje ju ako blízku čiernovážskej sekvencii chočského príkrovu, resp. ju s chočským príkrovom stotožňuje (s. 149), keď píše: „...predstavuje v podstate najjužnejšie vystupujúce zvyšky chočského príkrovu čiernovážskej sekvencie." Podľa Maheľa (1986) betlanovská šupina „...predstavuje tylový element chočského príkrovu s. s.,...". Betlanovská šupina je do hronika zaradená aj v práci Biely et al. (1992).

112 gutensteinské vápence: tmavé vrstvovité vápence (egej–spodný pelsón)

Poznal ich už Maheľ (1957a, s. 170), ktorý sa vyjadril: „Pri východnom okraji (rozumej betlanovského pruhu) v spodných častiach (rozumej dolomitov) majú miestami nepravidelné polohy vápencov, dolomitických vápencov a slienitých vápencov. Sú to vápence sivé, tmavosivé až čierne... Ojedinele sa nájdu vo vápencoch malé hľuzy tmavých rohovcov..." Výskyt vápencov, ktoré na základe litológie (tmavosivé mikrokryštalické vápence) možno považovať za gutensteinské, sa podarilo potvrdiť len na východom svahu k. 974, t. j. jz. od lokality Poľana. Z ich pozície na j. okraji pruhu dolomitov možno usudzovať, že ležia v nadloží dolomitov, a teda prevdepodobne tvoria samostatnú šupinu. Podľa mapy Maheľa (1957a) majú vystupovať aj v. od Vernárskeho potoka. Na tejto lokalite sa podarilo nájsť všetky spomenuté typy vápencov, ale len v sutine pochádzajúcej z vernárskeho príkrovu vystupujúceho vyššie na svahu.

111 dolomity, dolomitové brekcie (?stredný až ?vrchný trias)

Dolomity betlanovského pruhu boli známe už Kettnerovi (1938b, s. 5), ktorý zastával názor, že sú: „...zhora zavrásnené do verfénu melafýrovej série...". Podľa Maheľa (in Maheľ et al., 1963, s. 86) sú to žltkasté dolomity s častou brekciovitou textúrou, v spodných častiach s nepravidelnými tenkými polohami

tmavosivých až čiernych vápencov s ojedinelými hľuzami rohovcov, dolomitických vápencov a slienitých vápencov (všetky tieto typy hornín uvádzal už Maheľ, 1957b, s. 91). Na mape tieto vápence zakreslil severne od Skalky a severovýchodne od vernárskej tiesňavy na západných svahoch kóty Tri kopce, t. j. pod presunovú líniu vernárskeho príkrovu. Maheľ (1957b, s. 117) tvrdí, že betlanovská šupina sa ukláňa na SZ a na základe toho tvrdí (in Maheľ et al., 1963, s. 86), že vápence vystupujú v spodných častiach dolomitov. Ich pozícia však skôr svedčí o ich vystupovaní vo vrchnej časti dolomitov. Výskyt vápencov v lokalite severne od Skalky sa podarilo potvrdiť. Na mieste ich druhého výskytu sa zistili len sutiny (bloky) gutensteinských vápencov sypané zo stenových odkryvov pod hrebeňom smerujúcim od vernárskej tiesňavy na kótu Tri kopce.

Len zriedka možno konštatovať, že dolomity betlanovského pruhu sú vrstvovité. Zistila sa hrúbka vrstiev od 5–15 cm do 1 m. Väčšinou sú zastúpené brekciami s nezistiteľnými úložnými pomermi. Klasty brekcií veľkosti 1–15 cm sú zo sivého, svetlohnedosivého až béžového mikrokryštalického dolomitu (sterilného dolosparitu). Klasty sú utopené v piesčitej dolomitovej základnej hmote. Dolomity, resp. dolomitové brekcie sú miestami zreteľne svetlejšie a vtedy pripomínajú wettersteinské dolomity. Inak pripomínajú skôr hlavné dolomity. Genéza brekcií sa nezistila. Pripomínajú predrifové svahové brekcie hronika, prípadne sedimenty borovského súvrstvia. Nepozorovali sme v nich sedimentárne textúry ani organické zvyšky. Ich triasový vek teda nebolo možné spresniť.

Dolomity betlanovskej šupiny vystupujú j. od malužinského súvrstvia, ktorého kontakt s nimi je sprostredkovaný strmo uloženým zlomom v úseku zhruba medzi Starým Vernárom a Betlanovskou dolinou. Z juhu sú obmedzené presunovou líniou vernárskeho príkrovu.

110 dolomity s rohovcami: vrstvovité dolomity s hľuzami rohovcov (?stredný až ?vrchný trias)

Na vystupovanie vápencov s rohovcami (t. j. reiflinských vápencov) v betlanovskom pruhu upozorňoval už Maheľ (1957a, s. 170, príl. geologická mapa). Na ním uvádzaných lokalitách sa zistili buď len gutensteinské vápence, alebo ak sa tam reiflinské vápence aj vyskytovali, tak iba v sutine, ktorá zreteľne pochádzala z hornín vernárskeho príkrovu.

Sivé vrstvovité mikrokryštalické dolomity s hľuzami rohovcov sa však zistili v odkryve vytvorenom vývratom stromu na severných svahoch Betlanovskej doliny. Dolomity s rohovcami sa v Západných Karpatoch vyskytujú v karne, prípadne sprevádzajú reiflinské vápence, ktorých dolomitizáciou vznikajú. Vzhľadom na nezistené úložné pomery nemožno spoľahlivo povedať, či vystupujú v nadloží, či v podloží dolomitov betlanovského pruhu.

GEMERIKUM

Táto tektonická jednotka zasahuje do južnej časti územia regiónu najmä mladopaleozoickými skupinami – krompašskou a dobšinskou. Zo staropaleozoických skupín je zastúpená prevažne rakovecká a klátovská skupina, gelnická skupina zasahuje do územia iba nepatrne (obr. 6). Na rozdiel od starších názorov, že gemerikum je ako celok slabo metamorfovanou jednotkou, ktorú postihla jednotná metamorfná premena v podmienkach fácie zelených bridlíc, novšie údaje ukazujú na pestrosť metamorfných podmienok v jednotlivých litostratigrafických jednotkách a na zložitý viacfázový metamorfný vývoj prakticky v rámci každej jednotky (Hovorka a Spišiak, 1997; Radvanec, 1998, 1999; Faryad et al., 1997).

Na doteraz jedinej* publikovanej geologickej mape východnej časti Slovenského rudohoria (Bajaník et al., 1984, reprint 1992) sa staršie paleozoikum gemerika člení na gelnickú (kambrium–spodný devón) a mladšiu, rakoveckú (stredný až vrchný devón?) skupinu. Skupiny sa ďalej členia na súvrstvia.

V druhom členení podľa Greculu (1982) má staršie paleozoikum jednotný faciálny vývoj v celom gemeriku a jeho horninové súbory tvoria jednu litostratigrafickú jednotku – volovskú skupinu. Odspodu sa v nej vyčleňujú: betliarske (súvrstvie čiernych fylitov), smolnícke (súvrstvie zelených fylitov s malým podielom vulkanitov) a hnilecké súvrstvie (vulkanické súvrstvie). Prevažná časť staropaleozoických sekvencií na našej mape spadá do tzv. rakoveckého príkrovu (sensu l. c.; jeho integrálnou súčasťou boli aj horniny tzv. klátovského rulovo-amfibolitového komplexu), ktorý bol detailnejšie členený na sykavské vrstvy a smrečinské vrstvy (Grecula, 1982).

Nové litostratigrafické členenie staršieho paleozoika gemerika sa momentálne rozpracúva v rámci iného regionálneho projektu, preto zachovávame pôvodne zaužívané členenie na rakoveckú, klátovskú a gelnickú skupinu ako formálne litostratigrafické jednotky prvého rádu. Keďže klátovská a gelnická skupina zasahujú do tohto územia len okrajovo, detailnejšie ich nečleníme. V prípade rakoveckej skupiny mierne modifikujeme staršie litostratigrafické členenie. Vulkanogénne horniny (vulkanity, pyroklastiká) sú zaradené do sykavského súvrstvia a fylitické horniny do novodefinovaného folkmárskeho súvrstvia.

Z pohľadu geochemických štúdií na genézu rakovecko-klátovského vulkanickosedimentárneho priestoru a jeho geotektonický charakter existujú dva odlišné názory. Prvý názor (Grecula, 1982) ho interpretuje ako výsledok klasického riftingu na kontinentálnej kôre s výsledným vznikom oceánskej kôry a ofiolitového komplexu. Novšie je prezentovaná alternatívna interpretácia tohto

---

* ak odhliadneme od prehľadnej mapy Fusána et al. (1956)

priestoru ako zaoblúkového bazénu (napr. Putiš a Grecula in Plašienka et al., 1997), ktorá sa opiera predovšetkým o geochemické štúdie Ivana (et al., 1993 a ďalšie práce). Bimodálnosť vulkanickej asociácie stredooceánskych chrbtov je v prípade zaoblúkových bazénov doplnená aj o intermediárne typy.

V zaoblúkových bazénoch sa vyskytuje celé spektrum hornín, od bazaltov cez andezity až po ryolity, a tie môžu mať tholeiitový, ako aj vápenato-alkalický charakter s výskytom porfyrických i neporfyrických hornín.

Podľa staršej štúdie chemických trendov diferenciácie vulkanitov (Grecula, 1982) sú v staršom paleozoiku gemerika zastúpené všetky tri série vulkanitov (alkalická, vápenato-alkalická i tholeiitová), pričom každá má popri bazaltoch aj vlastný felzitický diferenciačný produkt.

Horniny rakoveckej a klátovskej skupiny reprezentujú geosutúru, pozostávajúcu z pôvodných sedimentov a vulkanitov zaoblúkového bazénu aktívneho typu. Z tohto pohľadu reprezentujú nečlenenú ofiolitovú melanž (v zmysle Greculu, 1982). Nové údaje o vysokotlakovej metamorfóze, zistené nielen pri niektorých typoch hornín z rakoveckej skupiny, ale aj časti karbónskych sekvencií (Radvanec, 1998, 1999), vyžadujú subdukciu, rovnako ako exhumáciu týchto hornín.

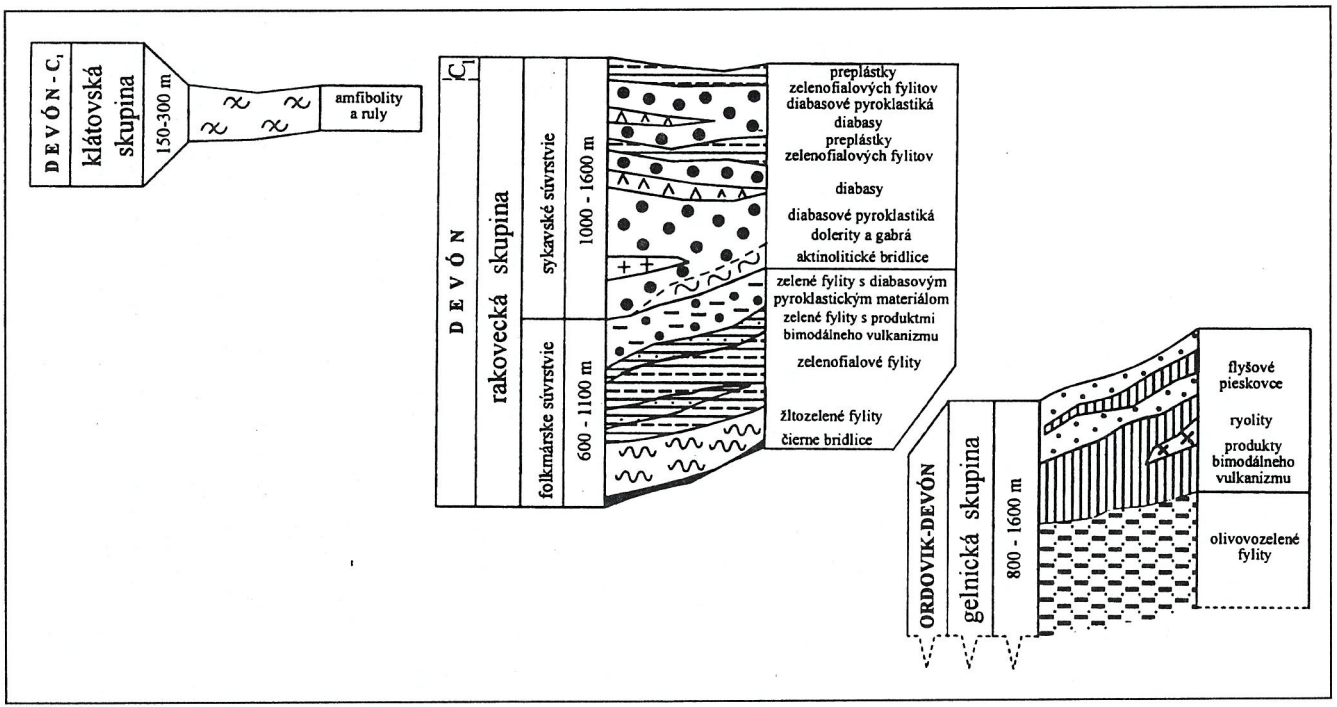
Výsledkom uvádzanej subdukcie a exhumácie, ktorá sa uskutočnila v transpresno-transtenznom režime, bolo vytvorenie melanže blokov, pričom pôvodné superpozičné vzťahy nemuseli byť zachované. Súčasné rozhranie rakoveckej a klátovskej skupiny vo vzťahu ku gelnickej skupine teda na viacerých miestach nekorešponduje s pôvodným rozložením marginálnych fácií bazénu. Ak exhumovali horniny rakoveckej a klátovskej skupiny generálne smerom na juh (čo, samozrejme, z pohľadu transpresno-transtenznej kinematiky bol reálny pohyb smerom na VJV), horniny gelnickej skupiny sú v súčasnosti jej tektonickým podložím.

GELNICKÁ SKUPINA

Ordovik–devón

Horniny gelnickej skupiny vystupujú len v malom rozsahu v jv. časti mapovaného územia. Reprezentuje ich pruh flyšoidných hornín (flyšové pieskovce s fylitickými preplástkami, často asociované s polohami intermediárnych a acidných vulkanických produktov), ktorý prebieha v oblasti Lacemberskej doliny jz. od Sloviniek. Tvorí tektonické podložie horninových súborov rakoveckej skupiny.

V rámci gelnickej skupiny sú vyčlenené štyri litologické členy, ktoré na účely tejto mapy a vysvetliviek nie sú zaradené do formálnych súvrství, pretože takáto nomenklatúra sa, ako bolo uvedené, momentálne rozpracúva v rámci atlasu geomáp SGR.



Obr. 6 Litostratigrafické kolónky staršieho paleozoika v oblasti Palcmanská Maša – Slovinky (Z. Németh, 2000).

109 olivovozelené fylity

Olivovozelené chloriticko-sericitické fylity (prakovské fylity sensu Grecula, 1982; názov podľa mesta Prakovce) sú hlavným predstaviteľom zelených fylitov gelnickej skupiny na hodnotenom území. Vyznačujú sa tenkou laminációu, pelitickým až peliticko-aleuritickým charakterom, lokálne s laminami kremitejšieho siltovcového materiálu. Olivovozelené fylity v prípade pelitických vývojov bývajú často prevrásnené, v prípade laminovaných kremitejších variet sú rovnoploché až doštičkovité.

Olivovozelené fylity sa vyskytujú v malých polohách severne od Lacemberskej doliny, kde dosahujú maximálnu hrúbku 300 m.

108 ryolity

Ryolity reprezentujú sivé, sivozelené až sivé masívne horniny s lavicovitou odlučnosťou, pričom v základnej sklovitej až jemnokryštalickej hmote (mikrogranitickej, resp. mikrofelzitickej štruktúry) sú prítomné výrastlice kremeňa a živcov (albit–oligoklas a ortoklas) maximálnych zistených rozmerov do troch milimetrov. Zo sprievodných minerálov sa zistili zirkón, rutil, apatit, lokálne magnetit a biotit. Na zobrazenom území, na severnom svahu Lacemberskej doliny cca 3 km jz. od Sloviniek, vystupuje menšie teleso ryolitov s rozmermi 200 x 100 m a hrúbkou približne 70 m.

107 produkty bimodálneho vulkanizmu

Produkty bimodálneho vulkanizmu vystupujú v pruhu jz. od Sloviniek, ktorý dosahuje hrúbku maximálne 300 m. Pre horniny je charakteristické sivé a sivozelené sfarbenie a v prípade bázických hornín až tmavozelené sfarbenie. Produkty bimodálneho vulkanizmu sú reprezentované nasledujúcimi horninovými typmi:

Keratofýry majú zrnitú štruktúru s výrastlicami kremeňa, ortoklasu a albitu-oligoklasu. Matrix má mikrogranitickú alebo mikrofelzitickú štruktúru. Častý býva magnetit a zo sprievodných minerálov apatit, rutil a zirkón [Grecula a Kucharič (red.), 1990]. V tenších polohách vystupujú keratofýry a ich pyroklastiká aj uprostred zelenofylitických súborov.

Porfyroidy sú pyroklastickými produktmi acidného a intermediárneho vulkanizmu. Vyskytujú sa v hrubo- a jemnozrnných varietách sivej a svetlozelenej farby. Majú blastokryštaloklastickú textúru. Hlavnými horninotvornými minerálmi sú kremeň, ortoklas, albit-oligoklas, podružne chlorit, svetlá sľuda, akcesoricky titanomagnetit, ilmenit, zirkón, apatit a rutil. Prítomnosť ilmenitu a magnetitu spôsobuje, že študované horniny sa prejavujú ako viac magnetické [Grecula a Kucharič (red.), 1990].

Nehomogénna minerálna kompozícia porfyroidy predurčovala na prioritnú tektonizáciu, najmä ak sa nachádzali medzi rigidnými blokmi vulkanitov. Porfyroidy takto nadobúdali „rulovité", resp. mylonitové textúry. Rozumieme pod nimi tektonizáciu horniny, vznik tvarovej a kryštalografickej prednostnej orientácie reologicky aktívnych minerálov vo fácii zelených bridlíc. K takýmto exponovaným horizontom patrí predovšetkým tektonické rozhranie rakoveckej a gelnickej skupiny. Takéto vystupovanie porfyroidov sa zistilo v zóne severne od Poráčskej doliny (z. od Sloviniek).

Diabasy vystupujú v tenkých polohách spolu s keratofýrmi a porfyroidmi v pruhu od Lacemberskej doliny smerom na Slovinky. Hlavnými horninotvornými minerálmi diabasov sú všeobecný amfibol až aktinolit a často sericitizovaný plagioklas. Sprievodnými minerálmi sú apatit, rutil, leukoxén, hematit a magnetit. Lokálne sa vyskytujú výrastlice amfibolu veľkosti do 1 cm. Časté sú horniny s ofitickou štruktúrou. V pruhu produktov bimodálneho vulkanizmu na JZ od Sloviniek sa zistili aj ojedinelé výskyty gabier.

Diabasové pyroklastiká sa vyznačujú svetlo- až tmavozelenou farbou a zachovanou vrstvovitosťou, ktorá je zvýraznená prítomnosťou vyvetrávajúcich polôh karbonátov milimetrovej hrúbky. Hlavnými minerálmi sú chlorit a silno saussuritizované plagioklasy. Podružne sú prítomné svetlá sľuda, rutil a ilmenit.

V hraničnej zóne gelnickej a rakoveckej skupiny, t. j. v zóne s vyššou tektonizáciou a rekryštalizáciou, vystupujú miesto diabasových pyroklastík aktinolitické bridlice. Vyskytujú sa v susedstve hlavného flyšového tektonického horizontu. Aktinolitické bridlice reprezentujú pôvodné diabasové pyroklastiká. Smerom k tektonickému horizontu zvýšenou tektonizáciou (+ nízkostupňovou metamorfózou vo fácii zelených bridlíc) došlo k textúrnej prestavbe horniny a k zvýšenej prítomnosti aktinolitu, čím hornina lokálne nadobúdala vzhľad amfibolitu. Takéto horniny sa vyznačujú bridličnatosťou, prípadne prevrásnením, a spravidla usmernením novovytvorených aktinolitov paralelne s foliačnými plochami, čo dokladá ich syntektonické generovanie.

106 flyšové pieskovce

Ďalšími členmi gelnickej skupiny vystupujúcimi na mapovanom území sú flyšové sekvencie s charakteristickými preplástkami zelených chloritických a čiernych grafitických bridlíc. Preplástky acidného pyroklastického materiálu a keratofýry, lokálne sa nachádzajúce v prostredí flyšových sedimentov, dokladajú ich časovú väzbu na produkciu vulkanického materiálu. Vo vrchných častiach gelnickej skupiny sa nachádza niekoľko polôh flyšových sedimentov striedajúcich sa s produktmi bimodálneho vulkanizmu. Celková hrúbka horizontu flyšových sedimentov aj s preplástkami vulkanického materiálu je maximálne 1 000 m.

Laminy psamitickej zložky flyšových pieskovcov svojou hrúbkou prevažujú nad laminami grafitických, resp. chloritických bridlíc v pomere približne 10 : 1, pričom najčastejšie je striedanie v milimetrovom intervale, prípadne do 1 cm. Horniny sa vyznačujú miernym prevrásnením. Štruktúra týchto hornín je blastopsamitická. Tvorí ich kremeň (50–65 %), svetlá sľuda (10–15 %), chlorit (5 až 10 %), grafit (do 5 %) a iné akcesorické minerály [Grecula a Kucharič (red.), 1990].

Sivozelené flyšové pieskovce s preplástkami a polohami zelených bridlíc, rovnako ako sivé flyšové pieskovce s preplástkami a polohami čiernych bridlíc, sa nachádzajú v hraničnej zóne medzi gelnickou a rakoveckou skupinou. Vyskytujú sa generálne vo v.-z. zóne prebiehajúcej až do oblasti Sloviniek. Rozdiely vo farebnom odtieni pieskovcov, prípadne uvedené typy preplástkov sú spôsobené charakterom synsedimentárneho vulkanizmu, alebo charakterom zdrojového materiálu. Z pohľadu konkrétnych výskytov jednotlivých fácií tvoria prevažujúcu fáciu flyšové pieskovce s preplástkami a polohami čiernych bridlíc.

RAKOVECKÁ SKUPINA

Devón – spodný karbón

Sykavské súvrstvie pôvodne definoval Bajaník in Bajaník et al. (1981) s typovým profilom od kóty Babiná k samote Sykavka (2 km v. od Rakovca), podľa ktorej bolo súvrstvie pomenované. Pre sykavské súvrstvie je charakteristické mohutné zastúpenie produktov bázického vulkanizmu s lokálne prítomnými diferenciátmi intermediárneho až acidného zloženia. Sedimenty sykavského súvrstvia sú zastúpené pyroklastikami a lokálnymi fylitickými preplástkami. Hrúbka sykavského súvrstvia dosahuje maximálne 1 600 m, pozvoľna sa vyvíja z podložného folkmárskeho súvrstvia.

Folkmárske súvrstvie je novodefinované. Zavedenie novej litostratigrafickej jednotky do rakoveckej skupiny podmienila skutočnosť, že pôvodné členenie rakoveckej skupiny podľa Bajaníka in Bajaník et al. (1981) na smrečinské a sykavské súvrstvie bolo postupným získavaním nových litologických, tektonických a metamorfných údajov modifikované. Pomenovanie súvrstvia je podľa obce Veľký Folkmár. Litologicky zahŕňa zelenofylitické fácie s typovými lokalitami j. od obce. Hrúbka folkmárskeho súvrstvia je 600–900 m. Podrobnejšie informácie o litológii a typových lokalitách uvádzame v konkrétnych vysvetlivkách.

Folkmárske súvrstvie

105 čierne bridlice

Polohy čiernych grafitických bridlíc uprostred aktinolitických bridlíc, t. j. vyššie rekryštalizovaných diabasových pyroklastík v rakoveckej skupine, reprezentujú najdistálnejšie fácie flyšovej sedimentácie. Zistili sa v polohách hrubých prvé desiatky metrov cca 2 km na Z od Sloviniek a vo vyčleniteľných polohách 2 km na Z od Holého vrchu. Laterálne tieto horniny prechádzajú do flyšových pieskovcov.

104 žltozelené fylity

Žltozelené fylity prvý raz definoval Grecula (1982) podľa výskytov v doline Zlatník západne od údolia Opátky (mimo zobrazenej oblasti). Fylity tejto fácie boli definované ako laminované, miestami až hrubolaminované žltozelenkavé a sivozelenkavé fylity, miestami s vložkami olivovozelených pelitických, jemne laminovaných fylitov. Žltozelené fylity sú lokálne silno kremenité, s prechodom až do súvrstvia jemnozrnných metapsamitov. Neskorším mapovaním v typovej oblasti (Németh, 1996) sa odčlenili žltozelené fylity od ostatných fácií, predovšetkým psamitickej fácie a fácie olivovozelených fylitov. Psamity (v oblasti Murovanej skaly lokálne s obliakmi kremeňa – riedkoobliakové oligomiktné zlepence) autor pričlenil do príkrovu Bôrky.

Žltozelené fylity tvorí kremeň, sporadicky albit, chlorit a svetlá sľuda. Žltozelené fylity sú prítomné na území vo v.-z. zónach a vždy indikujú priebeh horizontov tektonizácie regionálnej mierky, tzv. duktilné strižné zóny prešmykového charakteru. Žltozelené fylity boli zmapované na rozhraní gelnickej a rakoveckej skupiny ako tektonizovaný horizont zo strany rakoveckej skupiny. Zistili sa aj na rozhraní rakoveckej skupiny a rudnianskych zlepencov. Mikroskopickým štúdiom sa zistilo, že ide o zelenofylitické ultramylonity s výrazným prevrásnením a lineárnou stavbou. Pribúdaním vzdialenosti od hlavného tektonizovaného rozhrania postupne v zelených fylitoch ubúda tektonizácie a pozvoľna sa menia na fialovozelené fylity, typickú fáciu v rakoveckej skupine. Horizonty žltozelených fylitov dosahujú hrúbku maximálne prvé stovky metrov.

103 zelenofialové fylity

Fáciu zelenofialových fylitov prvý raz definoval Grecula (1982) podľa typových profilov j. od obce Veľký Folkmár (mimo mapovaného územia) ako fáciu *folkmárskych fylitov*. Keďže zelenofialové fylity sú dominantnou fylitickou fáciou v rakoveckej skupine a aplikujeme princíp odčlenenia fylitických sedi-

mentov od hlavnej masy vulkanických produktov v rakoveckej skupine (v zmysle Greculu, 1982), povyšujeme názov *folkmársky* z pôvodného označenia fácie na označenie súvrstvia.

Táto fylitická fácia sa vyznačuje tmavozelenou, resp. v prípade pelitickejších variet fialovou farbou. Farebnú a textúrnu variabilitu spôsobuje premenlivé zastúpenie diabasovej pyroklastickej zložky. Zelenofialové fylity lokálne plynule prechádzajú do horizontov diabasových pyroklastík, resp. tvoria v nich tenké preplástky.

Psamitickejší charakter majú horniny s prítomnosťou tenkých vrstiev diabasových popolových pyroklastík, ale aj kremitejšieho materiálu. Na minerálnom zložení sa podieľa kremeň, chlorit a svetlá sľuda. Sprievodnými minerálmi sú titanit, magnetit, hematit a limonit.

Zelenofialové fylity vystupujú na znázornenom území v polohách v.-z. priebehu hrúbky maximálne prvé stovky metrov.

102 zelené fylity s produktmi bimodálneho vulkanizmu

Oproti klasickej litostratigrafii a starším pozorovaniam sa v rakoveckej skupine zistilo rozsiahlejšie zastúpenie produktov bimodálneho vulkanizmu. Ich prítomnosť sa viaže hlavne na širšie južné okolie obce Ráztoky, kde vystupujú v polohách hrubých maximálne 300 m. Zastúpené sú všetky litotypy bimodálnej formácie s prevahou acidných typov – skrytovrstvovitých sivožltých keratofýrov a masívnych žltohnedých silicitov s blokovitým rozpadom. Bázické horniny sú zastúpené tmavozelenými, spravidla vrstvovitými popolovými diabasovými pyroklastikami. Na vulkanickú aktivitu poukazuje aj zistenie rozsiahlej alterácie zelenofialových fylitov, ktoré sa často vyznačujú až sýtofialovou farbou. Na horizont bimodálnych vulkanitov sa viažu gamaspektrometrické anomálie indikujúce vzácnoprvkovú mineralizáciu (Németh in Repčiak et al., 1997). Prieskumné práce preukázali, že hlavnými nositeľmi prvkov vzácnych zemín a s nimi vystupujúcej vzácnoprvkovej mineralizácie sú minerály bastnezit, monazit, xenotím, ilmenorutil, fergusonit – kolumbit a zirkón. Tieto minerály sú viazané na interstície svetlej sľudy a v menšej miere na plagioklas.

101 zelené fylity s výrazným podielom diabasového pyroklastického materiálu, lokálne metamorfovaným do aktinolitických bridlíc

V strednej a západnej časti hodnoteného územia sa zistilo podstatné zastúpenie pyroklastických produktov bazaltového vulkanizmu v asociácii so zelenofialovými fylitmi. Keďže ide o striedanie tenkých polôh uvádzaných typov hornín v metrovej hrúbke, nevyčleniteľných v danej mierke mapy, uvádzajú sa pod

spoločnou vysvetlivkou. Najväčšie výskyty týchto hornín sú v cca 200–300 m hrubom nepriebežnom horizonte južne od Závadky.

Generovanie novotvarových aktinolitov na foliačných plochách diabasových pyroklastík spôsobila intenzívnejšia rekryštalizácia (vo fácii zelených bridlíc), lebo zóna sa nachádza v susedstve hlavného tektonického horizontu. Keďže v rakoveckej zóne boli nedávno petrologicky doložené vysokotlakové až ultravysokotlakové metamorfity (Radvanec, 1999), je možné aj v prípade časti týchto hornín predpokladať vyššietlakový postih.

Sykavské súvrstvie

100 aktinolitické bridlice

Horniny vystupujú v blízkosti hlavného tektonického rozhrania gelnickej a rakoveckej skupiny ako tektonity diabasových pyroklastík. Hlavné výskyty aktinolitických bridlíc sú vo v.-z. zóne j. od kóty Holý vrch, kde vystupujú v horizonte hrubom prvé stovky metrov. V oblasti jz. od Rudnian sa aktinolitické bridlice vyskytujú v susedstve doleritov a gabier. Problematiku aktinolitických bridlíc študovali viacerí petrológovia. Za reálnu sa považuje aj interpretácia časti aktinolitických bridlíc ako diaftoritov vyššiestupňových, resp. vysokotlakových metamorfitov, ktorých prítomnosť v rakoveckej skupine doložili Radvanec (1999) a Hovorka et al. (1988).

99 dolerity a gabrá

Vystupujú vo forme malých pretiahnutých telies hrubých prvé desiatky metrov j. a jv. od obce Ráztoky. Väčšie polohy vo v.-z. pruhu dlhom cca 900 m a hrubom 100 m sa zistili 2 km jv. od obce Závadka. Výraznejšie vystupovanie týchto hornín sa zaznamenalo aj v oblasti Hŕbku 1 km z. od Sloviniek. Strednozrnné horniny s gabroofitickou štruktúrou tvorí hornblend, saussuritizovaný plagioklas, kremeň, titanit a hematit.

98 diabasy

Tieto horniny v menších polohách, rádovo prvé stovky metrov, boli zmapované v oblasti Rakovca a j. od Ráztok. Známy a pomerne jednoznačný výskyt diabasov s vankúšovitými textúrami (Hovorka et al., 1988) j. od Rakovca spochybnil najnovší petrologický výskum Radvanca (1999), ktorý časť takýchto výskytov (minimálne na lokalitách Ostrá a Babiná v južnom okolí obce Rakovec) považuje za diaftority hornín z rozhrania kontinentálnej kôry a plášťa.

Hovorka et al. (1988) na základe petrologického a geochemického štúdia uvádzajú polyfázovú metamorfózu metabazaltov: magmatické štádium dokladajú porfyrické klinopyroxény a plagioklasy s rozmermi ojedinele až do 10 mm. Prvé štádium metamorfnej rekryštalizácie indikujú modrý Na-Ca amfibol, albit, menej často granát, karbonát, titanit a v žilách konformných s foliáciou epidot-zoizit, chlorit a lepidomelán. Počas druhého štádia metamorfnej rekryštalizácie je modrý Na-Ca amfibol nahradený aktinolitickým hornblendom a vzniká epidot a chlorit. V závere metamorfného procesu vznikajú albit, chlorit, epidot a titanit.

Radvanec (1999) časť metabazaltov považuje za eklogitizované klinopyroxenické gabrá. Magmatické štádium protolitu (1 000–1 100 °C, 10–13 kbar) dokladá asociácia labradorit – Sr plagioklas – Al diopsid s uzavreninami antofylitu – augit – grossulár – magnetit (ilmenit?) – anortoklas. Štádium prográdnej eklogitizácie v ultravysokotlakovej metamorfóze (900–1 000 °C, 17–20 kbar) zaznamenáva zmena plagioklasu na Sr epidot, resp. klinozoizit až epidot. Počas vrcholu eklogitovej fácie (800 °C, 23–25 kbar) sa skončil rozpad plagioklasu a z nestabilného labradoritu a magnetitu vznikol klinozoizit a Sr epidot spolu s jadeitom. Proces exhumácie zaznamenáva kryštalizácia vysokotlakového fengitu + K živca + biotitu na okraji zonálneho klinozoizitu až epidotu spolu s jadeitom a kremeňom (600 °C, 21 kbar). V matrixe metagabra kryštalizoval Fe pumpellyit, ktorého časť neskôr oxidovala na epidot. V závere exhumácie kryštalizoval chlorit a winchit ako pseudomorfóza po augite a v nízkoteplotných podmienkach biotit, kalcit, albit a strednotlakový až nízkotlakový fengit.

97 pyroklastické produkty bazaltového vulkanizmu

Pyroklastiká vystupujú v mohutných polohách maximálnej hrúbky do 1 km v pruhu z oblasti obce Rakovec po vrch Suchinec a v ďalšom pokračovaní na východ do severného okolia Sloviniek. Zo strany podložia i nadložia sú lemované zelenofylitickými sekvenciami. V prevahe sú tmavozelené prúžkované psamiticko-aleuritické diabasové pyroklastiká. Pyroklastiká možno rozdeliť na aglomeraticko-brekciovité a popolové. Pyroklastiká popolového typu majú celistvý vzhľad, lokálne sú stlačené a často sú penetrované kalcitovými žilkami. Hlavnými horninotvornými minerálmi sú chlorit, minerály epidotovo-zoizitovej skupiny, karbonatické a rudné minerály. V prípade tufitickej fácie sú prítomné aj klastický kremeň, svetlá sľuda a plagioklasy. Problematický je stupeň metamorfného prepracovania sedimentov, ktorý v rámci hodnoteného územia kolíše v rozsahu fácie zelených bridlíc. Metamorfným produktom zvýšenej rekryštalizácie je prítomnosť novotvarového aktinolitu.

KLÁTOVSKÁ SKUPINA (obr. 7)

Devón – spodný karbón

96 amfibolity a ruly

Amfibolity a ruly vystupujú v jz. časti hodnoteného územia v oblasti j. od Palcmanskej Maše, kde spravidla vystupujú v tektonickom nadloží zelenofialových fylitov rakoveckej skupiny. Pokračovanie ich priebehu smerom na V sa končí s.-j. zlomom v oblasti kóty Martinka (1 026).

Petrograficko-faciálne vzťahy protolitu hornín a názory na ich metamorfózu sú viacvariantné. Napríklad Faryad (1990) vyčlenil päť petrografických typov amfibolitov a tri typy rúl. Časť týchto hornín sa kladie do karbónu, čiastočne v súlade so staršími predstavami Greculu (nepublikované výsledky verifikácie v r. 1989 a 1990).

Časť autorov začlenila amfibolity a ruly do samostatnej tektonickej jednotky, klátovského príkrovu (Hovorka et al., 1984), predovšetkým kvôli vyššiemu metamorfnému stupňu a plytkému uloženiu príkrovového charakteru. Minerálna asociácia rúl zistená Hovorkom et al. (l. c.) je kremeň – plagioklas (An_{18-30}) – biotit ± granát ± amfibol ± muskovit. Horniny sa vyznačujú častou hydrotermálnou alteráciou. Hlavnými minerálmi v prípade amfibolitov sú amfibol – epidot ± plagioklas (albit) ± granát.

V rámci projektu na zostavenie tejto mapy a vysvetliviek bol Rb/Sr metódou datovaný granitový výtavok z rulovo-amfibolitového komplexu (Rudňany, XIX. horizont). Vek tohto granitu, ktorého vznik je viazaný na metamorfózu komplexu, je 371 ± 6 Ma (písomná informácia Dr. J. Kráľa), teda vrchný devón. Znamená to teda, že pôvodná (nemetamorfovaná) sekvencia – predpokladá sa, že protolitom boli sedimentárne horniny – je ešte staršia (okolo 400 Ma, prípadne i viac).

DOBŠINSKÁ SKUPINA

Vrchný karbón

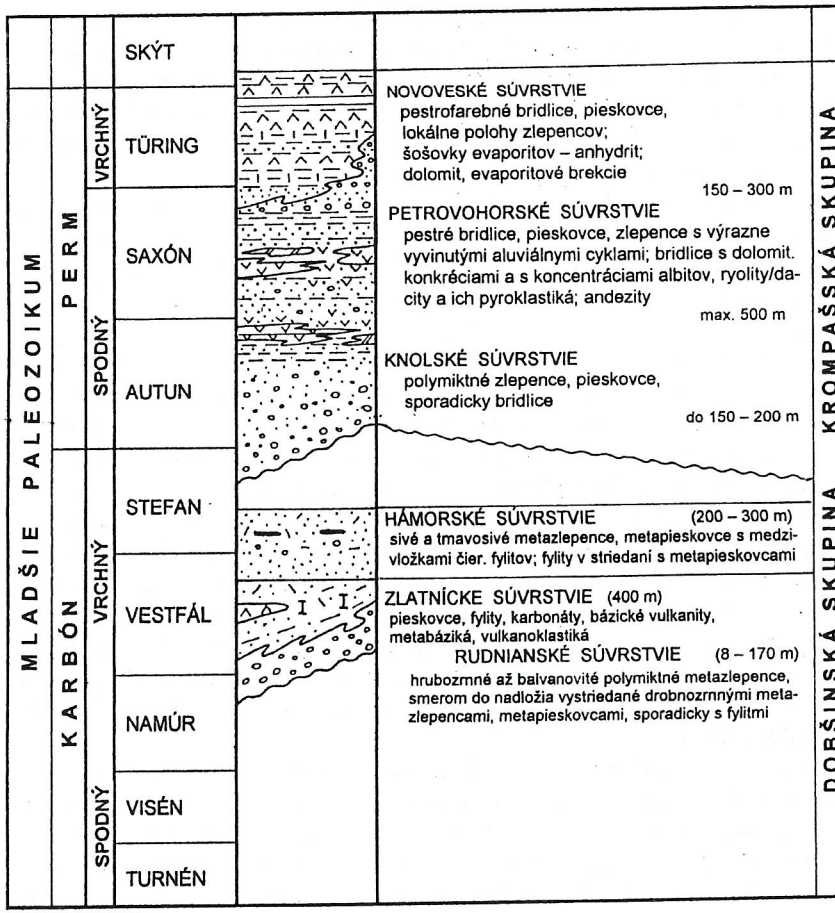
Dobšinská skupina, pôvodne definovaná Vozárovou in Bajaník et al. (1981), obsahovala ochtinské, rudnianske, zlatnícke a hámorské súvrstvie. Vozárová (1996) redefinovala litostratigrafické jednotky karbónu severného gemerika a vymedzila z pôvodnej dobšinskej skupiny ochtinskú skupinu so samostatným postavením v západnej časti gemerika. Jej ekvivalentom vo východnej časti je črmeľská skupina. Dobšinská skupina ako súčasť jednotky severné gemerikum leží v priamom nadloží rakoveckej, resp. klátovskej skupiny a ich vzájomný styk

je narušený zlomovo-prešmykovou tektonikou. Dobšinská skupina po redefinícii obsahuje rudnianske, zlatnícke a hámorské súvrstvie (obr. 7). Všetky sú zaradené do vrchného karbónu s rozpätím **vestfál A až stefan A.**

95 rudnianske súvrstvie: zlepence, pieskovce, piesčité bridlice (vrchný karbón: vestfál B–C)

Určujúcim znakom rudnianskeho súvrstvia zloženého zo zlepencov, pieskovcov a piesčitých bridlíc je prevaha hrubozrnných siliciklastických sedimentov, v ktorých smerom do nadložia stúpa minerálna zrelosť a, naopak, klesá veľkosť zrna. Prevládajúcim litologickým členom sú polymiktné zlepence, na báze hrubozrnné až balvanovité, v strednej a vrchnej časti strednozrnné až drobnozrnné. Do komplexu zlepencov sa najmä v jeho stredných a vrchných častiach vkliňujú polohy pieskovcov a tmavých bridlíc, pričom ich počet smerom do nadložia stúpa. Spolu so zlepencami vytvárajú pozitívne, gradačne usporiadané cykly. V rámci vrstiev pieskovcov sa zistilo gradačné, planparalelne horizontálne a šikmé zvrstvenie. Úklony šikmého zvrstvenia, ako aj imbrikácia obliakov sú zhodné. V oblasti Rudňany – Poráč dosahujú úklon 5–10° na SZ (Vozárová, 1973). V týchto relatívne jemnozrnnejších sedimentoch sa našli horizonty s flórou a tiež skremenené kmene stromov rodu *Calamites* (Fusán, 1959).

Maximálnu hrúbku (200 m) dosahuje rudnianske súvrstvie v oblasti Rudňany – Poráč. Jeho bazálne časti sú v tejto oblasti tvorené balvanovitými zlepencami, v ktorých veľkosť obliakového materiálu dosahuje nezriedka 50 cm až 1 m. Farba týchto zlepencov je zelená a zelenosivá, pretože podstatná časť obliakov, ako aj detritu v matrixe je zložená z metabazaltov a metabazaltových pyroklastík, pochádzajúcich z podložnej rakoveckej skupiny (60–0 %). Zvyšok tvoria obliaky amfibolitov, rúl, granitoidných hornín a metapieskovcov, fylitov, hematitovcov a v menšom množstve aj kremeňa. Smerom do nadložia klesá zastúpenie úlomkov z metabazaltov a, naopak, stúpa množstvo ostatných typov hornín (napr. priemerný obsah obliakov metapieskovcov dosahuje 5 %, hematitovcov 15 %, rúl 20 %, plagiogranitov 15 % a kremeňa 5 %). Medzivrstvy pieskovcov, ktoré sú v stredných častiach profilu rudnianskeho súvrstvia v oblasti Rudnian bežné, okrem zŕn kremeňa, plagioklasov a úlomkov hornín miestami obsahujú značné množstvo klastických sľúd (muskovit, rozložený biotit a chlorit). Vrchnú časť rudnianskeho súvrstvia v tejto oblasti tvoria drobnozrnné hrdzavosivé zlepence striedajúce sa s rovnako zafarbenými pieskovcami. V porovnaní s bazálnymi zlepencami majú vrchné zlepence podstatne vyšší stupeň minerálnej zrelosti. Obsahujú v priemere až 40 % kremeňa a, naopak, obliaky metabazaltov tvoria iba 10 %. Zvyšok tvoria obliaky rúl (20 %), kremenných metadrôb (15 %) a plagiogranitov (15 %).



Obr. 7 Litostratigrafická kolónka dobšinskej a krompašskej skupiny (A. Vozárová, 2000).

Najmenšiu hrúbku dosahuje rudnianske súvrstvie na výskytoch v oblasti Dobšinej. Strednozrnný zlepenec [podľa údajov Rakusza (1932) hrúbky 3–8 m] sa strieda vo vrchnej časti s vrstvami čiernych bridlíc (fosiliferný horizont α.) Zlepenec je v tejto oblasti zložený takmer výlučne z abrazívneho materiálu pochádzajúceho z rúl a amfibolitov klátovskej skupiny. S nimi sú asociované úlomky plagiaplitov, kremitých dioritov, v malom množstve aj metabazaltov a zelených bridlíc. Okrem zlepencov sa v tomto horizonte vyskytujú aj brekcie s úlomkami

obdobného zloženia ako v zlepencoch. Na severovýchod od Dobšinej, východne od Mlyniek až po Bindt, vystupuje rudnianske súvrstvie iba v niekoľkých izolovaných výskytoch. V oblasti Bindtu ležia uhlovo nesúhlasne na horninách rakoveckej skupiny balvanovité zlepence rudnianskeho súvrstvia. Medzi obliakmi prevláda materiál z rakoveckej skupiny. Obliaky rúl, amfibolitov a plagiogranitov predstavujú v priemere iba 20 %.

Do vestfálu A–B bolo rudnianske súvrstvie zaradené na základe makrofauny z oblasti Dobšinej a makroflóry z oblasti Rudnian. Makrofauna od Dobšinej bola prvýkrát súborne spracovaná v monografickom diele Rakusza (1932), ktorý vyčlenil šesť fosiliferných horizontov. Z nich jedine horizont α sa nachádza v rudnianskom súvrství.

Bola určená nasledujúca makrofauna: *Zaphrentis* sp., *Schizophoria resupinata, Productus grünewaldi, Productus (Zinoproductus)* aff. *cora, Pustula punctata, Chonetes carbonifera, Spirifera cameratus, Griffithides* sp. Rakusz (l. c.) zaradil tento horizont do moskovu. Pri neskoršom prehodnotení Bouček a Přibyl (1960) zaradili lokalitu Dobšiná do vestfálu A–B.

Horizont s flórou v oblasti Rudnian našiel Vachtl (1938) a na základe určenia Němejca sa jeho vek stanovil ako vestfál B–C. Na základe ďalších nálezov Němejc (1946, 1953) spresnil vek rudnianskeho súvrstvia na vestfál A–B. Flóra určená Němejcom: *Cordaites palmaeformis* GOEPP., *Asterophyllites* cf. *grandis, Sphaenophyllum cuneifolium, Asterotheca miltonii* ARTIS, *Dactylotheca plymosa, Neuropteris schützei* POT., *Neuropteris gigantea abbreviata* STOCK. Z tej istej lokality neskôr Ilavská (1961) opísala spoločenstvo sporomorf stredno-karbónskeho veku.

Zmienka o zložení obliakov z rudnianskeho súvrstvia sa objavuje už v práci Ahlburga (1913), ktorý z oblasti Košickej Belej opísal obliaky kremenných porfýrov. Rozlozsnik (1935) určil z oblasti Dobšinej úlomky amfibolitov, rúl a kremitých dioritov. Vachtl (1938) po prvýkrát opísal obliaky plagiaplitov, ktoré pôvodne Rozlozsnik (l. c.) zaradil medzi ruly. Petrografiou obliakového materiálu sa prvýkrát podrobnejšie zaoberal Krist (1954) a neskôr Vozárová (1973, 1998).

Medzi obliakmi boli rozlíšené tri hlavné skupiny: magmatické horniny a kremeň, metamorfované horniny stredného a vyššieho stupňa a nízkostupňovo metamorfované horniny.

Všeobecným znakom zlepencov rudniaskeho súvrstvia je vysoký stupeň opracovania obliakov (v priemere 0,6–0,7 jednotiek opracovania podľa škály Krumbeina (1941) a priamo úmerne tomu aj vysoký stupeň sféricity. Všeobecne prevládajú sférické tvary. Vysoké hodnoty opracovania a sféricity predpokladajú litorálne sedimentačné prostredie s intenzívnymi abrazívnymi procesmi (Vozárová, 1973).

Sedimentačné prostredie zlepencov rudnianskeho súvrstvia bolo interpretované ako deltovo-príbrežné morské, s hruboúlomkovitými uloženinami typu delta-fan a v miestach menej intenzívnej synsedimentárnej tektoniky s pobrežnými a litorálnymi fáciami. Brekcie boli interpretované ako príbojové fácie (Vozárová, l. c.).

Na rozdiel od všeobecne nízkostupňovej metamorfózy mladopaleozoických hornín obalu gemerika bola v prípade časti rudnianskych zlepencov petrologicky doložená vysokotlaková metamorfóza (Radvanec, 1998). Z toho sa dá usudzovať na vtiahnutie tejto časti do subdukčnej zóny a následnú exhumáciu.

Zlatnícke súvrstvie

Zlatnícke súvrstvie ako litostratigrafickú jednotku vymedzili Bajaník, Vozárová a Reichwalder (1981).

Vek zlatníckeho súvrstvia bol doložený na základe makrofauny a makroflóry jedine na lokalite Dobšiná. Z tmavých bridlíc a organogénnych dolomitických vápencov a dolomitov z tejto lokality určil Rakusz (1932) päť fosiliferných horizontov (β, γ, δ, ε, ζ). Všetky vystupujú v bazálnych častiach zlatníckeho súvrstvia. Stratigrafické zaradenie tejto lokality sa urobilo predovšetkým na základe trilobitovej fauny.

94 metamorfované bázické vulkanity

Metabazalty zlatníckeho súvrstvia sú jemnozrnné až masívne horniny sivozelenej farby. Porfyrické variety majú škvrnitú textúru, spôsobenú vzácne uchovanými reliktmi amfibolov (vo väčšine prípadov sú úplne premenené). Plagioklasy sú premenené na agregát albit – kremeň – kalcit – sericit – epidot-zoizit. Pri menej premenených je bazicita albit – oligoklas. Prítomný kremeň je produktom premeny živcov. Niektoré alotriomorfné väčšie zrná sú buď sekundárne, alebo primárne. Chlorit má šupinkovitú formu, je slabo pleochroický, pravdepodobne je produktom premeny femických zložiek. Vyskytujú sa aj minerály epidotovo-zoizitovej skupiny. Z nepriesvitných minerálov sú prítomné hematit, magnetit a ilmenit. Lokálne pozorujeme metakrysty pyritu.

Bázické vulkanoklastické horniny sú známe z celého pruhu súvrstvia. Vyznačujú sa paralelnou textúrou s rekryštalizovanou asociáciou, čomu zodpovedajú aj štruktúry hornín, a to od vzácne zachovaných blastoaleuritických až po nematolepidoblastické.

Minerálnu asociáciu tvorí: chlorit, aktinolit, epidot, albit, oligoklas (prevažne pôvodne vulkanická zložka), kremeň, sericit, kalcit, hematit.

Z metabazaltových tufov prevládajú popolové variety. Sú charakteristické svojou bledozelenou farbou, sú celistvé, prípadne slabo stlačené. Prevláda lepi-

dogranoblastická štruktúra. Iba vzácne sme zaznamenali lapilové tufy a aglomerátové variety.

Metamorfóza hornín zlatníckej formácie v domovskej oblasti mala podľa Ivana (1999) charakter metamorfózy typu oceánskych chrbtov. Pre tento typ metamorfózy je charakteristický vysoký termický gradient pri relatívne malej variácii tlaku, vysoký pomer voda/hornina a uplatnenie morskej vody pri premene hornín. Metamorfný stupeň sa na relatívne malej vzdialenosti mení od zeolitovej fácie až po amfibolitovú fáciu. Najvyšší stupeň metamorfnej premeny bol zaznamenaný len v gabrách.

Kvantifikácia parametrov metamorfózy sa ešte nevykonala. Možno len odhadovať, že podmienky v prehnitovo-pumpellyitovej fáze metamorfózy neprevýšili tlak 6 kbar a teplotu 350 °C, podmienky fácie zelených bridlíc tlak 8 kbar a teplotu 450 °C.

Podľa Ivana (l. c.) zlatnícka formácia svojím zložením pripomína rozčlenené (dismembered) ofiolitové sekvencie. Obsahuje abysálne pelitické sedimenty, bazalty, dolerity a gabrá a indície prítomnosti ultrabázik v podobe hojných chrom-spinelidov v klastickom sedimente. Metabazalty zlatníckej formácie sú geochemicky blízke bazaltom zaoblúkových bazénov (BABB). Z litológie a geochemického typu prítomných metabazaltov teda vyplýva, že zlatnícka formácia predstavuje obdukovaný relikt oceánskej kôry zaoblúkového bazénu, ktorý sa nachádzal už v pomerne rozvinutom štádiu otvárania. Prítomnosť gabier postihnutých metamorfózou typu oceánskych riftov naznačuje, že produkcia kôry bazénu prebiehala v štruktúrach zhodných so stredooceánskymi riftmi (Ivan, 1997).

93 pieskovce, bridlice, vložky karbonátov a bázických vulkanitov a vulkanoklastík

V nadloží rudnianskeho súvrstvia vystupuje komplex pieskovcov a bridlíc, lokálne s obsahom karbonátov, bázických vulkanitov a vulkanoklastík. Na základe nálezov fauny a flóry na lokalite Dobšiná bolo súvrstvie zaradené do vestfálu C–D (Rakusz, 1932). Na základe revízie zberov Rakusza (l. c.) stanovili Bouček a Přibyl (1960) vek vestfál B (fauna) a na základe revízie flóry Němejc a Obrhel (1958) vestfál A–B.

Grafitické fylity a fylitické bridlice vystupujú prakticky v celom profile zlatníckeho súvrstvia. Charakteristická črta ich vystupovania spočíva v tom, že v nižších častiach súvrstvia vytvárajú ojedinelé niekoľkometrové polohy, kým dominantné postavenie majú v najvyšších častiach zlatníckeho súvrstvia. V oblasti Gretly a Rudnian sa v nich nachádzajú aj tenké vložky karbonátov. Lokálne sa v týchto bridliciach vyskytujú malé vložky oligomiktných zlepencov.

Pieskovce, bridlice a fylitické bridlice sú viazané na spodnejšie časti zlatníckeho súvrstvia. Vo väčšine prípadov vystupujú v nadloží zlepencovej fácie, z ktorej sa vyvíjajú pozvoľna cez drobnozrnné zlepence v striedaní s pieskovcami.

92 vápence a dolomity

V oblasti Dobšinej a Mlyniek v bazálnej časti zlatníckeho súvrstvia vystupujú telesá organogénnych karbonátov, zodpovedajúcich vápencom a dolomitom. Vytvárajú buď vrstvovité telesá pomerne rovnomernej hrúbky, alebo nepravidelne obmedzené útvary masívnej štruktúry.

Vo fosiliferných vrstvách bolo určené početné množstvo druhov lastúrnikov, machoviek, ľalijníc, rugóznych koralov, ortokónnych nautiloidov a iných foriem.

V oblasti Dobšinej a Mlyniek boli karbonáty miestami metasomaticky zmenené na siderit – ankerit. V nedávnej minulosti to boli ložiská ekonomického významu. Malé šošovkovité telesá dolomitov sa zistili v zlatníckom súvrství aj banskými prácami v oblasti rudnianskeho ložiskového rudného revíru. Organogénne karbonáty s dobre vyvinutou vrstvovitosťou sa striedajú s medzivrstvami slieňov a grafitických bridlíc. V nadloží karbonátového horizontu je vyvinutý súbor grafitických bridlíc a sľudnatých pieskovcov, ktorý v oblasti Dobšinej dosahuje hrúbku asi 40 m. Obsahuje fosiliferné horizonty ε a ζ podľa Rakusza (1932).

91 hámorské súvrstvie: sivé pieskovce s polohami zlepencov, čierne a piesčité bridlice (vrchný karbón: vestfál B–C)

Definoval ho Máška (1959) pod názvom hámorské vrstvy v oblasti z. od Dobšinej na základe povrchových výskytov a profilu vrtov G-37 a G-38 na lokalite Vyšný Hámor – Vyšná Maša. Východne od Dobšinej je hámorské súvrstvie zachované sporadicky pri Mlynkoch, Rudňanoch a v oblasti Margecian – Košickej Belej (Vozárová a Vozár, 1988, in Bajaník et al., 1984).

Hrúbka hámorského súvrstvia je od 50 m do maximálne 300 m. Charakteristické znaky: prítomnosť výlučne klastických sedimentov, výrazne prejavená cyklickosť, neprítomnosť akýchkoľvek prejavov vulkanizmu, lokálne prítomnosť tenkých vložiek antracitu, grafitový pigment, sivé až sivočierne až čierne sfarbenie.

Hámorské súvrstvie sa zaraďuje do vestfálu D až stefanu A na základe mikroflóry zistenej Ilavskou (1961, in Chmelík, 1962) zo vzoriek z vrtu G-37.

Hámorské súvrstvie je zložené zo súboru cyklicky sa striedajúcich, drobno- až strednozrnných zlepencov, pieskovcov a grafitických bridlíc. Modálny cyklus: zlepenec – pieskovec – bridlica. Hrúbka jednotlivých cyklov je prevažne do 10 m.

Zlepence v oblasti Dobšinského potoka obsahujú najmä kremeň, úlomky grafitických fylitov, lyditov, metamorfovaných pieskovcov a vzácne z profilu vrtu G-38 aj úlomky kryštalických bridlíc a granitoidov (Rozložník, 1963). Ostatné sedimenty hámorského súvrstvia sú charakteristické nielen vysokým obsahom kremeňa, ale aj zastúpením klastickej sľudy. Zloženie pieskovcov: kremeň 84–87 %, živce 1–7 %, klastická sľuda 7–8 %, úlomky hornín maximálne 5 %.

Vozárová (1994) pomocou petrologického štúdia preukázala, že hámorské súvrstvie v západnej časti výskytov má identický zdroj klastického materiálu ako karbónske metapieskovce od Ochtinej. Hlavnými zložkami klastického materiálu sú kremeň a živce spolu s litickými úlomkami. Napriek nízkostupňovej metamorfóze v oboch skupinách metasedimentov prevládajú litické fragmenty nad zrnami plagioklasov. Alkalické živce sú zastúpené nepatrne. Z fragmentov hornín prevládajú metasedimenty, vulkanoklastické fragmenty sú menej hojné.

Pieskovce hámorského a ochtinského súvrstvia boli na základe modálneho zloženia klasifikované ako kvarcolitické, s nízkym obsahom živcov a s relatívne vysokým obsahom metasedimentárneho a sedimentárneho detritu.

Získané výsledky podľa Vozárovej (l. c.) potvrdzujú lokalizáciu zdrojovej oblasti do variskej sutúry kolízneho typu, tak, ako to už bolo analyzované a interpretované predtým z pieskovcov rudnianskeho a hámorského súvrstvia v sv. časti gemerika (Vozárová, 1990).

Výrazne odlišné zloženie detritu vo vrchnokarbónskych pieskovcoch hronika (Vozárová, 1990) odporuje predstave, že vznikli v tej istej sedimentárnej panve [podľa Maheľa (1986) by hámorské súvrstvie malo byť časťou koreňovej zóny chočského príkrovu].

KROMPAŠSKÁ SKUPINA (obr. 7)

P e r m – t r i a s

Knolské súvrstvie

90 polymiktné zlepence a brekcie

Predstavujú bazálnu časť krompašskej skupiny definovanej Bajaníkom in Bajaník et al. (1981). Ich hrúbka je značne menlivá (najčastejšie 200–400 m) a závisí od primárnych podmienok sedimentácie a od lokálnej tektonickej redukcie.

Na zložení obliakového materiálu sa podieľa cca 15 horninových typov (Bajaník, 1965). Väčšina z nich však má lokálne rozšírenie. V spodných častiach sa v zložení obliakového materiálu premieta podklad, na ktorý zlepence transgredujú. Vo vyšších častiach sa už objavujú i fragmenty vlastných permských

hornín. Základná hmota zlepencov je ílovito-piesčitá, červenej, fialovej a sivohnedej farby, tmel je kremitý. V tektonicky exponovaných miestach sú zlepence prevažne stlačené a majú plošne paralelnú textúru.

V zlepencoch a brekciách sa miestami vyskytujú vložky drôb a bridlíc.

89 pieskovce, ojedinele šošovky metaryolitov (a)

Stredno- až drobnozrnné pieskovce prevažne červenohnedej, červenosivej až pleťovej farby tvoria jednak tenšie (max. 10 m hrubé) vložky v sekvencii hrubozrnných pieskovcov a zlepencov, jednak vystupujú v nadloží polôh bazálnych zlepencov, a vtedy predstavujú súvislejšie horizonty hrubovrstvovitého usporiadania. Zloženie pieskovcov zodpovedá kremitým drobám. Pieskovce sa striedajú s jemnejšími varietami a miestami majú charakter piesčitých bridlíc. V horizontoch pieskovcov pozorovať gradačné usporiadanie so zjemňovaním do vrchných častí. V najjemnejších varietách sa zistili sivé laminy vulkanoklastického detritu hrúbky popola až drobného piesku. Vo vrchných častiach sú len ojedinelé metaryolity, zistené dosiaľ na dvoch lokalitách v oblasti Čiernej hory na S od Dobšinej. Charakter týchto vulkanických hornín vrátane petrochemickej povahy je veľmi blízky produktom hlavnej vulkanickej činnosti petrovohorského súvrstvia. Zlepence a brekcie smerom do nadložia pozvoľna prechádzajú do pieskovcovej fácie. V bridliciach sú lokálne intraklasty prevažne sivej až sivofialovej farby. Súvrstvie je pretkané žilkami kremeňa, chloritu, karbonátov, tiež v sprievode rudnej mineralizácie.

Petrovohorské súvrstvie

88 prevažne fialové a zelené pieskovce, lokálne s vložkami zlepencov, bridlice

Sedimenty vystupujú nad knolským súvrstvím, miestami sú laterálne zastúpené fáciou vulkanoklastických hornín a metaryolitov.

Pieskovce sú sivej farby s fialovým odtieňom, majú nevýrazne usmernenú textúru. Štruktúra je prevažne psamitová. Na minerálnom zložení zŕn sa podieľa predovšetkým kremeň rôznej genézy, lokálne draselné živce, albitizované plagioklasy a vzácne sľuda. Základná hmota je výplnkového typu, zložená zo sericitu a kremeňa. Ťažkú frakciu predstavuje zirkón a leukoxenizovaný Ti minerál.

Bridlice sú fialovočervené jemnozrnné horniny, lokálne s výraznými foliačnými plochami. Štruktúra hornín je blastopelitoaleuritová. Detritické zrná aleuritovej veľkosti tvorí kremeň. Ostatná hmota je metamorfne mierne rekryštalizovaná, náznakovite usmernená. Tvorí ju kremeň, sericit, vzácne chlorit, rozptýlený hematitový pigment a slabá prímes grafitového pigmentu.

Vložky zlepencov v tejto fácii sú zložené (obliakový materiál) prevažne z vlastných permských hornín.

Z vulkanoklastických členov tu vystupujú najmä tufitické sedimenty. Podľa veľkosti zrna rozlišujeme popolové tufity, pieskovcové tufity, tufitické bridlice, tufitické pieskovce a tufitické zlepence. Vulkanický materiál reprezentujú úlomky vulkanického skla, výrastlíc kremeňa, draselného živca, plagioklasu a vulkanických hornín mikrokryštalickej štruktúry.

V tufitických zlepencoch okrem opísaných minerálov a hornín sa zistili úlomky popolových tufov, porfyritov, pieskovcov a sericitických bridlíc. Tufitické sedimenty sa lokálne vyznačujú gradačným zvrstvením. Tufy sa delia podľa veľkosti zrna na pieskovcové a popolové. Štruktúrami a minerálnym zložením sa v podstate zhodujú s opísanými tufmi.

Pieskovce majú sivú farbu s fialovým odtieňom, metamorfne usmernenú textúru a psamitovú štruktúru. Zloženie: kremeň, draselné živce, plagioklasy, úlomky kyslých vulkanitov.

Bridlice sú fialovosivé horniny, výrazne bridličnaté, s blastopelitoaleuritovou štruktúrou. Detritické zrná aleuritovej veľkosti tvorí kremeň. Ostatná hmota je metamorfne rekryštalizovaná, usmernená. Tvorí ju kremeň, sericit, vzácne chlorit, rozptýlený hematitový pigment a slabá prímes grafitového pigmentu.

87 metaryolitové tufy a tufity, ryolity a dacity

V petrovohorskom súvrství metaryolitové tufy a tufity tvoria polohy od 10 do 25 metrov. Telesá ryolitov a dacitov sú zachované sporadicky vo forme menších (pravdepodobne) výlevov uprostred bohatších horizontov vulkanoklastík. Pomer vulkanoklastík a výlevných telies vulkanitov je minimálne 9 : 1, čo svedčí o subaerickom explozívnom charaktere vulkanizmu. Ryolity a dacity sú bežne sivej a sivočervenej farby, drobnozrnité, len lokálne s dobre zachovanou porfyrickou textúrou. Na bimodálny charakter permských vulkanitov upozornili Rojkovič a Vozár (1972). Hlavne ryolity boli charakterizované v prácach Ivanova (1953) a Rojkoviča (1969).

Vulkanoklastické sedimenty, tufy a tufity sú prevažne sivozelenej farby, majú makroskopicky celistvý vzhľad, sú stlačené, vzácnejšie jemnozrnné, miestami s jasne identifikovateľnou vrstvovitosťou. V reze priečnom na vrstvovitosť je častá šošovkovitá stavba. Prevládajú vitroklastické štruktúry. Z kryštaloklastov sú prítomné: kremeň, kyslý plagioklas, vzácne silno premenený ortoklas. Z litoklastov sa vyskytuje rekryštalizované sklo. Základná hmota je rekryštalizovaná (sericitizácia a chloritizácia). Akcesoricky sa tu nachádza zirkón, zo sekundárnych minerálov karbonáty, kremeň, chlorit a turmalín.

Ak vystupujú popolové tufy v tektonicky exponovanejších zónach, stupeň ich premeny môže dosiahnuť až fáciu sericitických bridlíc.

Novoveské súvrstvie (perm–spodný trias)

86 novoveské súvrstvie, nečlenené – fialové bridlice s vložkami zlepencov a pieskovcov, evapority a polohy karbonátov

Známe je hlavne zo širšej oblasti Novoveskej Huty. Prevládajúcou fáciou sú pelitické fialové bridlice s plošne paralelnou textúrou, podobného minerálneho zloženia, ako už bolo uvedené. Vyskytujú sa v nich polohy zlepencov, pieskovcov a drôb v nepravidelnom striedaní, často prstovite prechádzajúcich do seba. Časť vrstiev ílovcov, prachovcov a jemnozrnných pieskovcov je beztextúrna, masívna. V týchto jemnozrnných sedimentoch je najčastejšie vyvinutá horizontálna laminácia. Je spôsobená striedaním lamín sedimentov s nerovnakou veľkosťou zrna, prípadne lamín s rôznym obsahom ílového materiálu, alebo aj lamín karbonátov, prípadne anhydritov s ílovcami. Horizontálna laminácia je miestami narušená stopami po bioturbačnej činnosti organizmov (Vozárová in Vozárová a Vozár, 1988).

V oblasti Novoveskej Huty sa v tejto kartograficky vyčlenenej fácii vyskytujú tenké polohy acidných vulkanoklastických hornín. V nadloží fialových bridlíc sa vyskytujú bridlice so sadrovcom, prípadne priamo tzv. vrchné zlepence, tu opísané ako strážanské. Novoveské súvrstvie vymedzené Bajaníkom, Vozárovou a Reichwalderom (1981) má rozpätie vrchný perm až spodný trias a predstavuje najvrchnejšiu litostratigrafickú jednotku krompašskej skupiny. Vrchná hranica je vymedzená horizontom s *Claraia clarai* (cf. Maheľ a Vozár, 1971).

Novoveské súvrstvie je dominantne rozšírené medzi Dedinkami, Novoveskou Hutou a Rudňanmi, sporadicky aj mimo tejto oblasti. Izotopové analýzy síry podľa Kantora (in Kantor et al., 1982) umožňujú zaradenie evaporitových horizontov do najvrchnejšieho permu, prípadne až spodného triasu.

Hrúbka súvrstvia je viac ako 750 m, podľa údajov z profilov vrtov v rozpätí 1 000 až 2 000 m.

85 strážanské zlepence

Samostatný člen vymedzený Novotným a Miháľom (1987) má lokálne rozšírenie. Strážanské zlepence, v literatúre uvádzané aj ako tzv. vrchné zlepence, boli v minulosti predmetom sporu (Drnzík a Hudáček, 1963; Pecho, 1963) v problematike stratigrafického zaradenia a faciálneho vývoja. Strážanské zlepence chápeme ako lokálny člen vyvinutý vo vrchnej časti novoveského súvrstvia s laterálnym prechodom do ostatných členov súvrstvia. Hrúbka horizontu zlepencov je maximálne 100 m. Zlepence sú stredno- až hrubozrnné, s obliakmi obdobnej povahy ako v knolskom súvrství, ale zostava je obohatená o vulkanické horniny – ryolit, ryolitový tuf a tufit, litoklasty vulkanoklastík, pieskovce

s rudnou impregnáciou, väčšie množstvá žilného kremeňa koncentrované v kapsách a úlomky karbonátov.

84 strážanské vrstvy: pieskovce a bridlice

Boli vymedzené v zmysle Novotného a Mihálʼa (1987) ako lokálny člen vo vrchnej časti novoveského súvrstvia s laterálnym zastupovaním so strážanskými zlepencami. Sú to pestrofarebné, prevažne červenofialové, sivé a sivozelené bridlice striedané s drobnozrnnými pieskovcami. Ich hrúbka je odhadom maximálne 75 m. Možno predpokladať ich striedanie s horizontmi evaporitov, čo sme však nepozorovali priamo na povrchu, ale sú o tom indície z profilov vrtov.

83 rauvaky

Sú vymedzené len lokálne v najvrchnejšom horizonte novoveského súvrstvia. Ich stratigrafické zaradenie do vrchného permu až spodného triasu zodpovedá reálnemu postaveniu. Oblasť s výskytom rauvakov so sadrovcom sa na povrchu morfologicky prejavuje ako krasová oblasť. Vzhľadom na to, že prakticky nepoznáme priamy odkryv v tejto sekvencii, možno ju opísať a interpretovať len na základe fragmentov zistených v oblasti uvedeného „krasu" so znakmi závrtov.

82 bielovodské vrstvy: pieskovce a bridlice

Novotný a Mihálʼ (1987) vymedzili vo vrchnej časti novoveského súvrstvia člen, pre ktorý sú charakteristické evapority. Podstatná časť evaporitov pozostáva z anhydritu a sadrovca. Do týchto vrstiev je lokalizované aj ložiskové pole Novoveskej Huty, na ktorom sa realizuje ťažba viac ako sto rokov.

Hrúbka bielovodských vrstiev, resp. evaporitového horizontu presahuje 1 000 m. Vzhľadom na možné tektonické opakovania sedimentárnych sekvencií však zrejme ide o nepravú hrúbku, resp. o prejavy diapírovej tektoniky.

81 evaporitové vrstvy – sadrovec, anhydrit, bridlice a polohy karbonátov, soľná brekcia

Horizont evaporitov je dobre definovaný vo viacerých prácach, najmä z opisu profilov vrtov a charakteristiky ložiska Novoveská Huta. Evapority sú situované pod horizontom s *Claraia clarai* (Maheľ a Vozár, 1971, 1973). Jednoznačne sa to preukázalo v profiloch štruktúrnych vrtov SM-1 a SM-2 (lok. Smižany). K horizontu patria sadrovce, anhydrity, vložky karbonátov, čistá i laminovaná soľ (NaCl), laminy draselných solí – sylvín v koncentrácii 6,8 až 8,5 % z vrtu SM-1, hĺbka 457,5 m a 494,0 m (cf. Holéčzyová in Maheľ a Vozár, 1971, 1973),

evaporitové brekcie, predovšetkým soľné, ale aj sadrovcové a anhydritové s evaporitovým matrixom a fragmentmi ílovcov a laminovaných ílovcov (laminy hrúbky 0,5 mm až 3,0 mm). Fragmenty sú plasticky deformované, zaoblené, zavinuté, často s jadrom vyplneným kryštalickou soľou alebo sadrovcom či anhydritom.

Evaporitové formácie v severnej časti gemerika podrobne študovali Biely (1958), Antaš et al. (1960), Karoli (1993, 1999) a Vozárová (1997).

Vložky karbonátov zastupuje dolomit, dolomitický vápenec a v niektorých prípadoch aj magnezit (Turan a Vančová, 1976; Václav a Vozárová, 1978). Hrúbka vložiek je niekoľko cm až dm, vždy v nadväznosti na sadrovec – anhydrit. Podľa Vozárovej (in Václav a Vozárová, 1978) všeobecným znakom evaporitov a karbonátov v tejto sekvencii je prímes úlomkovitých zŕn prachovitej alebo piesčitej veľkosti a ílovej zložky.

Analýzy izotopového zloženia síry z evaporitov v porovnaní s ostatnými európskymi výskytmi sa najviac približujú k údajom stanoveným pre vrchný perm až najspodnejší horizont spodného triasu (Kantor in Kantor et al., 1982).

MELIATIKUM

Z tejto jednotky sú známe iba výskyty neveľkého rozsahu, ktoré možno zaradiť jednak k tzv. meliatiku s. s., jednak aj k príkrovu Bôrky. Tieto zvyšky majú neobyčajne veľký význam pre tektonické členenie, pretože ako jediné umožňujú dosiaľ spoľahlivé odčlenenie jednotky silicika od gemerika.

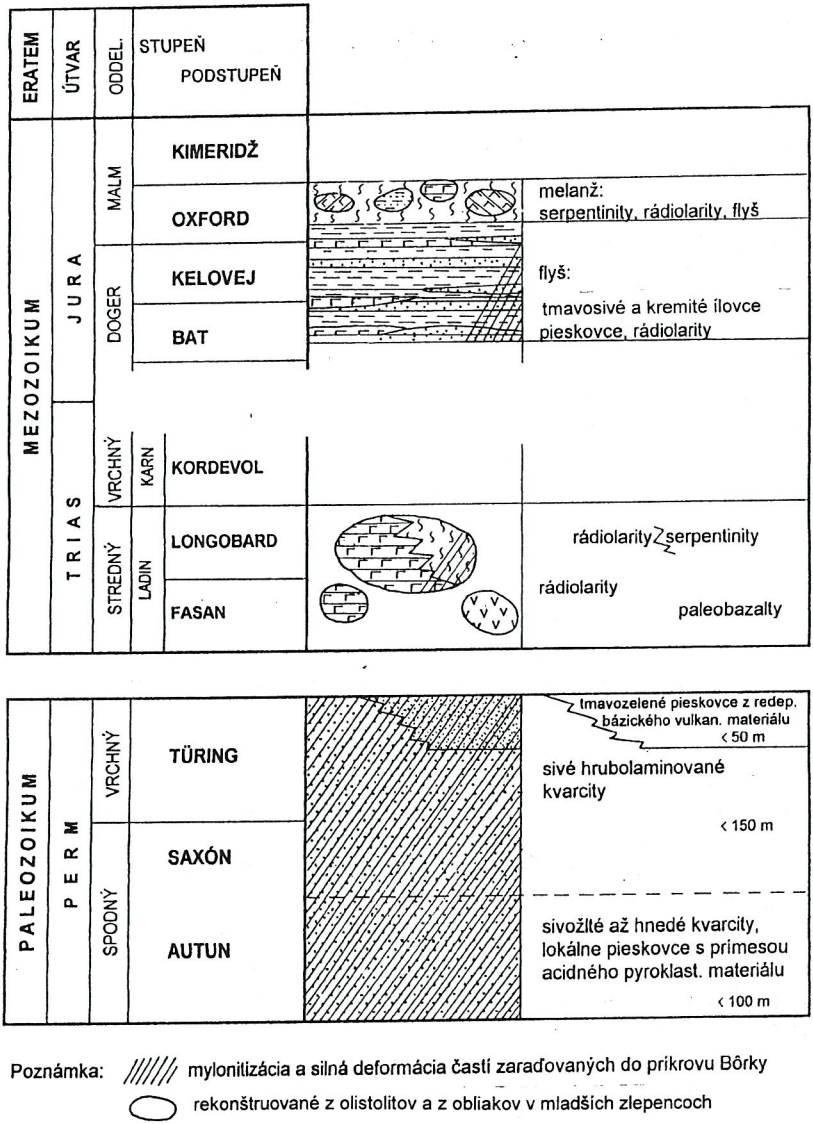
Výskyty meliatika (serpentinity) sú známe z Dankovej, Dobšinej a z okolia Ľadovej jaskyne. Novšie sa potvrdili na j. svahoch Ondrejiska, kde v súvrství distálneho flyšu (ílovce, pieskovce) sa našli polohy rádiolaritov. Z nich pomocou rádiolárií sa určil jurský vek, čo nesporne preukázalo príkrovovú pozíciu mezozoika Stratenskej hornatiny (Havrila a Ožvoldová, 1996; Havrila in Havrila a Buček, 1998).

Ďalšou oblasťou vystupovania meliatika je okolie Dobšinej. Odtiaľ, ako aj z kóty Končistá (Spitzenhügel), už mimo mapovaného regiónu, ho uvádza Mello (in Bajaník et al., 1984) a Havrila (1997a). Dnes sa tieto výskyty zaraďujú k príkrovu Bôrky (pozri ďalej).

MELIATIKUM s. s.

Meliatikum s. s. v Stratenskej hornatine vystupuje v širšom okolí Dobšinskej ľadovej jaskyne v priestore medzi Dankovou, južnými svahmi Ondrejiska, dolným tokom Spišského potoka, južnými svahmi kót Kopa a Belá a osadou Dolka.

Meliatikum s. s. je tu zastúpené šošovkovitým telesom *serpentinitov* pri Dankovej (ktoré upadá na sever a vynára sa v údolí Hnilca pri osade Dobšinská



Obr. 8 Litostratigrafická kolónka meliatika (M. Havrila, 2000).

Ľadová Jaskyňa s. od železničnej stanice) a šošovkovitým telesom *flyšových sedimentov*, vystupujúcim 1,5–2,0 km vjv. od serpentinitov pri Dankovej, t. j. 0,5 km jv. od k. Ondrejisko, resp. 0,5 km v. od k. Strmá prť. Bolo známe už Maheľovi (1957b, s. 24–25, in Maheľ et al., 1967), ktorý ho však zaradil do spodného triasu severogemeridnej jednotky. Toto šošovkovité teleso, ktoré možno na základe doterajších výskumov (na základe litológie, veku, stupňa metamorfózy a geologickej pozície) priradiť k meliatiku, leží v nadloží kremencov a rauvakov federatskej série, čo sčasti komplikuje hodnotenie jeho tektonickej príslušnosti. Najnovšie sa zistila aj *melanž* meliatika (pozri ďalej).

T r i a s ?

75 serpentinity (a); bazalty (b)

Serpentinity pri Dankovej vystupujú v nadloží súvrství spodného triasu a v podloží karbonátového komplexu (t. j. dolomitov) Stratenskej hornatiny (pozri mapu Maheľa, 1955; Fedora, 1968).

Túto pozíciu serpentinitov pri Dankovej potvrdzuje aj Kamenický (1957) a akceptujú ju aj Háber a Hovorka (1981), Jaroš et al. (1981) a Hovorka (1985). Všeobecne sa uvádza aj šupinovitá stavba bázického telesa pri Dankovej a tektonické obmedzenie telesa (Kordiuk, 1941; Kamenický, 1951, 1957; Fedor, 1968; Jaroš et al., 1981; Hovorka, 1985).

Výskyty serpentinitov v rovnakej pozícii, rovnakého pozdĺžneho tvaru a súhlasného priebehu s celkovým priebehom geologických útvarov, rovnako zošupinatené a tektonicky obmedzené, s kontaktnými účinkami udávajú Kordiuk (1941), Kamenický (1957), Andrusov (1959), Maheľ (in Maheľ et al., 1967), Jaroš et al. (1981), Hovorka (1985) a Maheľ (1986) aj z ďalších lokalít severogemeridného pruhu (Dobšiná, Jaklovce).

Vzhľadom na zošupinatenie ultrabázik so súvrstviami spodného triasu sa v minulosti predpokladalo, že sú súčasťou spodnotriasových súvrství. Vzhľadom na ich údajné kontaktné účinky sa rovnako bázickému vulkanizmu pripisoval spodnotriasový vek. Maheľ (1957b, s. 38, in Maheľ et al., 1967) vzhľadom na údajnú termickú premenu nadložných aniských dolomitov hovorí o mladšom ako spodnotriasovom veku. Hovorka (1979, 1985) prehodnotil termálny kontakt bázických hornín a uvádza, že ide o druhotné reakčné lemy rodingitového typu.

Po vyčlenení meliatskej série a silického príkrovu (Kozur a Mock, 1973) sa bázické telesá južného pásma zreteľne stali súčasťou meliatika. Podobný osud neskôr postihol aj časť telies severného pruhu (Jaklovce – Margecany), kde jurský vek hostiteľských hornín „jaklovskej série" (Mock in Mišík et al., 1980) ultrabázik sa preukázal nálezom belemnitov a rádiolárií (Mock, 1993; Kozur a Mock, 1995).

Vzhľadom na uvedené skutočnosti je logické priraďovať teleso serpentinitov pri Dankovej (Čuntave) k meliatiku.

K *bazaltom* ofiolitovej asociácie podľa Ivana (1998) patrí aj teleso na jv. svahu kóty Doštianky. Tvorí ho masívny zrnitý bazalt svetlozelenej, na zriedkavom čerstvom lome až sivej farby. Bazalt je silno rozlámaný a preniknutý tenkými až vlásočnicovými žilkami tvorenými chloritom, albitom, epidotom a karbonátom. Mikroskopicky je prakticky zhodný s bazaltmi s ofitickou štruktúrou, nachádzanými v obliakoch vrchnokriedových zlepencov. Obsahuje prevažne saussuritizovaný plagioklas a slabo hnedastý klinopyroxén. Namiesto časti klinopyroxénu sú medzi lištami plagioklasu oblasti zložené z albitu uzatvárajúceho malé stĺpčeky zelenkastého amfibolu a hojné nepravidelné zrnká leukoxénu. Pravdepodobne ide o alterované, pôvodne uzatvárané sklo. V hornine je prítomný aj chlorit, epidot a karbonát, ale zväčša na žilkách.

J u r a

74 tmavosivé kremité ílovce, pieskovce, rádiolarity (vrchný bat – spodný oxford)

Šošovkovité teleso flyšových sedimentov 0,5 km jv. od Ondrejiska pozostáva hlavne z čiernosivých, často škvrnitých, úplne nevápnitých, silno prekremenených, jemne sľudnatých bridličnatých pelitov – pelagitov (s ostrohrannými klastmi sivých silicitov) – s polohami piesčitých pelitov až jemnozrnných kremenných, silno sľudnatých, jemne laminovaných pieskovcov, t. j. pozostáva z litofácií charakteru distálneho flyšu. V ňom sa nachádzajú polohy svetlosivozelených, silno ílovitých rádiolaritov. Táto sukcesia je faciálne podobná až zhodná so sukcesiou lokality Florianikogel v Severných vápencových Alpách (meliatikum; porovn. Mandl a Ondrejíčková, 1991, 1993).

Pelity, hlavne však rádiolarity, obsahujú rádiolárie, ktoré určila Ožvoldová (in Havrila a Ožvoldová, 1996). Získaná asociácia obsahuje prevažne jadrá rádiolárií (výlučne naselárií), zachovanie schránok je zriedkavejšie.

Relatívne najpočetnejšie sa nachádza druh *Tricolocapsa plicarum* YAO. Z ostatných identifikovateľných foriem sa zistili: *Eucyrtidiellum* sp., *Parahsuum* sp., *Parvicingula dhimenaensis dhimenaensis* BAUMGARTNER, *Parvicingula dhimenaensis* ssp. A (sensu Baumgartner et al., 1995), *Protunuma japonicus* MATSUOKA et YAO, *Saitoum* sp., *Stichocapsa japonica* YAO, *Transhsuum* sp., *Unuma latosicostatus* (AITA).

Druh *Protunuma japonicus* začína svoj výskyt v UAZ 7, ktorá má rozpätie vrchný bat–spodný kelovej (Baumgartner et al., 1995). Druhy *Tricolocapsa plicarum*, *Stichocapsa japonica* a *Parvicingula dhimenaensis* ssp. A (sensu Baumgartner et al., 1995) končia výskyt v UAZ 8, ktorá má rozpätie stredný

kelovej–spodný oxford (ibidem). Z toho vyplýva, že asociácia reprezentuje stratigrafické rozpätie UAZ 7–UAZ 8 – vrchný bat–spodný oxford (ibidem).

Problematický je však výskyt druhu *Unuma latusicostatus* (AITA), ktorého stratigrafické rozpätie výskytu podľa Baumgartnera et al. (1995) je UAZ 2 až UAZ 5 – vrchný álen–spodný bat. Je pravdepodobné, že posledný výskyt tohto druhu je potrebné posunúť do mladšieho veku.

73 melanž meliatika: tmavé bridlice, rádiolarity, paleobazalty, serpentinity (vrchná jura)

Zistila sa v spodnej časti údolia Spišského potoka a na južných svahoch kót Kopa a Belá. Melanž meliatika tvoria v podstatnej miere serpentinity. V menšom objeme sú zasúpené pestré rádiolarity, a to prevažne červené, ktoré sa v poslednom čase zaraďujú do triasu (triasový vek z litologicky zhodných rádiolaritov vystupujúcich ako obliaky v sedimentoch vrchnej kriedy pri Dobšinskej ľadovej jaskyni preukázal Kozur in Múčková, 1989), ale aj sivozelené, silno ílovité rádiolarity. Z takýchto rádiolaritov zo šošovky meliatika na južných svahoch Ondrejiska Ožvoldová (in Havrila a Ožvoldová, 1996) preukázala vrchnobatský až spodnooxfordský vek. V melanži sa ojedinele zistili aj tmavosivé kremité ílovce, známe z južných svahov Ondrejiska.

Melanž meliatika, podobne ako serpentinity pri Dankovej, vystupuje v nadloží sedimentov spodného triasu a v podloží početných izolovaných denudačných zvyškov svetlých vápencov silicika, vyzerajúcich ako veľké olistolity.

PRÍKROV BÔRKY

Litostratigrafickú charakteristiku odzrkadľujúcu súčasný stav poznatkov o príkrove Bôrky spracovali Mello, Reichwalder a Vozárová (1998). Podľa pomerov na juhu gemerika boli v príkrove Bôrky odlíšené tri súvrstvia: jasovské, bučinské a hačavské. Vo všetkých troch súvrstviach sa predpokladá vyššia až vysokotlaková metamorfóza hornín. Bola doložená pre horniny hačavského súvrstvia (Reichwalder, 1970; Ivan a Kronome, 1996; Faryad a Henjes-Kunst, 1997). Horninové súbory príkrovu Bôrky exhumované v gemeriku tvoria tektonickú melanž separátnych tektonických šupín bez zachovania stratigrafickej postupnosti. Bázou melanže vo vzťahu k paraautochtónnemu gemeriku sú v rôznych častiach územia horniny jasovského či bučinského súvrstvia, ale nie sú zriedkavé prípady tektonicky vyššej pozície bučinského súvrstvia oproti hačavskému súvrstviu v podloží. Tento alochtónny vzťah bol v oblasti nižnoslanskej depresie doložený deformačnou analýzou (Németh, 1994), ale aj geologickým mapovaním (Mello in Madarás et al., 1995). Prítomnosť príkrovu Bôrky sa uvádza aj v severných častiach gemerika – v oblasti Dobšinej (l. c.). Tektonity korešpondujúce s príkrovom Bôrky s. l. sa zistili

aj v severogemeridnej zóne v oblasti Murovanej skaly (Németh, 1996) a Sloviniek (Németh et al., 1998). Posledné spomínané zistenia neboli doteraz všeobecne akceptované. Aj posledné terénne výskumy naznačujú určité korekcie v interpretácii pozície príkrovu Bôrky v severogemeridnej zóne. Pruh mylonitov až ultramylonitov piesčitých až kvarcitických hornín vystupujúci v zóne od Sloviniek na západ pod kótu Suchý vrch (808,1), korelovaný s príkrovom Bôrky, má svoje ďalšie západné pokračovanie v horizonte „zlatníckych" fylitov a ich piesčitejších fácií s prímesou vulkanického materiálu, nachádzajúcich sa na rozhraní medzi rakoveckou skupinou a rudnianskymi zlepencami. Podobné výskyty tektonizovaných piesčitých hornín (lokálne s prímesou acidného pyroklastického materiálu) v danom pruhu boli opísané už skôr (Németh in Repčiak et al., 1997). Viažu sa na ne gamaspektrometrické anomálie, t. j. zvýšené výskyty vzácnoprvkovej mineralizácie a uránu na lokalitách Hnilčík, Rakovec a Rejdová. Napriek tomu, že tento problém sa rieši už niekoľko rokov, žiadna z doteraz použitých exaktných metodík priamo nepreukázala príslušnosť daného horizontu k príkrovu Bôrky. Súčasné doloženie vysokotlakovej metamorfózy rudnianskych zlepencov (Radvanec, 1998), tvoriacich lokálne bezprostredné (tektonické) nadložie študovaného horizontu, ale aj vysokotlaková metamorfóza časti sekvencií patriacich k rakoveckej skupine (Radvanec, verejná prezentácia dňa 27. mája 1999 v Bratislave), tvoriacich podložie problematického horizontu, výrazne komplikuje ďalší výskum. Petrologické doloženie vysokotlakovej metamorfózy sporného horizontu, ktorý sme korelovali s príkrovom Bôrky v oblasti od Sloviniek po Suchý vrch (ale aj pod Murovanou skalou), je pre jeho nevhodnú litológiu a diaftorézu (mylonitizáciu) problematické.

V úseku medzi Slovinkami a Suchým vrchom (k. 808) v tektonickom nadloží študovaného horizontu sú mezozoické karbonátové sekvencie, ktoré tu možno bez problémov zaradiť do silicika. Problémy nastávajú v iných oblastiach severogemeridnej zóny, kde sa v alochtónnej pozícii a nesené na príkrove Bôrky nachádzajú aj sekvencie krompašskej skupiny.

P e r m ?

80 sivožlté, sivé, sivohnedé až hnedé kvarcity, lokálne pieskovce s prímesou acidného pyroklastického materiálu

Horniny tejto fácie tvoria podstatnú časť výskytov príkrovu Bôrky pod mezozoikom silicika medzi kótami Suchý vrch (808) a Skala (1 014). Z petrografického hľadiska ide o kvarcitické až piesčité horniny veľkej farebnej variability, pričom základnou farbou je sivá s rôznymi farebnými odtieňmi do žlta, zelena, hneda, resp. biela. Ďalším charakteristickým znakom týchto hornín je prítomnosť hrdzavých prúžkov (lamín rádu spravidla desatín milimetra, ojedinele až milimetrového rádu) tvorených oxidmi Fe. Mikroskopicky určené minerálne zloženie

týchto felzitických hornín je pomerne monotónne (kremeň, svetlá sľuda, albit, rudné minerály).

Horniny sa vyznačujú silným plastickým pretvorením (mylonitizáciou) a prevrásnením. Makroskopicky najvýraznejšia tektonizácia sa zistila v oblasti hrebeňa vsv. od kóty Suchý vrch (808). Korešpondovala s dávnejšie zistenou tektonizáciou bazálnych častí príkrovu Bôrky pod Murovanou skalou. Nové zistenie je závažné najmä pre interpretáciu tektonických vzťahov oblasti Suchého vrchu (808), kde nastáva povrchová redukcia výskytov príkrovu Bôrky. Zo západnej strany uvádzanej kóty sa začína pruh rudnianskych zlepencov. V ich prípade bola doložená vysokotlaková metamorfóza (Radvanec, 1998).

79 sivé hrubolaminované kvarcity

Hlavná masa hornín tejto fácie bola zmapovaná v oblasti hrebeňa Šinkovec, cca 1 100 až 2 000 m východne od kóty Suchinec (909). Menšie polohy sa zistili v oblasti s chotárnym názvom Za bučinou, 1 250 m zjz. od spomínanej kóty Suchinec. Ide o farebne aj materiálovo najmonotónnejšie horniny z fácií známych v severogemeridných výskytoch príkrovu Bôrky. Kvarcitické horniny lokálne prechádzajú až do tmavých pieskovcov, nezriedka s prítomnosťou čiernych bridlíc. Konformne so zisteniami pri všetkých opisovaných členoch príkrovu Bôrky v severogemeridnej zóne, i v prípade týchto kvarcitov, sme pozorovali silnú tektonizáciu a rekryštalizáciu.

78 tmavozelené pieskovce z redeponovaného bázického materiálu

Tmavozelené pieskovce sú prítomné v polohách menšej hrúbky (rádovo desiatky metrov), často s preplástkami kvarcitických fácií. Častejšie je vystupovanie pieskovcov v nadloží kvarcitickej fácie. Tmavozelené pieskovce reprezentujú hrubolaminované horniny, textúrne korešpondujúce s ostatnými fáciami severogemeridných výskytov príkrovu Bôrky. V prípade, že tieto pieskovce obsahujú prímes felzitického materiálu a hrdzavo vyvetrávajúce polohy s prítomnosťou oxidov Fe, ich farba nadobúda variabilné odtiene. Častá je ich vyššia rekryštalizácia, prúžky karbonátov a prítomnosť spekularitu. Lokálne sú v horninách prítomné kaverny po vyvetraných karbonátoch.

T r i a s – J u r a ?

77 serpentinity

K príkrovu Bôrky sa zaraďuje najmä veľké teleso dnes už prakticky vyťažených serpentinitov v meste Dobšiná. Sú s ním spojené aj neveľké útržky

sedimentárnych hornín, najmä konvolútovo laminovaných a gradačne zvrstvených fialových a zelených pieskovcov.

76 sivé a zelené sericiticko-chloritické fylity, často s prevahou metabazaltových tufov

Horniny príkrovu Bôrky v okolí Dobšinej z hľadiska súčasnej tektonickej pozície tvoria dve sekvencie. Vyššiu sekvenciu tvoria tmavé, sivé, zelenosivé a zelené bridlice, biele kryštalické vápence, žlté doskovité slienité vápence, rauvaky a samotný dobšinský serpentinit. Vekovo sa priraďujú k mezozoiku. Súčasťou tejto sekvencie je aj porfyroid neznámeho veku a novozistené modré bridlice (po intermediárnom vulkanite?) z dobšinského azbestového lomu (Ivan, in prep.). Spodnejšiu sekvenciu tvoria metabazalty nesúce znaky pôvodnej vysokotlakovej metamorfózy vo fácii modrých bridlíc a metamorfované rádiolarity, ktoré spravidla vystupujú v prostredí sivých sericitických bridlíc a čiernych bridlíc. Vek hornín tejto sekvencie nie je známy. Je obťažné stanoviť aj jej presné rozšírenie, pretože bridlice podobného zloženia obsahuje aj karbónska dobšinská skupina a dosiaľ nebola vypracovná špecializovaná štúdia.

Petrografické štúdium metabazaltov, teraz priradených k príkrovu Bôrky, preukázalo (Ivan, 1998), že ide o jednotnú skupinu hornín, ktorých spoločnými črtami sú: 1. dobre zachovaná primárna magmatická štruktúra; 2. hojná prítomnosť modrastozeleného aktinolitu so zvýšeným obsahom Na; 3. hojná impregnácia horniny drobnými, cca 1 mm veľkými oktaédrami magnetitu. Hlavnými dôvodmi na zaradenie k príkrovu Bôrky sú: 1. indície pôvodnej vysokotlakovo-nízkoteplotnej (HP/LT) metamorfózy; 2. blízke petrografické charakteristiky s metabazaltmi príkrovu Bôrky z oblasti Ždiaru pri Kobeliarove (cf. Ivan a Kronome, 1995).

Makroskopicky sú to masívne, stredno- až jemnozrnné sivozelené horniny s nápadne lesklými oktaédrami magnetitu, preniknuté sieťou epidotovo-karbonátových žiliek. Na väčšine lokalít ich sprevádza výskyt červených silicitov – metamorfovaných rádiolaritov.

Mikroskopicky je dobre zistiteľná ich pôvodná magmatická štruktúra – ofitická, glomeroofitická, variolitická alebo intersertálna, hoci vo väčšine prípadov má fantómový charakter – tvorí ju len usporiadanie drobného rudného pigmentu. Pôvodná magmatická klinopyroxénovo-plagioklasová asociácia je nahradená metamorfnou asociáciou tvorenou albitom, epidotom, modrastým aktinolitom so zvýšeným obsahom Na, chloritom, magnetitom, leukoxenizovaným ilmenitom a karbonátom. Našli sa v nich aj relikty glaukofánu (Ivan, 1998). Albit sčasti kopíruje lišty primárneho magmatického plagioklasu. Aktinolit tvorí všesmerne orientované dlhostĺpčekovité jedince, zriedkavejšie sú ich agregáty na mieste pôvodného pyroxénu.

Obsah menej pohyblivých hlavných prvkov v metabazaltoch príkrovu Bôrky v oblasti Dobšinej je sčasti blízky obsahu zodpovedajúcemu zloženiu bazaltových tavenín, sčasti už diferencovaným Fe bazaltom. Obsah alkalických prvkov bol po stuhnutí týchto hornín narušený účinkom sodnej metasomatózy – spilitizácie.

Obsah stopových prvkov naznačuje, že uvedené horniny pôvodne zodpovedali tholeiitovým bazaltom. Obrazy normalizovaného obsahu REE sú blízke plochým, len s nevýrazným diferencovaným obohatením LREE oproti HREE pri nízkej celkovej koncentrácii. Takéto obrazy REE spolu s koncentráciou Zr, Y, Hf, Th a Ta na rozhraní medzi typickými bazaltmi oceánskych chrbtov (N-MORB) a tholeiitickými bazaltmi ostrovných oblúkov (IAT) poukazujú na príbuznosť s bazaltmi zaoblúkových bazénov (BABB). Metabazalty príkrovu Bôrky v oblasti Dobšinej svojimi geochemickými charakteristikami sú celkovo veľmi blízke metabazaltom zlatníckej formácie.

Závažné údaje o metamorfnej evolúcii skúmaných metabazaltov poskytlo štúdium zloženia ich amfibolov. Reliktne zachované sodné amfiboly – typické glaukofány – sú dôkazom, že horniny prešli HP/LT štádiom metamorfózy, pričom tlak pravdepodobne presiahol hodnotu 7 kbar. To sú podmienky, ktorými prešli aj typické glaukofanity hačavskej sekvencie (Faryad, 1995). Na vysokotlakovú fázu bola naložená nízkotlaková metamorfná fáza (tlak cca 4–5 kbar). Dôsledkom tejto fázy bola zmena minerálnej asociácie a vznik typického modrastozeleného aktinolitu so zvýšeným obsahom Na, ktorý je v metabazaltoch príkrovu Bôrky od Dobšinej prevládajúcim mafickým minerálom.

Vek HP/LT metamorfózy v typických horninách príkrovu Bôrky (hačavská sekvencia) bol stanovený na 150–160 miliónov rokov (Maluski et al., 1993; Dallmeyer et al., 1996). Vek metabazaltov v okolí Dobšinej nie je dosiaľ známy, rovnako nie je určený vek vysokotlakovej fázy metamorfózy, ktorou prešli. Nemožno zatiaľ úplne vylúčiť ani karbónsky vek týchto metabazaltov, takže nie je vylúčený, aspoň teoreticky, ani predalpínsky vek HP/LT metamorfózy.

Zachované magmatické štruktúry – ofitická, poikiloofitická, variolitická a intersertálna – poukazujú na výlevy do vodného prostredia a veľmi rýchle chladnutie v prípade značnej časti vzoriek. Prítomnosť pôvodných rádiolaritov indikuje hlbokovodné oceánske prostredie pod CCL. Všetky tieto znaky ukazujú na príslušnosť k najvrchnejšej časti kôry oceánskeho typu. Distribúcia REE a iných petrogeneticky relevantných stopových prvkov umožnili detailnejšie určenie geochemického typu týchto hornín ako bazaltov zaoblúkových bazénov (BABB).

Petrografické osobitosti skúmaných metabazaltov aj ich geochemické a metamorfné charakteristiky potvrdzujú oprávnenosť ich zaradenia do príkrovu Bôrky. Rovnako ako ostatné metabazalty zhodného geochemického typu príkrovu Bôrky prešli vysokotlakovou metamorfózou subdukčného typu a je možné interpretovať

ich ako zvyšok subdukovanej kôry triasovo-jurského meliatsko-hallstattského oceánu, ktorý mal charakter zaoblúkového bazénu, ako vo svojej rekonštrukcii predpokladá napr. aj Stumpfli (1996).

SILICIKUM

Táto tektonická jednotka je najdôležitejší stavebný element Slovenského raja a Galmusu. Nápadné sú najmä hrubé komplexy stredno- a vrchnotriasových vápencov a dolomitov, ktoré predurčili celkový krasový ráz týchto pohorí s neobyčajne veľkým výskytom krasových fenoménov.

Jurské sedimenty sú zachované iba v nepatrnom rozsahu, spodnokriedové nie sú známe (s výnimkou obliakov z vrchnokriedových zlepencov, napr. pitonelových turónskych vápencov; porov. Borza, 1979) a vrchnokriedové sa už, na rozdiel od Východných Álp, nepovažujú za súčasť paleoalpínskych príkrovov.

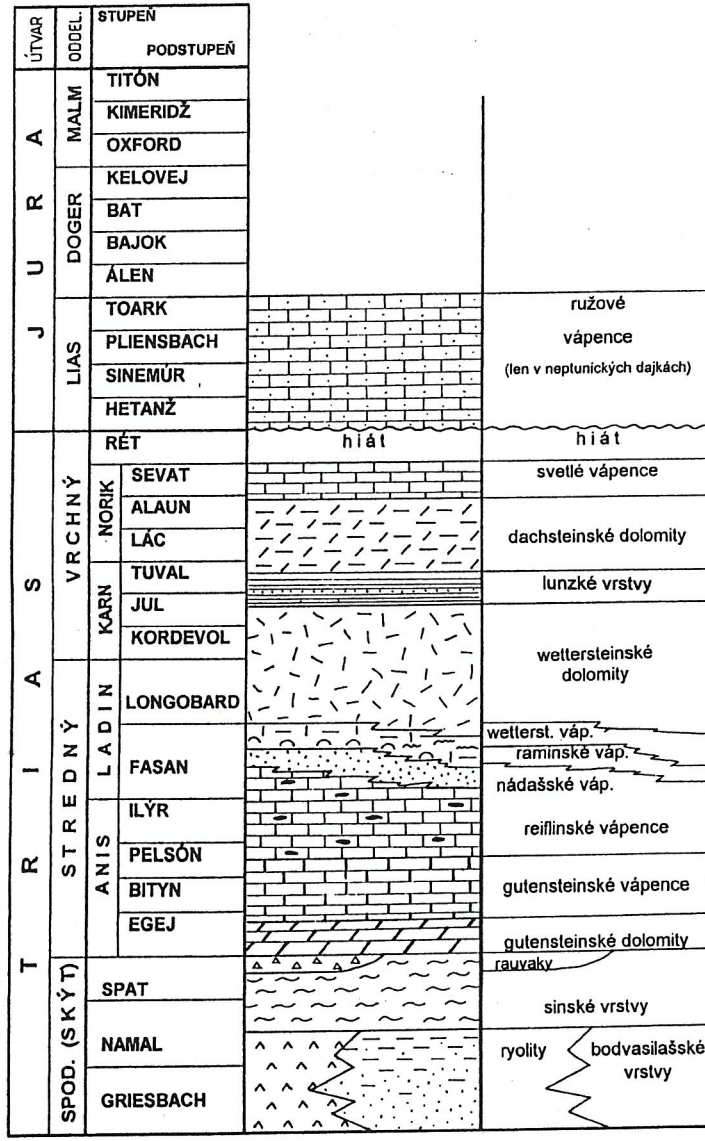
Pokiaľ ide o triasové formácie a sekvencie a ich vzájomné vzťahy, resp. nadväznosti, možno konštatovať, že v Slovenskom raji sú zachované iba torzá pôvodných sekvencií, ktoré budujú čiastkové štruktúry. Mnohé spojovacie články chýbajú. Situácia je o to zložitejšia, že jednotka silicika sa tu stýka s jednotkou gemerika, hronika, meliatika a veporika, pričom ich vzájomné vzťahy nie sú dosiaľ vždy a všade uspokojivo vyriešené. K prijatej interpretácii (táto mapa a vysvetlivky) nepochybne existuje možná alternatíva (pozri diskusiu v kapitole tektonika a geologický vývoj).

Podľa legendy ku geologickej mape sa v jednotke silicika rozlišuje *vernársky* a *stratenský* príkrov. Čiastkové príkrovy, resp. šupiny v rámci nich sú odlíšené iba tektonickými líniami.

VERNÁRSKY PRÍKROV (obr. 9)

Napriek pomerne jednoduchej stavbe a pozícii pri severnom okraji „severogemerickej synklinály" tento *príkrov* (termín prvýkrát použil až Maheľ, 1986), najmä vzhľadom na svoj osobitný faciálny vývoj – spodný trias s kyslými vulkanitmi, stredný trias podobný siliciku, vrchný trias podobný hroniku – spôsobuje dosť veľké ťažkosti pri zaraďovaní k vyššej tektonickej jednotke. Zaraďoval sa už ku gemeriku, k chočskému príkrovu (hroniku), veporiku i k siliciku. Po dlhých úvahách a diskusiách bol na mape nakoniec ponechaný v siliciku (zdôvodnenie podáva M. Havrila v osobitnej stati v kapitole o tektonike).

K chočskému príkrovu toto tektonické teleso zaradil Kettner (1937b, 1938b, s. 2), čo prevzal aj Kamenický (1949, tab. V, in Kamenický, 1951). Maheľ (1957a) pri rozčlenení poludnického príkrovu (Kettner, 1937b, 1938b, s. 2, 4, 8) vystupujúceho pri Vernári vyčlenil: *pruh tzv. melafýrovej série, severný pruh –*



Obr. 9 Litostratigrafická kolónka vernárskeho príkrovu (M. Havrila, 2000).

betlanovský a vernársky pruh.[1] Súhlasí s názorom Kettnera (1938b, s. 2, 4, 8) a svoj vernársky pruh zaraďuje k chočskému príkrovu, a to aj napriek svojmu konštatovaniu, že: „...mezozoická séria... rozložená vo vernárskom pruhu má veľa spoločných faciálnych znakov s gemeridami, dokonca viac ako s typickým chočským vývinom"[2]. Na druhej strane tvrdí, že: „Vcelku je však táto séria odlišná od severogemeridných a v teréne ju možno bez ťažkostí vymedziť". Následne konštatuje: „...bolo by účelné nazývať ju vývinom chočsko-gemeridným". Kettner (1958) k vernárskemu pruhu zaradil aj mezozoikum Dudlavej skaly.

Neprítomnosť permu medzi karbónom (chočského príkrovu) a vyššími (triasovými) členmi vrstvového sledu vernárskeho pruhu konštatuje Biely (1966, s. 171). Trias vernárskeho pruhu aj preto podľa Bieleho (1966, s. 172) predstavuje najsevernejšiu časť príkrovu gemeríd. Vernársku sériu Maheľ (in Maheľ et al., 1967, s. 301) považuje za „...zvláštnu sériu prechodného vývoja a v jej južnej časti sa mení jej stratigraficko-litologická náplň, vykazuje užšie vzťahy k muránskej sérii. Najlepšie prístupná štúdiu je na Dudlavej skale,...". Komplex synklinály Dudlavej skaly označuje Maheľ (in Maheľ et al., 1967, s. 318) za analóg

---

[1]Maheľ (1957a, s. 165, 1957b, s. 84) pripisuje autorstvo termínu vernársky pruh Kettnerovi (1937b). Na základe toho sa v literatúre za autora tohto termínu všeobecne považuje Kettner (1937b), ktorý však tento termín v uvedenej práci nepoužil, ale na pomenovanie vyčleneného samostatného tektonického telesa vystupujúceho v okolí Vernára použil termín poludnický (chočský) príkrov, do ktorého zahrnul: kryštalinikum Kráľovej hole, karbón vystupujúci na jv. svahoch Prednej hole, verfénske vrstvy (s melafýrmi), gutensteinské vápence a ladinské dolomity. Na základe toho by vernársky pruh mal zahŕňať celý uvedený sled. Maheľ (1957a, s. 166–170) však k vernárskemu pruhu zaradil len: verfénske vrstvy (rozumej spodného triasu, a nie verfénske vrstvy s melafýrmi), dolomity a dolomitické vápence, tmavé vápence, svetlé vápence, dolomity s dasykladaceami, lunzké vrstvy, vrchnotriasové dolomity a liasové vápence. Stratigrafický rozsah vernárskeho pruhu (reálneho) v zmysle Maheľa (1957a) je teda iný ako stratigrafické rozpätie vernárskeho pruhu (fiktívneho), ktorý Maheľ pripísal Kettnerovi.

[2]Maheľ (1957a, s. 171) napr. tvrdí: „Závažnou odlišnosťou oproti typickým chočským vývinom je jej vývin anisu. Jeho členitosť v tri oddiely je typická pre severogemeridný vývin". Maheľ (1957a, s. 171–172) ďalej tvrdí: „Ďalším aniským členom sú pri oboch (rozumej vývinoch, t. j. vernárskom a severogemeridnom) tmavé vápence miestami s hľuzami." Treba povedať, že dnes vieme, že tieto „tmavé vápence miestami s hľuzami" zodpovedajú vo vernárskom príkrove reiflinským vápencom a že v „severogemeridnom" mezozoiku zodpovedajú vápencom karnu, čo konštatoval už sám Maheľ (in Maheľ et al., 1963) na základe určení Kochanovej (1962) a potvrdili to aj Bystrický et al. (1982). Na základe toho možno trojdielnosť anisu ako typický znak severogemeridného vývinu celkom opustiť a konštatovať, že priraďovanie vernárskeho pruhu k severogemeridnému vývoju na základe tohto znaku je neopodstatnené. Napriek tomu Maheľ (1986, s. 148) zotrváva na trojdielnom členení anisu.

vernárskej série. Andrusov (1968, s. 103) zaradil vernársky pruh ku gemeriku. Zelman (in Zelman et al., 1969) vernársku sériu zaraďuje k severogemeridnej jednotke. Bystrický (1973) chápe vernársky príkrov ako čiastkový príkrov muránskeho príkrovu gemerika. Kremité porfýry, dnes zaraďované k vernárskemu príkrovu, Plašienka (1981, príl. V) pričlenil k permu muránsko-stratenskej jednotky silicika, ale karbonátovú sekvenciu vernárskeho príkrovu k chočskej jednotke. Maheľ (1986) pre vlastný vernársky pruh zaviedol termíny vernársky príkrov a vernárska sekvencia a charakterizuje ho ako prechodný typ medzi stratenskou sekvenciou a sekvenciami chočského príkrovu. Vernárska sekvencia podľa Maheľa (1986, s. 148) „faciálnym charakterom, zmiešanosťou základných členov je ...zhodná s bebravskou..., sčasti i s veterníckou. Jej osobitosť vyplýva zo štruktúrnej previazanosti s besníckym na jednej a chočským príkrovom na druhej strane; dokladá pôvod z jednotného sedimentačného priestoru, príslušnosť k jednej geotektonickej zóne – severogemerickej".

Biely (in Biely et al., 1992) zaradil vernársky príkrov do silicika. Argumentom v prospech takejto interpretácie bolo najmä vystupovanie kremitých porfýrov, ktoré sú v Západných Karpatoch známe iba z príkrovu Drienku a z muránskeho príkrovu. Oba sa považujú za tektonické jednotky silicika. Objavenie spodného muránskeho príkrovu (Havrila, 1997a), ktorého súčasťou majú byť aj kremité porfýry, zneistilo však zaradenie tektonických telies obsahujúcich kremité porfýry (a teda aj vernárskeho príkrovu) do silicika. Mello (1997, s. 3, 12.) zaradil vernársky príkrov do silicika.

Po štruktúrnej stránke Maheľ (1957b, s. 117; 1986, s. 153) považuje vernársky príkrov za monoklinálu uklonenú 40–70° na JV. Podľa Zelmana (in Zelman et al., 1969, s. 149) má vernárska séria brachysynklinálny tvar a od stratenskej série je oddelená strmo uklonenou muránskou líniou. Andrusov (1968, obr. 48) použil výraz vernársky vejár.

Spodný trias

Verfénske súvrstvie (skýt)

Postupne sa podarilo súvrstvie spodného triasu rozdeliť na tri litologicky odlišné celky: *kremité porfýry a ich tufy a tufity* (paradoxne často zaraďované k permu), *bridličnato-pieskovcové súvrstvie so sadrovcom a anhydritom* (zaraďované k zeisu – spodnému kampilu) a *slienito-vápencové súvrstvie* (zaraďované k vrchnému kampilu). Toto súvrstvie (s výnimkou prítomnosti vulkanitov) má rovnaký litologický charakter aj v Stratenskej hornatine. Sedimenty spodného triasu oboch tektonických jednotiek sa stýkajú v oblasti Besníka. Už Biely (1961, s. 121) skonštatoval, „...že rozdiely vo vývine... spodného triasu medzi vernárskym pruhom... a mezozoikom Stratenskej hornatiny v skutočnosti neexistujú." Aj Zelman

(in Zelman et al., 1969, s. 115) skonštatoval, že: „...je iluzórne viesť nejakú deliacu čiaru medzi spodným triasom vernárskej, stratenskej a muránskej série niekde v oblasti Besníka". Navrhol: „...hovoriť o spoločnom spodnom triase...".

72 kremité porfýry a ich tufy a tufity (skýt)

Tieto horniny vystupujúce v okolí Telgártu boli známe už Oppenheimerovi (1931), ktorý ich zaradil k porfýrom. Počnúc Kettnerom (1937b) sa potom považovali za melafýry. Kamenický (1949, in Kamenický, 1951) napr. použil termín verfén s melafýrmi. Za horniny tzv. melafýrovej skupiny ich považoval Maheľ (1957b, s. 86). Na základe práce Bieleho (1956) a Zorkovského (1959a), ktorý ich zaradili ku kremitým porfýrom, prestal v oblasti výskytu kremitých porfýrov napr. v okolí Švermova jestvovať verfén s melafýrmi. Maheľ (1986, s. 153) a Biely (in Biely et al., 1992) pre ne použili názov ryolity.

Malé teliesko vulkanitov vystupujúce na sv. svahoch Barbolice na základe prác Bieleho (1956) a Zorkovského (1959a) zaradil Maheľ (in Maheľ et al., 1963, str. 83) ku kremitým porfýrom. O stratigrafickom zaradení tohto telieska a o kremitých porfýroch vôbec skonštatoval to isté, čo Biely (1956, str. 21-22): „Zaradenie k permu sa považovalo za vylúčené, nakoľko opísané horniny vystupujú uprostred dioritov, ktoré sa považovali za verfénske [pozn. autora: neskôr sa diority považovali za karbónske, dnes sa podľa Vozára in Biely et al (1992) a podľa Ivaničku (in Ivanička a Polák, 1999) považujú za permské]. Podobné horniny vystupujú medzi Švermovom a Pustým Poľom uprostred spodnoverfénskeho súvrstvia,..." Napriek ich predchádzajúcemu zaradeniu Kamenickým (1949, tab. V; in Kamenický, 1951), Bielym (1956) a Zorkovským (1959a) k spodnému triasu a napriek známym biostratigrafickým údajom (Maheľ, 1957b, str. 86) preukazujúcim ich spodnotriasový vek Maheľ (in Maheľ et al., 1963, str. 83) dodal:"...ktoré dnes zaraďujeme ako perm." Maheľ (in Maheľ et al., 1967, str. 301) toto súvrstvie s kremytými porfýrmi považuje za permoverfén a o veku vulkanitov uvádza, že: „...patria snáď ešte najvrchnejšiemu permu, ...spodnotriasový vek nie je vylúčený." Do permu ich zaradil Kusák (1967, str. 37, 38, 42).

O pozícii i veku kremitých porfýrov sa zmieňuje Zelman (in Zelman et al., 1969) takto: „...vo vernárskej sérii vystupuje v spodnotriasovom súvrství vulkanické teleso..." a tiež, že: „SV Švermova vystupuje v pieskovcovo-bridličnatom súvrství spodného triasu veľké teleso (rozumej kremitých porfýrov)...", ale aj takto: „...toto súvrstvie (rozumej súvrstvie zeisu – spodného kampilu) v Zadnej doline... obaľuje alebo sčasti leží na kremitých porfýroch". Za vrchnopermské ich považuje Plašienka (1981), ktorý ich „...zaraďuje do silického príkrovu s. l., ležia v nadloží vernárskej série...". Maheľ (1986, s. 153) tieto horniny (kremité porfýry) zaraďuje k ryolitom pravdepodobne permského veku.

O stratigrafickom zaradení súvrstvia teda panujú nejasnosti. Niektorí autori (napr. Plašienka, 1981) dokonca spochybnili aj ich príslušnosť k tektonickej jednotke. Vzhľadom na ich vystupovanie so sedimentmi spodného triasu, zaraďovanými k vernárskemu príkrovu, nemali by byť pochyby o ich tektonickej príslušnosti a ich spodnotriasovom veku. Treba však povedať, že sa priraďovali skôr k vrchnej, resp. strednej časti spodného bridličnato-pieskovcového súvrstvia spodného triasu (Maheľ, 1957a, b), t. j. k bodvasilašským vrstvám. Vzhľadom na ich vystupovanie v bezprostrednom podloží karbonátov vernárskeho príkrovu pri Vernári (v Mlynnej doline sv. od Barbolice) a medzi Zadnou dolinou a sedlom Besník sa zdá, že sú aj mladšie. Kontakt sedimentov spodného triasu a karbonátov je tu však pravdepodobne tektonizovaný. Dá sa tak usudzovať z redukovaného vystupovania, ba až chýbania gutensteinských vápencov. Preto fakt ich bezprostredného kontaktu nemusí mať až taký význam. Kremité porfýry však zreteľne ležia aj v nadloží bridličnatého súvrstvia spodného triasu, ktoré už môže patriť k sinským vrstvám, resp. sa s nimi laterálne zastupujú. Poukazuje to na možnosť ich príslušnosti aj k vyššej časti spodného triasu, ako je to preukázané v príkrove Drienku. Biely (in Biely et al., 1992) zaradil kremité porfýry do skýtu.

Petrografickú charakteristiku vulkanitov a ich pyroklastík vystupujúcich pri Telgárte urobil Zorkovský (1959a). Opisuje ich ako horniny porfyrické alebo celistvé, fialovoružovej alebo zelenej, miestami i hnedej farby. Odlíšil v nich felzitické porfýry, kremité porfýry a pyroklastiká.

Mohutné teleso týchto hornín vystupuje sz. od Telgártu, kde medzi sedlom Besník a Zadnou dolinou tvorí masív Gregorovej a cez Zbojnícku sa na S tiahne k Starému cintorínu. Toto teleso bolo na južných svahoch Gregorovej prerazené tunelom pri stavbe železničnej trate Červená skala – Margecany. Menšie teliesko ryolitov vystupuje ešte na sv. úpätí Barbolice v Mlynnej doline.

71 bodvasilašské vrstvy: ílovité bridlice, pieskovce, evapority (griesbach–spodný namal)

Synonymá: *bridličnato-pieskovcové súvrstvie* (Maheľ, 1957a, b), *seiské vrstvy* (Biely in Biely et al., 1992, 1997, s. 101), *verfénske vrstvy* (Foeterle, 1867).

Termín bridličnato-pieskovcové súvrstvie pre spodnejšiu časť spodného triasu na základe litologického obsahu zaviedol Maheľ (1957a, b). Zo spodnejších častí súvrstvia z lokality z. od Skalky pri Vernári Maheľ (1957a, s. 166) uvádza faunu *Pecten* (*Entolium*) *discites microtis* (BITTN.) a *Anodontophora fassaensis* WISSMANN, ktorú považuje za zeiskú (Maheľ in Maheľ et al., 1963, s. 84; 1967). Z tej istej lokality z vyšších karbonatickejších častí súvrstvia uvádza faunu: *Anodontophora fassaensis* WISSMANN, *Myophoria laevigata* BITTN., *Myophoria costata* ZENK., *Gervilleia exporrecta* LEPSIUS, *Gervilleia modiola* FRECH, *Tirolites* sp. Z lokality na priliehajúcom západnom vŕšku z najvyššej časti súvrstvia

uvádza: *Anodontophora canalensis* CATULLO, *Myophoria costata* ZENKER, *Gervilleia exporrecta* LEPSIUS, *Gervilleia* sp., *Pecten* sp., *Naticella costata* MÜNSTER, *Turbo rectecostatus* HAUER, *Tirolites* sp. Uvedená fauna má podľa neho svedčiť o zasahovaní súvrstvia do kampilu (Maheľ, 1957a, s. 167; Maheľ in Maheľ et al.,1963, s. 84; 1967)[3]. Biely (in Biely et al., 1992; in Biely et al., 1997, s. 101) ich zaradil do griesbachu–?namalu.

Litologickú charakteristiku súvrstvia podal Maheľ (1957c, 1957b). Súvrstvie pozostáva hlavne zo sivých a ružovočervených jemnozrnných rovnoplochých kremenných sľudnatých pieskovcov a pestrých ílovitých a ílovito-piesčitých bridlíc. Polohy evaporitov (sadrovcov a anhydritov) sa v súvrství pestrých bridlíc zistili len vrtným prieskumom v Zadnej doline (in Zelman et al., 1969, s. 118). Štúdiu kremitých porfýrov sa venoval Zorkovský (1959).

Súvrstvie vystupuje v pruhu tiahnucom sa od Mlynnej doliny smerom k Trom kopcom, odkiaľ pokračuje po južných svahoch Betlanovskej doliny.

70 sinské vrstvy: pestré ílovité a ílovito-piesčité bridlice, slieňovce a ílovité vápence, rauvaky (vrchný namal–spat)

Staršie synonymá: *slienito-vápencové súvrstvie* (Maheľ, 1957a, b), *kampilské vrstvy* (Biely, in Biely et al., 1988; 1992; 1997, s. 103)

Známe boli už Oppenheimerovi (1931). Podľa Zelmana (in Zelman et al., 1969) sa v najvyššej časti tohto súvrstvia nachádzajú žlté kavernózne vápence a dolomity (rauvaky). Vystupovanie rauvakov sa podarilo potvrdiť v zárezе cesty idúcej sv. smerom od potoka Mlynica, začínajúcej sa pri salaši, t. j. sz. od obce Vernár.

Fosílie z lokality západne od Skalky pri Vernári z tohto súvrstvia uvádza Maheľ (1957a, s. 167; in Maheľ et al., 1963, s. 84): *Myophoria ovata* GOLDFUSS, *Naticella costata* ZENKER, *Turbo rectecostatus* HAUER. Podľa neho jasne svedčia o kampilskom – asi vrchnokampilskom – veku súvrstvia (Maheľ, 1957a, s. 167), resp. o kampilskom veku súvrstvia (Maheľ in Maheľ et al., 1963, s. 84).[4] Biely (in Biely et al., 1992; in Biely et al., 1997, s. 103) ich zaradil do spatu.

Litologickú charakteristiku súvrstvia podal Maheľ (1957a, 1957b). Súvrstvie pozostáva z pestrých ílovitých a ílovito-piesčitých sľudnatých bridlíc, slieňovcov a ílovitých vápencov, v ktorých je pomerne bežná zle zachovaná fauna gastropód.

---

[3]Ďalšiu faunu z tohto súvrstvia z okolia Šumiaca uvádza Bystrický (1959).

[4]Ďalšie lokality s výskytom fauny v tomto súvrství uvádza Bystrický (1959) z okolia Šumiaca, j. od Švermova a zo Švermova.

Súvrstvie vystupuje v pruhu tiahnucom sa od Mlynnej doliny smerom k Trom kopcom, odkiaľ pokračuje po južných svahoch Betlanovskej doliny.

Na možné laterálne zastupovanie tohto súvrstvia s kremitými porfýrmi sme poukázali v predchádzajúcom texte.

Stredný až vrchný trias

Obdobie stredného až vrchného triasu vo vernárskom príkrove zastupuje sukcesia, veľmi podobná sukcesii bielovážskej faciálnej oblasti hronika. Spodnú časť sledu tvoria sedimenty jednotnej karbonátovej plošiny (gutensteinské vápence a dolomity), nad nimi nasledujú bazénové sedimenty (reiflinské, nádašské a raminské vápence), vyššie nasledujú sedimenty karbonátovej platformy (wettersteinské vápence a dolomity, lunzké vrstvy, hlavné dolomity a vápence ?vrchného triasu). Sedimenty rétu sa nezistili.

69 gutensteinské dolomity: tmavosivé vrstvovité dolomity (spodný egej)

Dolomity z bázy karbonátového sledu vernárskeho príkrovu ako prvý spomína Maheľ (1957a, s. 167; 1957b, s. 87; in Maheľ et al., 1963). Uvádza, že ich hrúbka dosahuje do 10 m a opisuje ich ako sivé až tmavosivé. Zaradil ich do spodného anisu (Maheľ, 1957b, príl. 4). O dolomitoch vystupujúcich v podloží tmavých vápencov sa zmieňuje aj Zelman (in Zelman et al., 1969, s. 120), ktorý ich však kartograficky nevyčlenil a zlučoval ich s nadložnými vápencami. Biely in Biely et al. (1988; 1992; 1997, s. 103) ich zaradil ku gutensteinským dolomitom a zaradil ich do anisu, resp. do spodnej časti anisu.

Dolomity pod gutensteinskými vápencami sa v súčasnosti zistili len j. od vernárskej horárne po oboch stranách údolia potoka Strateník a na sv. svahoch Mlynnej doliny. Maheľ (in Maheľ et al., 1963) ich zistil aj na s. úbočiach Kromple.

V priestore medzi sedlom Besník a Zadnou dolinou, sčasti aj s. od Zadnej doliny, vystupujú tmavosivé až čiernosivé (bituminózne), väčšinou rekryštalizované, zrnité (cukrovité) vrstvovité dolomity s rovnými vrstvovými plochami, sterilné na fosílie a sedimentárne textúry. Ojedinele sa v nich zistila paralelná laminácia.

Litostratigrafické zaradenie týchto dolomitov nie je jednoznačné. Vystupujú v nadloží kremitých porfýrov a bridlíc spodného triasu a v podloží wettersteinských dolomitov, resp. v podloží reiflinských vápencov zistených v dvoch malých výskytoch s. od Hajdučkovej. Jeden z nich je zreteľne v podloží wettersteinských dolomitov.

Litologicky rovnaké dolomity vystupujú aj v Stratenskej hornatine, napríklad sv. od sedla Besník na kóte Rakytovec (v nadloží sedimentov spodného triasu a v podloží gutensteinských vápencov), na východnom okraji vernárskych lúk

(v nadloží sinských vrstiev a v podloží vápencov a bridlíc karnu), na východných svahoch Píľanskej doliny (v nadloží sinských vrstiev a v podloží wettersteinských vápencov), v širšom okolí kóty Ondrejisko [v nadloží sedimentov spodného triasu a v podloží nečlenených svetlých vápencov, ktorých spodná časť podľa Bystrického (1982) patrí k steinalmským vápencom] a tiež v pruhu Biele Vody – Dubnica (v nadloží sinských vrstiev a v podloží gutensteinských vápencov).

Je možné, že vo všetkých spomenutých prípadoch ide o tú istú litostratigrafickú jednotku. Hoci možné stratigrafické rozpätie na jednotlivých lokalitách má rôznu šírku, zhrnutím poznatkov zo všetkých lokalít, t. j. pri pohľade v regionálnejšom rozmere, je možné len úzke stratigrafické rozpätie medzi sinským súvrstvím a gutensteinskými vápencami. Na základe toho je pravdepodobné, že študované dolomity možno stotožniť s gutensteinskými dolomitmi.

Plašienka (1980, 1981) tieto dolomity v širšom okolí kóty Ondrejisko zaradil k federatskej sérii. Havrila (in Havrila a Buček, 1998) ich zaradil buď ku gutensteinským dolomitom (napr. sv. od sedla Besník na kóte Rakytovec), alebo k triasovým dolomitom bližšie nezisteného veku (v širšom okolí kóty Ondrejisko). Buček (in Havrila a Buček, 1998) ich zaradil buď ku gutensteinským dolomitom (napr. sv. od sedla Kopanec), alebo ich zaradil do vrchného julu–spodného tuvalu (sz. a sv. od kóty Kopa – 1 127,2). Bystrický et al. (1982, s. 300, obr. 1) ich zaraďujú k dolomitom nezisteného veku, ale Bystrický et al. (1982, s. 303, obr.2) k wettersteinskému dolomitu vrchného ladinu až najspodnejšieho karnu.

68 gutensteinské vápence: tmavé vrstvovité vápence; svetlé (steinalmské) vápence (a) (vrchný egej–spodný pelsón)

Tieto vápence boli známe už Kettnerovi (1937b, s. 37; 1938b, s. 5), ktorý ich ako súčasť poludnického príkrovu považoval za aniské a použil pre ne už názov „guttensteinské vápence (calcaires de Guttenstein)". Maheľ (1957a, s. 167; 1957b, s. 88; in Maheľ et al., 1963, 1967) ich označil ako *tmavé vápence*. Zaradil k nim však aj reiflinské vápence, na čo možno usudzovať podľa tohto jeho vyjadrenia (Maheľ, 1957a): „...Na Straceníku, Bartolici a Holom vŕšku sa v nich nájdu miestami ojedinelé, inde hojnejšie drobné rohovce farby tmavosivej, žltkastej i červenkastej, ostrohranne vetrajúce", ba pravdepodobne k nim zaradil aj nádašské vápence. (Možno tak usudzovať podľa jeho vyjadrenia: „Uprostred masy tmavých vápencov vystupujú v menších polohách i vápence ružovkasté a hnedasté – Bartolica, Za domom – často s drobnými rohovcovými hľuzkami; ...rýchlo sa meniace vápence, sivé i tmavosivé až čierne, červené i ružové..."). Na mape (Maheľ et al., 1963) sú omylom označené indexom spodného triasu. Ich súvislý pruh zmapoval od SV pozdĺž celého vernárskeho pruhu až po údolie

Hnilca. Južne od Hnilca už podľa neho netvoria súvislú stratigrafickú polohu, s čím možno súhlasiť. Zaradil ich do anisu (Maheľ, 1957b, s. 89). Ako tmavé vápence ich označoval aj Zelman (in Zelman et al., 1969, s. 120). Obdobne ako Maheľ (1957a) upozorňuje, že lokálne obsahujú rohovce. Názov gutensteinské vápence znovu pre ne použil Biely in Biely et al. (1988; 1992; 1997, s. 103).

Gutensteinské vápence tvoria súvislý pruh na báze karbonátového telesa vernárskeho príkrovu v úseku Starý Vernár až Betlanovská dolina, t. j. severne od Mlynnej doliny. Tento pruh po krátkom prerušení pokračuje po sz. svahoch Barbolice, kde pri vernárskej horárni dvakrát prekračuje údolie potoka Strateník a šošovkovite (čo je spôsobené zlomom) na báze karbonátov pokračuje až do údolia Hnilca do Zadnej doliny. V úseku medzi Barbolicou a údolím Hnilca gutensteinské vápence v dôsledku tektonického opakovania vystupujú ešte v jednom pruhu. V podobe menších denudačných zvyškov a šupín na báze karbonátového telesa vystupujú v nadloží kremitých porfýrov a sedimentov spodného triasu ešte sz. od sedla Besník.

Vápence sú tmavosivé až čiernosivé, bituminózne, mikrokryštalické, vrstvovité, s hrúbkou vrstiev 10–40 cm, zriedka až do 100 cm. Vrstvové plochy sú pomerne rovné. Na organické zvyšky sú sterilné. Nepozorovali sme v nich ani sedimentárne textúry. Často sú prestúpené žilkami kalcitu.

Kettner (1937b, s. 37; 1938b, s. 5) zaradil tieto vápence do anisu (virglorienu), Maheľ (1957b, príl. 4) do spodnej časti vrchného anisu (pelsónu, pričom vrchná hranica nebola presne stanovená). Biely in Biely et al. (1992; 1997, s. 103) ich zaradill do egeja–bitynu.

67 reiflinské, nádašské a raminské vápence: tmavé vrstvovité a hľuznaté vápence s hľuzami rohovcov, organodetritické vápence (vrchný pelsón–najvyšší fasan)

Maheľ (1957a) konštatoval neprítomnosť reiflinských vápencov vo vernárskom pruhu, a to aj napriek tomu, že v opise tmavých vápencov udáva: „Na Straceníku, Bartolici a Holom vŕšku sa v nich nájdu miestami ojedinelé, inde hojnejšie drobné rohovce farby tmavosivej, žltkastej i červenkastej, ostrohranne vetrajúce...Uprostred masy tmavých vápencov vystupujú v menších polohách i vápence ružovkasté a hnedasté (Bartolica, Za domom), často s drobnými rohovcovými hľuzami... rýchlo sa meniace vápence, sivé i tmavosivé až čierne, červené i ružové,...“ Podobné konštatovania sa vyskytujú aj v jeho ďalších prácach (Maheľ, 1957b, s. 88; Maheľ in Maheľ, et al., 1963). Z uvedeného je zrejmé, že časť jeho tmavých vápencov sú aj reiflinské vápence, ba pravdepodobne aj schreyeralmské, resp. nádašské vápence. Maheľ (1986, s. 149) konštatuje: „...lokálne sa nájdu v spodnej časti v šošovkách vápence reiflinského typu.“

Reiflinské vápence v nadloží sledujú pruh gutensteinských vápencov. Vyskytujú sa v celej dĺžke vernárskeho príkrovu, t. j. od údolia Hnilca až do Betlanovskej doliny, kde sú prikryté sedimentmi vrchnej kriedy. V úseku Vernár až Tri kopce bolo súvrstvie zmapované len šošovkovite. V úseku Barbolica až údolie Hnilca, podobne ako gutensteinské vápence, vystupuje v dôsledku tektonického opakovania v dvoch pruhoch.

Reiflinské vápence sú svetlo- i tmavosivé až tmavohnedosivé, mikrokryštalické, vrstvovité (s hrúbkou vrstiev 10–40 cm, priemerne 20 cm a vo vyššej časti súvrstvia s hrúbkou vrstiev priemerne 5–10 cm), s hľuzami rohovcov čiernej a medovej farby. Bežne obsahujú voľne rozptýlený organodetrit, hlavne detrit článkov ľalioviek, vyskytuje sa aj detrit tenkostenných lamelibranchiát. Vrstvové plochy sú rovné až uzlovito sprehýbané – zvlnené. Niekedy sú vápence až hľuznaté. Množstvo ílovitej prímesi a organodetritu je premenlivé. Väčší podiel organodetritu sa vyskytuje najmä v spodnej časti, kde sú vápence čiernosivé a pripomínajú zámostské vápence. Z mikrofácií sú zastúpené redeponované, resp. premyté biopelmikrity (s vláknami, so zriedkavými foraminiferami, ostňami ježoviek a detritom článkov ľalioviek) a stlačené biomikrity až biopelmikrity (s hojne sa vyskytujúcou foraminiferou *Pilammina densa* PANTIČ, s hojným detritom ľalioviek, gastropódami, rádiolériami a ostňami ježoviek).

Z hrebeňa s. od lokality Šiance, 200 m sv. (d. b. Havrilu) z bázy súvrstvia zo vzorky č. 996 sa získalo nasledujúce spoločenstvo určené M. Havrilom a J. Pevným: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Diplododella lautissima* (HUCKRIEDE), *Hindeodella (Metaprioniodus) suevica* (TATGE), *Hindeodella (Metaprioniodus) pectiniformis* (HUCKRIEDE), *Priscopedatus* cf. *triassicus* MOSTLER, *Neohindeodella* sp. Toto spoločenstvo má široké stratigrafické rozpätie. Z toho istého hrebeňa (d. b. Havrilu č. 77/94; 200 m jz. od k. 1 022) sa z nich získalo takéto spoločenstvo určené M. Havrilom a J. Pevným: *Enantiognathus ziegleri* (DIEBEL), *Hindeodella (Metaprioniodus) suevica* (TATGE), zúbky a kožné záhyby šupín rýb, foraminifery a množstvo schránok ostrakód. Toto spoločenstvo má široké stratigrafické rozpätie. Z najvyššej časti súvrstvia z toho istého hrebeňa (z dokumentačného bodu M. Havrilu č. 330/98) sa získalo takéto spoločenstvo určené M. Havrilom a J. Pevným: *Gondolella cornuta* (BUDUROV et STEFANOV), *Gondolella pseudolonga* KOVACS, KOZUR et MIETTO, *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gondolella foliata inclinata* KOVACS, *Ozarkodina tortilis* TATGE, *Hindeodella (Metaprioniodus) multihamata* (HUCKRIEDE), *Priscopedatus* cf. *mostleri* STEFANOV, *Tetravirga* sp., zúbky a kožné záhyby šupín rýb, jadrá gastropód, interambulakrálne doštičky ježoviek, ostrakóda, jadrá foraminifer a úlomky tenkostenných schránok lamelibranchiát. Vek tohto spoločenstva je zóna *Curionii* (najvyšší fasan).

Maheľ (1957b, príl. 4) ich ako súčasť tmavých vápencov zaradil do spodnej časti vrchného anisu (pelsónu, pričom vrchná hranica nebola presne stanovená).

O existencii **nádašských vápenecov** vedel už Maheľ (1957a, s. 167; 1957b, s. 88, 89), keďže o tmavých vápencoch píše: „Uprostred masy tmavých vápencov vystupujú v menších polohách i vápence ružovkasté a hnedasté (Bartolica, Za domom), často s drobnými rohovcovými hľuzami".

Výskyt týchto vápencov sa potvrdil najmä v úseku medzi údolím Hnilca a Barbolicou. Severnejšie bol zaznamenaný ešte po oboch stranách vernárskej tiesňavy. Vystupujú v pozícii medzi reiflinskými a wettersteinskými vápencami. Najlepšie sú odkryté na severnom svahu hrebeňa (100 m ssv. od k. 995) tiahnucom sa j. od vernárskej horárne. Dosahujú hrúbku len niekoľko metrov.

Sú to sivohnedé, ružové až ružovofialové mikrokryštalické vrstvovité vápence (s hrúbkou vrstiev okolo 15 cm) so sprehýbanými vrstvovými plochami až hľuznaté vápence s voľne rozptýleným mikroorganodetritom. Obsahujú laminované násypy sivých organodetritických (raminských) vápencov.

Z nádašských vápencov (z d. b. Havrilu č. 86/94) sa odobrala vz. č. 852, ktorá obsahovala nasledujúce spoločenstvo určené Havrilom a Pevným: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Gondolella* sp., *Prioniodina (Cypridodella) venusta* (HUCKRIEDE), *Hindeodella (Metaprioniodus) spengleri* (HUCKRIEDE), *Hindeodella (Metaprioniodus) suevica* (TATGE), *Diplododella magnidentata* (TATGE), *Chirodella dinodoides* (TATGE) a zvyšky rýb. Vek tohto spoločenstva je veľmi široký.

Maheľ (1957b, príl. 4) ich ako súčasť tmavých vápencov zaradil do spodnej časti vrchného anisu (pelsónu, pričom vrchná hranica nebola presne stanovená).

Maheľ (1957a, s. 168; 1957b, s. 89) pri opise tmavých vápencov píše, že sú, okrem iného, aj krinoidové. Z textu nie je jasné, či ich môžeme považovať za raminské vápence.

Raminské vápence sa novšie zistili ako alodapické polohy v ružových (?nádašských) vápencoch na severnom svahu hrebeňa 100 m ssv. od k. 995 tiahnucom sa j. od vernárskej horárne a tiež ako alodapické polohy v reiflinských vápencoch a ich nadloží (t. j. pod wettersteinskými vápencami) sv. od kóty Tri kopce.

Sú to organodetritické, krinoidové (veľkosť detritu zodpovedá frakcii stredno- až hrubozrnného piesku), vrstvovité (s hrúbkou vrstiev 1–5 cm), výrazne rovnoploché vápence svetlosivej a svetlohnedosivej farby.

66 **wettersteinské vápence: a – rifové** (svetlé masívne), **b – lagunárne** (tmavé vrstvovité), **c – nečlenené (fasan)**

Známe boli už Kettnerovi (1937b, s. 37; 1938b, s. 5), ktorý pri charakteristike gutensteinských vápencov v práci z r. 1938 píše: „...vo vyšších polohách prechádzajú do vápencov svetlých, ktoré sú dobre odkryté jednak v údolí Mlynnej medzi Starým Vernárom a Vernárom, jednak s. od Vernáru pri ceste do

Hranovnice nad súteskou Vernárskeho potoka." Sú to vápence, ktoré Maheľ (1957a, s. 168; 1957b; in Maheľ et al., 1963; in Maheľ et al., 1967) označil ako *svetlé vápence.* Vystupujú od Mlynnej doliny smerom na SV, ale v súvislom pruhu sa ťahajú aj na J (kde podľa Maheľa tvoria už len niekoľko metrov hrubé polohy uprostred tmavých vápencov) po južných svahoch Barbolice. Z východného svahu Mlynnej doliny z nich Maheľ (1957c, s. 168; 1957b, s. 88; in Maheľ et al., 1963, s. 85; in Maheľ et al., 1967, s. 302) uvádza *Teutloporella aequalis* GÜMBEL (určil Bystrický), ktorá podľa neho dokladá spodnoladinský vek (toto stratigrafické rozpätie *Teutloporella aequalis* GÜMBEL platí aj podľa najnovšej práce Bystrického, 1986, s. 315, tab.). Ich spodnú časť zaraďoval do anisu a považoval ju za steinalmské vápence (Maheľ, 1986, s. 149). Šošovky svetlých vápencov, do ktorých majú prechádzať spodné tmavé vápence, spomína aj Zelman (in Zelman et al., 1969, s. 120). Biely in Biely et al. (1988, 1992, 1997, s. 105) pre ne použil pomenovanie wettersteinské vápence.

Wettersteinské vápence tvoria výrazný hlavný hrebeň, ktorý sa ťahá naprieč údolím Strateníka na SV, cez Barbolicu, naprieč Mlynnou dolinou, cez Holý vŕšok, naprieč vernárskou tiesňavou, popod Tri kopce, cez Prednú Krompľu na Krompľu a potom k lokalite Koryto. Ich vystupovanie je zakončené priečne prebiehajúcim zlomom, za ktorým sú pochované pod sedimentmi vrchnej kriedy.

Wettersteinské vápence sú svetlosivé až bielosivé i hnedosivé, mikrokryštalické, väčšinou rekryštalizované, hrubovrstvovité (s hrúbkou vrstiev 20–50 cm i väčšou) až masívne. Na základe výskytu dasykladálnych rias (Maheľ, 1957a, s. 168; 1957b, s. 88; Maheľ in Maheľ et al., 1963, s. 85; Maheľ, 1967, s. 302) v jz. časti ich výskytu možno konštatovať, že sú tu zastúpené lagunárnou fáciou. Tmavohnedosivé vrstvovité bituminózne vápence lagunárnej fácie s gradačným zvrstvením bioklastov, medzi ktorými sú zastúpené aj dasykladálne riasy vystupujúce na južných svahoch Betlanovskej doliny s. od kóty 767, sú podmienečne zaradené tiež k wettersteinským vápencom, pretože nie je zistený ich presný stratigrafický rozsah. V severovýchodnej časti pruhu wettersteinských vápencov, t. j. od vernárskej tiesňavy na SV, sú zastúpené rifovou fáciou. V tomto úseku, najmä v jeho severnejšej časti (napr. na celom hrebeni Kromple), sa zistili bohaté porasty tubifytov, t. j. „pionierskych budovateľov" rifov. Tak dobre rozvinuté porasty tubifytov sú v Západných Karpatoch doteraz známe len z okraja karbonátových platforiem hronika (napr. na Mníchu pri Ružomberku a vo Zvolenských Nemcoch). V južnejšej časti rifového vývoja, t. j. medzi vernárskou tiesňavou a kótou Krompľa, sú rify budované hlavne hubkami. Ojedinele sa tam zistili onkolity a fragmenty ľalioviek. Bežné sú evinospongiové textúry.

Kettner (1937b, s. 37; 1938b, s. 5) ich ako súčasť gutensteinských vápencov zaradil do anisu (virglorienu). Maheľ (1957b, príl. 4) zaradil tieto vápence do vrchnej časti anisu (ilýru, pričom spodná hranica nie je presne stanovená) až fasanu. Biely in Biely et al. (1992, 1997, s. 105) ich zaradil do ladinu. Vzhľadom

na nedostatok známych fosílií a neznalosť presnej lokalizácie výskytu *Teutloporella aequalis* GÜMBEL uvedenej Maheľom (l. c.) nemožno stanoviť horné rozpätie fácie. Vzhľadom na to, že *Teutloporella aequalis* GÜMBEL uvádza Maheľ (l. c.) aj z „polôh bielych, sivých a ružovkastých vápencov nachádzajúcich sa vo vrchnejších častiach dolomitických más z východného svahu vrchu Na Kostelíne", t. j. z lokality nachádzajúcej sa v spodnej časti telesa wettersteinských dolomitov, možno povedať, že stratigrafické rozpätie wettersteinských vápencov nemôže byť vyššie ako fasan.

65 wettersteinské dolomity: lagunárne vrstvovité dolomity (fasan–spodný jul)

Dolomitové masy boli známe už Kettnerovi (1937b, s. 37; 1938b, s. 5), ktorý ich považoval za ladinské, a tiež Kamenickému (1949, tab. V; in Kamenický, 1951), ktorý ich zaradil do stredného triasu. Obaja ich považovali za súčasť chočského príkrovu. Do ladinu ich zaraďoval aj Maheľ (1957a, b), čo je zrejmé z kontextu, a tiež Zelman (in Zelman et al., 1969, s. 120). Maheľ (1957c, s. 169; 1957b, s. 90; in Maheľ et al., 1963, s. 85) z nich uvádza *Teutloporella herculea* (STOPP.) z lokalít východné svahy Troch kopcov, svah v. od Vernára, pri hradskej na Popovej a medzi Pustým Poľom a hájovňou pod Kláštoriskom. Výskyt druhu *Teutloporella herculea* (STOPP.) z polôh bielych, sivých a ružovkastých vápencov nachádzajúcich sa vo vrchnejších častiach dolomitických más z východného svahu vrchu Na Kostelíne uvádza Maheľ (1957a, s. 169). Maheľ (1957b, s. 91) z rovnakej lokality spolu s *Teutloporella herculea* (STOPP.) uvádza aj *Teutloporella aequalis* GÜMBEL. Názov wettersteinské dolomity pre ne použil Biely in Biely et al. (1988, 1992, 1997, s. 105).

Wettersteinské dolomity vystupujúce v nadloží wettersteinských vápencov tvoria dominantnú plochu vernárskeho príkrovu. Zo severozápadu je táto plocha obmedzená líniou: sedlo Besník, Zadná dolina, Krompľa, lokalita Koryto. Z juhovýchodu sú obmedzené tenkou polohou lunzkých vrstiev.

Dolomity wettersteinskej fácie často tvoria odkryvy bizarných tvarov, ako sú bralá, skalné vežičky či ihly. Sú svetlosivé až sivobiele, ale aj tmavosivé až tmavohnedosivé či čiernosivé. Tmavé variety sú silno bituminózne. Sú dobre vrstvovité. Typické sú pre ne textúry gradačného zvrstvenia bioklastov a riasových hľuziek, dohora prechádzajúce do laminovaných textúr stromatolitov (rovnaké, i keď nie tak dobre vyvinuté ako v lagunárnych častiach karbonátových platforiem hronika, napr. v sedle Malý Šturec vo Veľkej Fatre) a tiež stromatolitové textúry s pórmi vysýchania (fenestrami). Bežne sú prítomné aj cementy. Miestami sú preplnené úlomkami stielok dasykladálnych rias druhu *Teutloporella herculea* (STOPP.).

Kettner (1937b, s. 37; 1938b, s. 5) a Biely (in Biely et al., 1992; 1997, s. 105) zaradili wettersteinské dolomity do ladinu, Maheľ (1957b, príl. 4) do longobardu až kordevolu, a to aj napriek tomu, že z nich uvádza *Teutloporella aequalis* GÜMBEL, ktorá sa podľa Bystrického (1964, s. 93; 1986, s. 315, tab.) vyskytuje v spodnejšom ladine.

64 lunzké vrstvy: pieskovce, ílovce (vyšší jul–?tuval)

Maheľ (1957a, s. 169; 1957b, s. 91–92) z masívu Bukovca uvádza dve, len niekoľko metrov hrubé polohy lunzkých vrstiev, vzdialené len 70–100 metrov. Zdvojenie podľa neho je „sedimentačného rázu".Tvrdí, že na tejto lokalite sú pieskovce lunzkých vrstiev bohaté na rastlinné úlomky. Totožné informácie uvádza Zelman (in Zelman et al., 1969, s. 121). Na základe analógie Maheľ (l. c., s. 169) zaraďuje lunzké vrstvy do karnu.

63 dachsteinské dolomity: dolomity so stromatolitmi a megalodontmi (?tuval–?norik)

Pomenovanie hlavné dolomity pre ne použil Biely (in Biely et al., 1988). Vzhľadom na zistenie loferitových cyklov, dobre odkrytých v zárezе cesty Pusté Pole – Ľadová jaskyňa, typických pre dachsteinské súvrstvie, sme dolomity zaradili k tomuto súvrstviu a nazývame ich dachsteinské dolomity.

Tieto dolomity sú svetlosivé, svetlohnedosivé, tmavosivé i tmavohnedosivé, mikrokryštalické, vrstvovité (s hrúbkou vrstiev 10–50 cm), väčšinou s rovnými vrstvovými plochami, so svetlou sivobielou patinou. Podliehajú typickému dolomitovému rozpadu. Tmavé variety sú silno bituminózne. Bežne sú prítomné stromatolity. Medzi lokalitami Hágy a Tesnina je súvrstvie zreteľne prevrásnené.

Z vrchných polôh dolomitov, z lokality severný svah doliny Hrabušická Belá (ide o dolinu Veľkej Bielej vody), naproti Štvrtockej Píle, uvádza Maheľ (1957a) vložky bielosivých dolomitických vápencov a pestrofarebných vápencov. Ich prítomnosť sa nepodarilo potvrdiť.

62 svetlé vápence (svetlosivé a ružové vápence) (?norik)

Svetlosivé, sčasti ružovkasté mikrokryštalické rekryštalizované vápence sa zistili v nadloží vrchnotriasových dolomitov na sz. svahoch Píľanskej doliny (doliny Veľkej Bielej vody) medzi horárňou Sokol a hrabušickou Pílou. Podobné mikrokryštalické vápence, väčšinou však svetloružové až fialovočervené, vystupujú v rovnakej pozícii aj na severných svahoch Okrúhleho vrchu a na hrebeni medzi Okrúhlym vrchom a Kvasnou lúkou. Tu sa v nich zriedka vyskytujú polohy obohatené o detrit ľalioviek. Ich vek sa nezistil. Predpoklad, že môže ísť o sedimenty jury, sa nepodarilo potvrdiť. Ružové sfarbenie je pravdepodobne sekundárne.

Výskyt na Okrúhlom vrchu Maheľ (in Maheľ et al., 1963) považoval za sedimenty vrchnej kriedy. Bloky síce sčasti aj vyzerajú slabo opracované, ale sú monomiktné a nezistila sa ani hnedočervená základná hmota, typická pre sedimenty vrchnej kriedy.

J u r a

Uvedený karbonátový sled je následne prestúpený neptunickými dajkami ?liasu. Iné sedimenty liasu sa nezistili. Výskyty sedimentov liasu (t. j. pestrých celistvých a krinoidových vápencov s brachiopódami), spomínané v literatúre zo severnej časti vernárskeho príkrovu, chápané ako súšasť jeho sukcesie, sa nepodarilo potvrdiť. Opracované bloky jurských hornín sa na niektorých miestach (Maheľ in Maheľ et al., 1963) skutočne vyskytujú, je však pravdepodobné, že jurské sedimenty tvoria len obliaky a bloky v zlepencoch, považovaných za vrchnokriedové. Takúto interpretáciu umožňuje aj nasledujúce konštatovanie Maheľa (in Maheľ et al., 1963, 1967): „Lias sa našiel len v balvanoch, zväčša azda vzniklých rozpadom vrchnokriedových zlepencov". Ich zdroj je neznámy. Je zrejmé, že nepochádzajú z vernárskeho príkrovu, keďže sú súčasťou potektonického sedimentu pri súčasnej neprítomnosti sedimentov jury vernárskeho príkrovu pod presunovou plochou príkrovov silicika Stratenskej hornatiny. Je pravdepodobné, že aspoň časť materiálu pochádza z príkrovov silicika Stratenskej hornatiny.

61 ružové vápence (neptunické dajky) **(?lias)**

K sedimentom jury (?liasu) môžu patriť ružové mikrokryštalické vápence, v ktorých možno pozorovať i jemné laminárne textúry a zriedka aj násypy hrubozrnnejšieho materiálu, tvoriace neptunické dajky v podložných masách triasu lagunárnej (?wettersteinskej) fácie. Tie sa pomerne hojne vyskytujú na južných svahoch Betlanovskej doliny, v. až sv. od lokality Kukurovec. Sú najmladším známym členom sukcesie vernárskeho príkrovu. Litologicky zhodná výplň neptunických dajok sa uprostred más vrchnotriasových vápencov zistila aj v okolí Dobšinskej ľadovej jaskyne. Dajky krinoidových vápencov ?liasu sa zistili aj vo vápencoch vrchného triasu pri horárni Biele vody.

STRATENSKÝ PRÍKROV (obr. 10)

S vernárskym príkrovom sa stýka pozdĺž subvertikálneho muránskeho zlomu ssv.-jjz. smeru, ktorý zastiera, resp. amputuje pôvodný paleoalpínsky kontakt oboch príkrovov (ak existoval). Južným okrajom leží na gemeriku. Tento kontakt je v úseku od Dankovej po Spišskú Novú Ves zastretý mladým spätným prešmykom. V oblasti Dankovej a Ondrejiska tektonicky spočíva aj na meliatiku, resp. veporiku.

Stratenský príkrov v Stratenskej hornatine pozostáva z dvoch hlavných čiastkových štruktúr: vyššej, glackej a spodnejšej, geravskej a z niekoľkých menších šupín pozdĺž juhovýchodného (Dedinky, Dubnica) a západného okraja (Červený štros). Najspodnejšia štruktúra južnej časti „vejára" tvorí horskú skupinu Galmus. Z tektonického hľadiska tieto štruktúry je možné považovať buď za čiastkové príkrovy (duplexy), ktoré vznikli počas nasúvania príkrovu, alebo za mladšie, povrchnokriedové štruktúry vzniknuté spätnými násunmi. Preferujeme druhú interpretáciu.

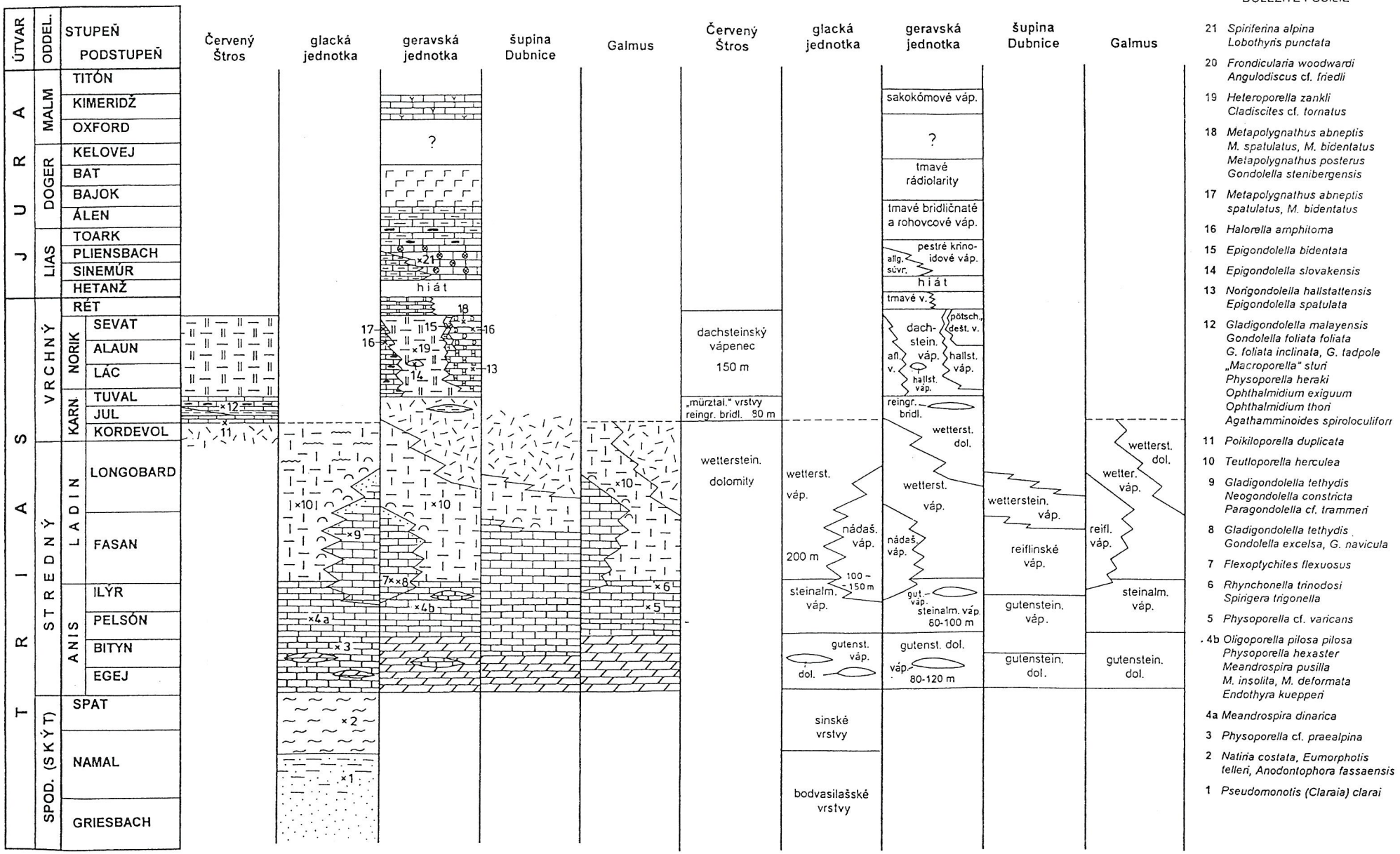
STRATENSKÁ SKUPINA

Litostratigrafickú náplň stratenského príkrovu tvorí množina súvrství a členov, ktorá sa zvykne označovať ako *stratenská skupina* alebo *sekvencia*. Aj nové mapovanie ukázalo, že ide o heterogénny súbor s viacerými faciálnymi oblasťami. Prepojenie medzi nimi však väčšinou chýba. Medzi čiastkovými štruktúrami sú faciálne skoky, často s chýbajúcimi medzičlánkami, takže máme do činenia skôr s kolážou viacerých sekvencií, resp. faciálnych oblastí. Ak ide o zvyšky jedného príkrovu, potom ide nepochybne o polyfaciálny príkrov. Môže ísť aj o dve alebo viac jednotiek. Existenciu viacerých „vývinov" signalizoval už Maheľ (1957a), vo väčšine prípadov však tieto zdanlivo diametrálne odlišné „vývíny" vznikli nesprávnym stratigrafickým zaradením niektorých členov.

Stratenská skupina sa pôvodne zaraďovala ku gemeriku (porov. napr. Mello in Bajaník et al., 1983, s. 107), ale od vymedzenia silického príkrovu (Kozur a Mock, 1973) a silicika (Mello, 1979) sa čoraz častejšie zaraďuje do silicika. Takéto zaradenie vychádza z predpokladu, že stratenská skupina nenadväzuje plynule na permské súvrstvia, prípadne že niekde na báze stratenskej sekvencie sa nachádza, zatiaľ nie vždy presne identifikovaná, plocha príkrovového nasunutia na gemerikum so zachovanými šošovkami meliatika medzi oboma jednotkami.

Báza stratenskej skupiny sa konvencionálne kladie na bázu verfénskeho súvrstvia reprezentovaného bodvasilašskými vrstvami, ktoré na mnohých miestach chýbajú, a skupina sa začína až sinskými vrstvami, prípadne strednotriasovými súvrstviami (tu je najväčšia slabina prijatej interpretácie, pretože „chýbanie" verfénskeho súvrstvia je spôsobené iba jeho preradením do novoveského súvrstvia gemerika, chýba opakovanie vrstvového sledu). Evapority v podloží sa v oblasti severného gemerika nepovažujú za súčasť silicika (t. j. perkupskej formácie), ale zaraďujú sa tiež do novoveského súvrstvia gemerika (Vozárová, 1997; Karoli, 1998).

V ponímaní Maheľa (1983) *stratenská sekvencia* nie je súčasťou silického príkrovu, ale spolu so severnou časťou paleozoika gemerika tvorí samostatný –



Obr. 10 Litostratigrafické kolónky silicika (stratenský príkrov) v Slovenskom raji a v Galmuse (J. Mello, 2000).

besnícky – príkrov (jeho tylovú a koreňovú časť) a spolu s vernárskym (v jeho ponímaní chočským) príkrovom tvoria severogemeridnú synklinálu s vejárovou stavbou.

Verfénske súvrstvie (skýt)

Po zaradení väčšiny výskytov spodnotriasových vrstiev do novoveského súvrstvia areál rozšírenia verfénskeho súvrstvia stratenskej skupiny sa značne zmenšil. Vystupuje hlavne na báze glackej čiastkovej štruktúry. Verfénske súvrstvie sa delí na dva členy (bodvasilašské a sinské vrstvy).

60 bodvasilašské a sinské vrstvy, nerozlíšené (spodný trias)

Takéto označenie je použité pre verfénske súvrstvie v miestach, kde nebolo možné, hlavne pre zlé odkrytie, rozdeliť súvrstvie na uvedené vrstvy.

59 bodvasilašské vrstvy: pestré bridlice a pieskovce (griesbach–?namal)

Tento spodný člen verfénskeho súvrstvia je hrubší (do 200 m, niekde i viac) a má aj väčšie plošné rozšírenie ako vrchný člen. Bodvasilašské (niekdajšie „seiské") vrstvy tvorí pestrý súbor lavicovitých fialových, červených a zelených pieskovcov a bridlíc. Sú rozšírené s. od Matky Božej a j. od Smižian, kde v nich (a do ich podložia) boli vŕtané vrty SM-1 (675,9 m) a SM-2 (1 902,8 m); (Maheľ a Vozár, 1971). Najmä na základe vrtu SM-2 je možné usudzovať, že dosahujú hrúbku až 300–400 m.

58 sinské vrstvy: bridlice, slienité bridlice a vápence (vyšší namal?–spat)

Ide o vyššiu časť verfénskeho súvrstvia (niekdajšie „kampilské vrstvy"). Na jej zložení popri pieskovcoch a bridliciach sa v hojnej miere podieľa aj vápencová zložka, v nižších častiach v podobe slieňovcov, vyššie aj vo forme doskovitých tmavých vápencov. Prevláda sivá a zelenkavá, pri navetraní až žltkastá farba vrstiev. O plytkomorskom pôvode svedčí častá prítomnosť lumachel lastúrnikov a ulitníkov *(Natiria costata, Eumorphotis telleri, Anodontophora fassaensis, Myophoria laevigata* a i.).

Zo sedimentologickej stránky spodnotriasové vrstvy stratenského príkrovu skúmali Koša a Janočko (1999). Vrstvy dosahujú hrúbku do 80 m.

Vápence a dolomity strednotriasovej karbonátovej platformy a do nich zasahujúce strednotriasové panvové a svahové sedimenty

Približne na rozhraní spodného a stredného triasu v súvislosti s nástupom priaznivých podmienok na rozvoj organizmov sa pozvoľna zmenila sedimentácia.

Namiesto klastických sedimentov sa začali usadzovať karbonátové sedimenty za značného prispenia organizmov (nakopením schránok a budovaním bariér a útesov odolných proti vlnám) vznikli karbonátové platformy.

57c gutensteinské súvrstvie, nečlenené (egej–bityn)

Gutensteinské súvrstvie pozostáva z tmavých vápencov a dolomitov, ktoré spravidla je možné bez problémov rozlíšiť aj na mape. V niektorých oblastiach, ako napr. v Galmuse, je však tekéto odlišovanie problematické, pretože dolomity a vápence sa navzájom nepravidelne striedajú v polohách nezmapovateľných v danej mierke (cf. Jacko, 1998). V takýchto prípadoch bola zvolená spoločná vysvetlivka gutensteinské súvrstvie, nečlenené.

57b gutensteinské dolomity (egej–bityn)

Sú rozšírené v podobe neveľkých šošoviek, alebo aj vo forme rozsiahlejších výskytov najmä medzi Novoveskou Hutou a Tepličkou na báze strednotriasového karbonátového komplexu. Ide o tmavosivé, prevažne lavicovité mikritické dolomity bez organických zvyškov. Hrúbka je 20–50 m.

Tmavosivé gutensteinské dolomity tvoria aj šošovkovité polohy do hrúbky 20–30 m v gutensteinských vápencoch na Čingove a na západných svahoch údolia Lesnica. Tak vápence, ako aj dolomity sú chudobné na organické zvyšky. Prevažne ide o monotónne mikrity.

57a gutensteinské vápence (egej–bityn)

V mapovanom území dosahujú značné rozšírenie na Čingove a 1 km západnejšie v okolí vyústenia údolia Lesnica do Hornádu. Hrubolavicovité až masívne tmavosivé vápence tvoria morfologicky výrazné bralá po oboch stranách Hornádu. Na fosílie sú veľmi chudobné. Bystrický (1982) však v nich v profile Kolísky našiel stratigraficky cennú riasu *Physoporella* cf. *praealpina* PIA, ktorá poukazuje na egejsko-bitynský vek vápenca. Gutensteinské vápence dosahujú hrúbku do 200 m.

56 steinalmské vápence, polohy dolomitov (a) (anis)

V glackej štruktúre, hlavne od Čingova po Klausy, ležia nad gutensteinskými vápencami. Podobná situácia je aj v šupine Rakytova sv. od Besníka. Najvyššie časti gutensteinských vápencov sa stávajú svetlejšie, až prejdú do svetlých masívnych riasovo-stromatolitických vápencov. Sú odrazom prechodu sedimentácie z nevetraného redukčného prostredia k podmienkam presvetleného teplého

plytkého, dobre vetraného mora, ktoré umožnili bohatý rozvoj rastlinných i živočíšnych spoločenstiev. Najhojnejšie sa nachádzajú zvyšky dasykladaceí, poukazujúce na stredno- až vrchnoaniský vek. Hojné je aj zastúpenie foraminifer, krinoidov, lastúrnikov a brachiopód. V spodných častiach vápencov je hojné zastúpenie tzv. riasových hrudiek. Vápence dosahujú hrúbku 20–80 m.

Odlišná situácia je v geravskej štruktúre. Tu vystupujú iba v nadloží dolomitov. Aniský (najmä pelsónsky) vek svetlých vápencov sa preukázal pomocou dasykladaceí a foraminifer na viacerých lokalitách:

– SH-3/B: svetlý vápenec v záreze pri s. okraji futbalového ihriska v Dedinkách;

– SH-43: v. svah Hnilca, 2 km v. od Stratenej, v. 900 m;

– SH-44: dtto, 150 m severnejšie.

Tab. I Nálezy foraminifer zo steinalmských vápencov (určil J. Salaj)

Fosílie	Lokality		
	SH-3/B	SH-43	SH-44
Meandrospira pusilla Ho		+	
M. insolita Ho	+	+	
M. deformata Salaj	+		
M. irregularis Salaj		+	
M. dinarica Koch.-Devidé et Pantić	+	+	
M. sp.		+	
Earlandinita oberhauseri Salaj		+	
Endothyra kuepperi Oberhauser	+		
Endoteba tricamerata (Salaj)	+		
Agathammina judicarensis Premoli Silva			+

V steinalmských vápencoch na viacerých miestach možno nájsť šošovkovité polohy dolomitov (a). Sú svetlé, cukrovité, vznikli dolomitizáciou (steinalmských) vápencov.

Vo väčšom alebo menšom rozsahu v niektorých územiach zasahujú do fácií karbonátovej platformy. Pochádzajú zo sedimentačného prostredia svahu karbonátovej platformy, alebo až priľahlých panví.

Šošovkovitý výskyt fácií panvového typu a ich zasahovanie do strednotriasovej karbonátovej platformy stratenského príkrovu bol signalizovaný už v minulosti (Bystrický, 1972, 1973, 1982; Bystrický et al., 1982; Mello, 1979 a i.), hoci viac-menej naďalej platilo, že „svetlé aniské vápence najčastejšie prechádzajú bez zreteľnejšej hranice do svetlých a šedých vápencov wettersteinského typu" (Maheľ in Maheľ et al., 1967, s. 423; Maheľ, 1986).

Nové mapovanie ukázalo, že panvové a svahové fácie tu majú ešte omnoho väčšie rozšírenie, než predpokladal napríklad Bystrický (in Bystrický et al., 1982, alebo in Andrusov a Samuel, 1983, stratigrafická tabuľka triasu).

55 reiflinské vápence (ilýr–spodný ladin)

Najväčšie rozšírenie dosahujú pri jv. okraji stratenského mezozoika s. od Čertovej doliny (oblasť Dubnice). Tu sa v nich pravdepodobne našli aj ilýrske amonity (Kollárová-Andrusovová, 1964). Ležia tu nad tmavým, hrubolavicovitým až masívnym vápencom (?gutensteinským), teda jeho podložím nie je vždy iba steinalmský vápenec, ako to uvádza Bystrický (1982, s. 440).

54 nádašské vápence (ilýr–ladin)

V najväčšom rozsahu sú zastúpené v glackom čiastkovom príkrove, a to na Čingove východne od prítoku Tomášovského potoka do Hornádu, na južných svahoch kót 561,1 a 552,2, kde vystupujú ružovkasté lavicovité mikritické nádašské vápence. V podloží sú steinalmské a gutensteinské vápence, v nadloží transgreduje borovské súvrstvie. Z viacerých vzoriek odobraných na získanie konodontov sa podarilo extrahovať iba *Gladigondolella tethydis* (určil M. Havrila), ktorá však iba všeobecne poukazuje na strednotriasový vek.

Panvové fácie dosahujú značné rozšírenie aj v oblasti j. a jv. od Ľudmianky (Tomášovský výhľad) a v oblasti Čingova. Tu opäť v nadloží mocného súboru gutensteinských vápencov a šošoviek steinalmských vápencov v ich nadloží vystupuje až 150 m hrubý súbor nádašských, reiflinských a raminských vápencov. Ich vzájomné kartografické odlíšenie je dosť obťažné, pretože sa nepravidelne prelínajú a zastupujú. Prevláda však fácia nádašských vápencov [ružové lavicovité i hrubolavicovité vápence, miestami s náznakmi hľuznatosti, bez rohovcov; reiflinské vápence (sivé doskovité až lavicovité vápence) tvoria v nich neveľké šošovky]. Raminské vápence (sivé alodapické vápence) tvoria polohy v najvyšších častiach, na prechode do predrifových brekcií wettersteinských vápencov. Pekné odkryvy najmä nádašských vápencov sú v dolnej časti Bieleho potoka a v prielome Hornádu jv. od jeho prítoku.

Smerom na JZ nádašských vápencov ubúda. Ich zastúpenie sa zistilo pri terajšom novom mapovaní v oblasti Rovne a Lipovca. V oblasti Rovne vystupujú v nadloží kontroverzných tmavých vápencov (bližšie pozri aflenzské vápence). Nádašské vápence sa tu doteraz znázorňovali ako svetlé vrchnotriasové vápence (porov. napr. list Hranovnica 1 : 50 000, tiež mapa 1 : 200 000). Ide však o masívne až nezreteľne hrubolavicovité svetloružovkasté mikritické vápence. Zo zárezu lesnej cesty v otočke okolo výrazného chrbta j. od Rovne pochádzajú z nich konodonty (vz. STR-69, určil Dr. Mandl) *Gladigondolella tehydis* +

tethydis Multielement, *Neogondolella constricta* a *Paragondolella* cf. *trammeri,* ktoré tu poukazujú na spodnoladinský vek vápencov.

Nádašské vápence vystupujú ďalej 750 m juhozápadnejšie na j. vrchole k. 1 095,0 a v mulde 350 m jjv. od Lipovca, kde obsahujú veľa krinoidových polôh.

Mikroskopické štúdium potvrdilo zastúpenie typických štruktúr a mikrofácií panvových vápencov – prevažne mikrity s tenkostennými lamellibranchiatami, na prechode zo steinalmských vápencov sú hojné krinoidové články.

Už dávnejšie sú známe šošovky nádašských vápencov sz. od Dediniek, z ktorých pochádzajú konodonty poukazujúce na spodnoladinský vek: *Gladigondolella tethydis, Gondolella excelsa* a *G. navicula* („netypické schreyeralmské vápence"; Mello in Bajaník et al., 1983, s. 118). Nádašský vápenec vystupuje aj na z. okraji Dediniek v turistickom chodníku a v jeho okolí nad futbalovým ihriskom.

53 svetlé masívne vápence (anis–norik)

Takto je označený komplex svetlých masívnych vápencov v miestach, kde nebolo možné odlíšiť wettersteinské a steinalmské, prípadne až dachsteinské vápence, či už pre nedostatok organických zvyškov, alebo preto, že medzi nimi nie sú vyvinuté vápence panvového alebo svahového typu. Je to najmä v území jz. od Dobšinskej ľadovej jaskyne, v. od Novoveskej Huty a na prevažnej časti Galmusu, hoci tu úplne dominujú wettersteinské vápence.

52 wettersteinské vápence (ladin–kordevol)

Wettersteinské vápence sa, nepochybne, zo všetkých mezozoických litostratigrafických jednotiek najviac zaslúžili o vznik takého jedinečného prírodného fenoménu, akým je Slovenský raj s roklinami Veľký a Malý Kyseľ, Sokolová dolina, Suchá Belá, prielom Hornádu a ďalšie. V glackej štruktúre dosahujú hrúbku cca 800–1 000 m. Z toho cca 250–300 m pripadá na spodnú predrifovú a rifovú časť (52b), zvyšok na wettersteinské lagunárne vápence (52a), ktoré tvoria rozsiahlu, na SZ uklonenú karbonátovú platňu Glac, rozbrázdenú kaňonmi a údoliami. Svetlé hrubolavicovité, často stromatoliticky laminované vápence s *Teutloporella herculea* tu upadajú so sklonom 20–30° na SZ.

Z morfologického hľadiska sú zaujímavé najmä rifové vápence a predrifové brekcie v bazálnej časti. Divoká morfológia je predurčená pôvodným charakterom rifu, ktorý už v čase sedimentácie tvoril bariéru odolnú proti vlnám. Na jeho stavbe sa podieľajú vápnité hubky, koraly (určené už v 50. rokoch Kolosvárym, 1958; 1963) a ďalšie rifotvorné organizmy. Do rifových vápencov je zarezaný prielom Hornádu medzi prítokom Bieleho potoka a chodníkom od Letanovského mlyna na Kláštorisko, tiesňava Kyseľ a Sokolia dolina.

51 wettersteinské dolomity (longobard–najspodnejší karn)

Wettersteinské dolomity miestami laterálne i vertikálne (smerom do nadložia) zastupujú (nahrádzajú) wettersteinské vápence. Znamená to, že pôvodné vápence boli neskorodiageneticky premenené na dolomity. Počas dolomitizácie sa takmer úplne zotreli pôvodné štruktúrne znaky vápencov. Iba v priaznivých prípadoch zostali ešte zachované fantómy organických zvyškov, buď rifových, alebo lagunárnych. Dosahujú hrúbku do 200 m.

Vápence a dolomity vrchnotriasovej karbonátovej platformy

Ako už dávnejšie zistili rakúski geológovia, pre stredno- a vrchnotriasové obdobie vyšších jednotiek Východných Álp a vnútorných Západných Karpát je typická existencia dvoch karbonátových platforiem (wettersteinskej a dachsteinskej), ktoré sú oddelené detritickými sedimentmi ako odrazom reingrabenského „eventu". Treba povedať, že vedenie hranice medzi oboma karbonátovými platformami je v Stratenskej hornatine väčšinou veľmi obťažné, pretože detritické reingrabenské sedimenty ani sprievodný „emerzný horizont" nie sú všeobecne rozšírené, a tak hranica prebieha vo vyššej časti wettersteinských dolomitov. Svedčia o tom občasné drobné šošovky tmavých bridlíc. Preto ani nie je možné dostatočne dobre odčleniť dachsteinské dolomity od wettersteinských; podarilo sa to iba Bystrickému (1982) v niektorých špeciálnych prípadoch.

V Stratenskej hornatine, resp. v stratenskom príkrove sa vápence vrchnotriasovej karbonátovej platformy označovali rôznymi názvami. Najznámejšie sú tisovecký, furmanecký a dachsteinský vápenec.

Do karbonátovej platformy v rôznej miere laterálne zasahujú svahové alebo panvové fácie, o ktorých sa hovorí osobitne.

48 dachsteinské dolomity (vrchný jul–spodný tuval)

Ako už bolo spomenuté, dolomity vrchnotriasovej karbonátovej platformy sa podarilo odčleniť v niektorých špeciálnych prípadoch, napríklad keď sú oddelené „mürztalskými" vrstvami (Bystrický, 1982).

43 dachsteinské vápence (vrchný karn–norik)

Tieto vápence fácie karbonátovej platformy vrchnotriasového veku vystupujú buď v nadloží wettersteinských dolomitov, alebo v nadloží svahových a panvových aflenzských vápencov spodno-, prípadne až strednonorického veku. Zastúpené sú tak variety rifové, ako aj lagunárne, s neobyčajne bohatým spektrom organických zvyškov (porov. Maheľ, 1957; Maheľ et al., 1963, 1967; Bystrický, 1979, 1982; Havrila a Buček, 1998). Dosahujú hrúbku 100–150 m.

Ako lokálne názvy sa, na rozdiel od medzinárodne platného a zaužívaného názvu dachsteinský vápenec, používajú termíny *tisovecký a furmanecký vápenec* (porov. Bystrický, 1982 a i.).

Názov *tisovecký* vápenec sa používa(l) v južnejších zónach Západných Karpát na označenie svetlého masívneho vápenca karnského veku. Za typovú lokalitu sa považuje tisovecký lom. Keďže sa ukázalo, že v tisoveckom lome nevystupujú karnské, ale takmer iba norické vápence, platnosť názvu tisovecký bola spochybnená a namiesto neho bol navrhnutý názov waxenecký vápenec (Krystyn et al., 1990).

Ponechanie termínu tisovecký vápenec je opodstatnené aspoň z troch dôvodov: a) je zaužívaný; b) v práci, v ktorej bol uvedený termín tisovecký vápenec, sa explicitne neuvádza, že typovou lokalitou je tisovecký lom, okrem toho, aj v z. cípe tisoveckého lomu sa preukázal vrchnokarnský vek vápenca (Krystyn et al., 1990, obr. 4), teda identický vek, aký sa uvádza pre waxenecký vápenec na typovom profile (l. c., obr. 2); c) waxenecký vápenec bol vymedzený v mürzalpskom príkrove v oblasti, kde v jeho nadloží vystupuje hallstattský vápenec, teda odlíšenie od nadložia, na rozdiel od silicika, nespôsobuje problémy.

Kartografické vymedzenie tisoveckého vápenca v Stratenskej hornatine by si vyžiadalo množstvo výbrusového materiálu presahujúce možnosti projektu. Staršie biostratigrafické údaje sú v mnohých prípadoch nespoľahlivé; udávajú sa rovnaké fosílie z tisoveckých i furmaneckých vápencov, došlo k zámenám lokalít (porov. Havrila a Buček, 1998), preto karnská časť vápencov na geologickej mape zostala väčšinou neodlíšená od norickej.

Ako uvádzajú Havrila a Buček (1998), tisovecký vápenec možno dobre vymedziť na tých miestach, kde v jeho nadloží sa vyskytujú panvové sedimenty norického stupňa. Taká oblasť sa nachádza z. a v. od kóty 1 051,5 (Belá), kde tisovecký vápenec vystupuje v nadloží dolomitov spodného karnu a v podloží doštianskeho vápenca, resp. „pestrej fácie doštianskeho vápenca" (d. b. 47, 80 a 81).

Podobne ako vo wettersteinskom vápenci, aj v tisoveckom vápenci sú zastúpené fácie rifového jadra a lagún. Prvú fáciu charakterizujú koraly, vápnité hubky, rozličné problematiká, druhú najmä dasykladálne riasy (Bystrický et al., 1982, s. 304; Bystrický a Jendrejáková, 1982). Tieto vápence sú organodetritické (lagunárna fácia) a organogénne (fácia rifového jadra), masívne, miestami s náznakmi vrstvovitosti, svetlej až bielej farby.

Bystrický et al. (l. c.) a Bystrický a Jendrejáková (l. c.) zistili nasledujúce spoločenstvo foraminifer (lok. č. 14–18, 20–22): *Agathammina* sp., *Agathammina austroalpina*, *Agathammina? iranica*, *Alpinophragmium perforatum*, *Ammobaculites* sp., *Austrocolomia* cf. *marschalli*, *Diplotremina* sp., *Diplotremina austrofimbriata*, *Diplotremina* cf. *placklesia*, *Duostomina* sp., *Duostomina*

alta, *Duostomina biconvexa*, *Duostomina magna*, *Duotaxis* sp., *Earlandinita* aff. *oberhauseri*, *Endothyra* sp., *Endothyra kuepperi*, *Endothyranella* sp., *Frondicularia* sp., *Frondicularia woodwardi*, *Glomospira* sp., *Glomospira kuthani*, *Glomospirella* sp., *Glomospirella* aff. *friedli*, *Involutina* sp., *„Involutina" eomesozoica*, *Involutina* cf. *gaschei*, *Involutina gaschei praegaschei*, *Involutina* aff. *impressa*, *Involutina* cf. *sinuosa oberhauseri*, *Involutina sinuosa pragsoides*, *Involutina sinuosa sinuosa*, *Involutina* cf. *tenuis*, *Involutina tumida*, *Involutina* ex gr. *gaschei*, *Nodosaria* sp., *Nodosaria ordinata*, *Ophtalmidium* sp., *„Ophtalmidium" chialingchiangense*, *Ophtalmidium triadicum*, *Planiinvoluta* sp., *Sigmoilina* sp., *Trochammina alpina*, *Variostoma* sp. Okrem toho zistili takéto spoločenstvo dasykladaceí (l. c., Bystrický, 1979): *Andrusoporella duplicata*, *Physoporella heraki* var. *heraki*, *Physoporella heraki* var. *tenuipora*, *Teutloporella herculea* a *Uragiella supratriasica*.

Uvedené spoločenstvo foraminifer a dasykladaceí (takmer identické so spoločenstvom tisoveckého vápenca Slovenského krasu in Bystrický, 1986) poukazuje na to, že jeho báza sa začína v najvyššom jule, prípadne v najspodnejšom tuvale a hornou hranicou siaha po bázu norického stupňa (doštiansky vápenec, furmanecký vápenec); (Bystrický et al., l. c., s. 304.; Bystrický a Jendrejáková, l. c.).

Z „furmaneckých" vápencov z tej istej oblasti (d. b. 10–13) sa zistilo nasledujúce spoločenstvo foraminifer (l. c.): *Agathammina* sp., *Agathammina austroalpina*, *Alphinophragmium* sp., *Alphinophragmium perforatum*, *Ammobaculites* sp., *Bispiranella subcarinata*, *Diplotremina* sp., *Diplotremina subangulata*, *Duostomina* sp., *Duostomina biconvexa*, *Duostomina magna*, *Duotaxis* sp., *Endothyra* sp., *Involutina* sp., *Involutina communis*, *„Involutina" eomesozoica*, *Involutina sinuosa oberhauseri*, *Involitina sinuosa pragsoides*, *Involutina sinuosa sinuosa*, *Involutina tumida*, *Involutina* ex gr. *gaschei*, *Ophthalmidium* sp., *Ophthalmidium* cf. *triadicum*, *Planiinvoluta* sp., *Planiinvoluta* sp. *Reophax* sp., *Tolypammina* sp., *Trochammina labasensis*, *Trocholina* sp., *Trocholina permodiscoides*, *Variostoma* sp., *Variostoma* aff. *Acutoangulata*. Zistilo sa aj spoločenstvo dasykladaceí (l. c.): *Heteroporella* sp., *„Macroporella" spectabilis*, *„Petrascula" stratenica*, *Teutloporella* sp.

Za bázu furmaneckého vápenca pokladá Bystrický (1973, 1986) objavenie dasykladaceí rodu *Heteroporella*, prípadne foraminifer druhu *Trocholina permodiscoides* (Bystrický, 1982; Bystrický a Jendrejáková, 1982). Na základe amonitov a dasykladaceí z lokality Dolka (l. c., Bystrický, 1986) a amonitov z lokality Gačovská skala (Maheľ, 1957b) sa usudzuje, že je v ňom zastúpený podstupeň alaun. Keďže nadložie furmaneckého vápenca v skúmanom území nie je známe, nepoznáme ani jeho hornú hranicu.

Podložím tisoveckého a furmaneckého vápenca v danej oblasti je dolomit spodného karnu, na miestach jeho neprítomnosti mürztalské vrstvy.

Vrchnotriasové panvové a svahové sedimenty

Do vrchnotriasovej karbonátovej platformy na niekoľkých miestach prstovito zasahujú, resp. celý vrstvový sled reprezentujú panvové a/alebo svahové sedimenty. Ide o reingrabenské bridlice a „mürztalské" vrstvy v karne a hallstattské, dešťanské, aflenzské a pötschenské vápence v noriku.

50 reingrabenské bridlice (vrchná časť spodného julu)

Hoci v pravom zmysle slova nejde o panvový či svahový sediment, predsa náhla sedimentácia tmavých až čiernych bridlíc, miestami s vložkami pieskovcov, v tomto období svedčí o vážnom zásahu do režimu sedimentácie podstatnej časti strednotriasovej karbonátovej platformy a o zmenách sedimentačného prostredia. Ich sedimentácia je odrazom významnej tektonickej a klimatickej udalosti, ktorá sa označuje ako „reingrabenský event".

49 „mürztalské" vrstvy (jul)

Ako mürztalské vrstvy ich označil Bystrický (1982). Tento názov zavedený pôvodne v Alpách je však chybný, pretože sa ukázalo, že „mürztalské vrstvy" z typovej lokality sú v skutočnosti zlambašské vrstvy norického veku.

Je preto potrebné nájsť pre takéto vrstvy zodpovedajúci ekvivalent, prípadne zaviesť nový názov. V mürzalpskom príkrove na Schneealpe a v silickom príkrove v Slovenskom krase v tomto horizonte a v obdobnej pozícii vystupujú leckogelské vrstvy (tmavé lavicovité vápence s polohami tmavých bridlíc), no vápence v nich majú vyložene plytkovodný charakter. Maximálne je možné uvažovať o „distálnej" fácii leckogelských vrstiev.

Vystupujú najmä v šupine Červeného štrosu. Reprezentujú ich tu tmavé, spravidla lavicovité vápence s polohami tmavých bridlíc, identickými s reingrabenskými bridlicami. Porovnateľné výskyty neveľkého rozsahu sú známe aj zo západného okraja obce Dedinky, kde pravdepodobne patria k šupine pod hlavnou masou stratenského príkrovu.

Boli známe už Maheľovi (1956, 1958, 1968), ale pôvodne ich chybne zaraďoval do anisu.

Typový profil sa nachádza na Vernárskych lúkach j. od sedla Kopanec, s. od hradskej do Hrabušíc. Podľa Bystrického (1982, s. 451) pozostávajú z dvoch polôh tmavých až čiernych lavicovitých vápencov oddelených tmavými bridlicami s polohami piesčitých „tufov" (prítomnosť tufov sa nepodarilo potvrdiť, iba pieskovcov podobných lunzkým; porov. Havrila, 1999). Spodná časť tmavých vápencov je bohatá na rohovce. Okrem hľúz sa vyskytujú aj niekoľko cm hrubé vrstvičky. Vrchná časť vápencov (nad bridlicami) obsahuje menej rohov-

cov a je faciálne pestrejšia. Vyskytujú sa tu polohy organodetritických a krinoidových vápencov s dasykladaceami (alodapické polohy) a polohy slieňovcov.

Z vápencov sú známe hojné výskyty konodontov, pomocou ktorých sa spoľahlivo preukázal ich karnský vek.

45 hallstattské vápence (norik)

O ich existencii v Stratenskej hornatine vedel už Bystrický (1982, s. 448, obr. 3), ale kartograficky ich vyčlenil iba čiastočne ako „colourful facies of the Dešťanky limestone", najmä vo vrcholovej časti kopca Belá (k. 1 051,5) 750 m jz. od Dešťaniek.

Hallstattský vápenec je však veľmi dobre odkrytý a ľahko prístupný aj v záreze známej lesnej cesty z Dolky na j. a jz. svahy k. Dešťanky, kde vystupuje medzi waxeneckým (tisoveckým) a tmavým dešťanským vápencom v takmer súvislom skalnom zárezе, vysokom miestami až niekoľko metrov, v dĺžke cca 250 m. Predstavuje to hrúbku cca 150–200 m.

Profil uvedených vrchnotriasových vápencov sa začína na jz. chrbte výšiny Dešťaniek, nad dolomitmi s polohou reingrabenských bridlíc vo výške 1 030 m. Obojstranný zárez lesnej cesty je ešte vo waxeneckom vápenci. Tidsať metrov od zárezu smerom na Dolku vápenec už má hallstattský charakter typu „massiger Hellkalk".*

Získali sa z neho konodonty *Norigondolella hallstattensis* a *Epigondolella spatulata* (vz. STR-25/B; určil Dr. L. Krystyn), ktoré poukazujú na vek lác 3. Ďalšia pozitívna vzorka (STR-24) bola odobraná o 100 m ďalej smerom k Dolke, v mieste, kde sa lesná cesta začína otáčať doľava okolo hlavného chrbta, rovnako z masívneho svetlého a ružovkastého mikritického vápenca. Z nej sa získal konodont *Epigondolella bidentata* (určil Dr. L. Krystyn), poukazujúci na mladší, sevatský vek vápenca na tomto mieste.

Ako uvádzajú Havrila a Buček (1998, s. 18), ďalšie stratigrafické údaje viazané na túto fáciu, ktoré neboli ešte publikované, získal J. Pevný (spoločný odber s J. Bystrickým v roku 1978) – z profilu Dešťanky zo svetlých vápencov vo vrchnej časti profilu: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER), *Metapolygnathus bidentatus* (MOSHER), *Hindeodella (Metaprioniodus) suevica* (TATGE), *Prioniodina (Cypridodella) muelleri* (TATGE), *Prioniodina excavata* MOSHER, *Diplododella magnidentata* (TATGE), *Theelia stellifera bistellata* KOZUR et MOCK;

---

* Podľa názoru rakúskych geológov Dr. Leina a Dr. Krystyna, s ktorými sme zárez navštívili v máji 2000, waxenecké vápence nie sú prítomné; s dolomitmi sa na zlome stýkajú priamo hallstattské vápence. Otázku bude treba preskúmať podrobnejšie, pretože Bystrický (1982) z blízkosti tejto lokality smerom na Dešťanky udáva nálezy karnských dasykladaceí.

z ?hallstattských vápencov j. od k. Belá zo vzorky 2/78: *Gondolella navicula* HUCKRIEDE, *Gondolella steinbergensis* (MOSHER), *Metapolygnathus bidentatus* (MOSHER), *Priscopedatus bartensteini* (DEFLANDRE et RIGAUD), *Prioniodina muelleri* (TATGE), *Calclamna nuda* (MOSTLER), *Theelia stellifera bistellata* KOZUR et MOCK, *Theelia simoni* KOZUR et MOCK, *Hindeodella (Metaprioniodus) suevica* (TATGE), *Achistrum* triassicum FRIZZELL et EXLINE. Vek podľa J. Pevného je spodný až stredný sevat.

Ružovkasté mikritické vápence podobné hallstattským sa nachádzajú aj na ďalších miestach Slovenského raja, kde sú rozšírené vrchnotriasové súvrstvia, ale tu sa len na jednom mieste podarilo preukázať, že ide o hallstattský vápenec. Ružovkasté vápence vystupujú spolu so svetlými, napríklad nad aflenzskými v úžine Tesnina z. od Matky Božej, kde tvoria polohy uprostred svetlých vápencov. Ide tu však prevažne o plytkovodné vápence typu dachsteinských vápencov, alebo silno drvené a rekryštalizované vápence, pri ktorých nie je možné určiť fáciu ani z výbrusu. Iba v zárezе lesnej cesty oproti vyústeniu bočného údolia Zadná Čirga (pri k. 610,0) v ružových mikritických vápencoch sa našiel konodont *Epigondolella slovakensis* (určil Dr. Krystyn), ktorý poukazuje na vek lác 3, ale súčasne aj na to, že ide o šošovku hallstattského vápenca. Zaujímavé je aj zistenie ružových mikritických vápencov sv. od Matky Božej (oblasť Smižianskeho lesa) v pozícii medzi aflenzskými a dachsteinskými vápencami.

Podobné je to aj v oblasti s. od Havranej skaly, kde na mnohých miestach vystupujú červené mikritické vápence pripomínajúce hallstattské, čo sa však nepodarilo potvrdiť ani mikrofaciálne, ani pomocou konodontov. Prekvapujúci je výsledok z oblasti Rovne 1 400 m sv. od Cigánky. V prípade ružových vápencov z nadložia tmavého vápenca považovaného za aflenzský sa tam síce mikroskopicky i nálezom konodontov potvrdil hallstattský typ fácie, ale vek vápencov je spodnoladinský. Do istej miery to spochybňuje aj predpokladaný norický vek podložných vápencov (na mape sme obe fácie oddelili zlomom).

44 dešťanské vápence (norik)

Takto pomenoval Bystrický (1982, s. 448) sekvenciu tmavých, miestami až čiernych, hrubo- alebo aj tenkolavicovitých vápencov s polohami sivých a červenosivých škvrnitých vápencov s náznakmi hľuznatosti, s charakteristickým „tree bark" zo žltej, červenej, zelenej a karmínovej farby na povrchu jednotlivých lavíc. Podľa neho v profile Dešťanky, ako aj v profile Kopa, vápenec leží priamo na tisoveckom vápenci, v profile Belá na pestrom vápenci, ktorý mu pripomína hallstattský vápenec. Túto informáciu možno dnes spresniť v tom zmysle, že dešťanský vápenec tu všade leží na hallstattskom vápenci, ktorého spodná časť, tzv. „massiger Hellkalk" je pre nezasväteného pozorovateľa ťažko odlíšiteľná od tisoveckého (waxeneckého) vápenca.

Situácia je veľmi podobná situácii v mürzalpskom príkrove v Mürztalských Alpách a na Schneealpe, kde je zastúpená sekvencia: wettersteinský dolomit, leckogelské vrstvy, waxenecký a hallstattský vápenec a zlambašské vrstvy (porov. Mandl, 1991; Mello, 1994, 1996). Dôležitá je skutočnosť, aplikovateľná aj na stratenský príkrov, že hallstattský vápenec možno rozdeliť na tri litologické celky: v spodnej časti je svetlý masívny vápenec (hallstattskej, nie waxenecko--tisoveckej fácie), v strednej masívny až hrubolavicovitý ružový až červený vápenec a v najvyššej časti je lavicovitý sivý až tmavý vápenec. Z tohto pohľadu je teda dešťanský vápenec ekvivalentom alebo tmavou varietou hallstattského vápenca.

Bystrický et al. (1982, tab. 3) z nich z lokalít 23–28 uvádzajú foraminifery: *Agathamina* sp., *Agathamina austroalpina*, *Ammobaculites* sp., *Austrocolomia* cf. *canaliculata*, *Austrocolomia* cf. *cordevolica*, *Calcitornella* cf. *baconica*, *Diplotremina* sp., *Endothyra* sp., *Endothyranella* sp., *Frondicularia* sp., *Frondicularia woodwardi*, *?Galeanella* sp., *Gaudryina triasica*, *Grillina* sp, *Involutina* cf. *liassica*, *Involutina minuta*, *Involutina* cf. *turgida*, *Lenticularia* sp., *Lingulina* cf. *placklensis*, *Nodosaria* sp., *Oberhauserella* sp., *Oberhauserella* cf. *rhaetica*, *Ophthalmidium* sp., *Ophthalmidium* aff. *lucidum*, *Ophthalmidium triadicum*, *Pachyploides* sp., *Planiinvoluta* sp., *Planiinvoluta carinata*, *Praeophthalmidium carpaticum*, *Tetrataxis* cf. *inflata*, *Trochammina* sp., *Trochammina alpina*, *Trochammina* cf. *tabasensis*, *Trocholina* aff. *permodiscoides*, *Turrispirillina* sp.

Makrofauna revidovaná Kochanovou v roku 1981 pochádza podľa Bystrického et al. (1982) z doštianskeho vápenca vystupujúceho v lesnej ceste idúcej z osady Dolka na Doštianky. Po revízii je makrofauna zastúpená druhmi: *Monotis* sp., *Monotis* cf. *rudis* GEMM. a *Halobia* sp. *Halorella amphitoma* určená Pevným (1963) podľa Bystrického et al. (1982) pravdepodobne pochádza z polohy krinoidového vápenca s brachiopódami. Konodonty sa Bystrickému et al. (1982) podarilo získať len z tejto polohy. Je to nasledujúca asociácia alaunu až sevatu: *Metapolygnathus bidentatus* (MOSHER), *Metapolygnathus posterus* (KOZUR et MOSTLER) a *Gondolella steinbergensis* (MOSHER).

Ako uvádzajú Havrila a Buček (1998, s. 19), ďalšie stratigrafické údaje, ktoré ešte neboli publikované, získal J. Pevný (spoločný odber s J. Bystrickým v roku 1978) z profilu Dešťanky z halorellových vápencov: *Theelia variabilis variabilis* ZANKL, *Fissobractites subsymetrica* KRISTAN-TOLLMANN, *Calclamna* sp.

Otázkou zostáva, aký je vzťah k aflenzskému vápencu, ktorý sa vymedzuje v geravskej štruktúre, resp. rozdiel oproti nemu. Oba vápence sú tmavosivé, panvové, norického veku, z oboch sa uvádza *Halorella amphitoma* a norické konodonty, sú veľmi podobné aj mikrofaciálne. Nie je vylúčené, že ďalším výskumom sa potvrdí, že ide o tú istú litostratigrafickú jednotku.

47 aflenzské vápence (norik)

V južnejšom (geravskom) čiastkovom príkrove v oblasti severných svahov Matky Božej a ďalej na Z v nadloží wettersteinských dolomitov sú známe tmavosivé až čierne vápence, v niektorých polohách preplnené čiernymi rohovcami. Medzi lavicami vápencov sa nájdu aj preplástky čiernych ílovitých a slienitých bridlíc. Pri vápencoch ide o mikrity a biomikrity s hojnými úlomkami tenkostenných lamellibranchiát, s foraminiferami, ihlicami húb a úlomkami krinoidov, ojedinele sa nájdu zrnká kremeňa.

Na základe nálezov lumachel *Halorella amphitoma* sa zaraďujú do norika (Maheľ, 1957c; Maheľ et al., 1963). Norický vek je dnes okrem toho preukázaný aj faunou konodontov. Havrila a Pevný (in Gross et al., 1999) zo sivých vrstvovitých vápencov s rohovcami z masívu Matky Božej získali asociáciu konodontov, okrem iného *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (HAYASHI), *M. bidentatus* (MOSHER), *M. abneptis* (HUCKR.), ktorá poukazuje na vek spodný až stredný sevat.

Uvedené vápence Bystrický (1972) označil ako aflenzské. Aflenzský vápenec v typovej oblasti predstavuje prechodnú svahovú fáciu medzi panvou a dachsteinským rifom s hojným organodetritom, dokonca s „patch" rifmi, teda skôr plytkovodnú, chýbajú turbidity (Lobitzer, 1975). Vo vertikálnom smere v nadloží aflenzského vápenca možno v Alpách nájsť buď dachsteinský vápenec, alebo zlambašské vrstvy (porov. napr. Mandl, 1993). V stratenskom príkrove poznáme iba prvý prípad – prechod do karbonátovej platformy.

Smerom na západ tieto vápence v tenkom pruhu pokračujú na južné svahy Zadného Turníka a potom šošovkovite na báze svetlých vápencov až do oblasti Rovne sv. od Cigánky. Takto sú znázornené aj na geologickej mape 1 : 50 000, list Hranovnica (Maheľ et al., 1963). Následne však, bez akéhokoľvek vysvetlenia, sú na mape 1 : 200 000 v oblasti Rovne znázornené ako tmavé pelsónske vápence (Bystrický in Fusán et al., 1963). Žiaľ, dve vzorky odobrané z týchto vápencov na konodonty boli negatívne a podľa mikrofácie (mikrit s prierezmi peliet, krinoidov a tenkostenných lastúrnikov) nemožno rozhodnúť, či ide o aflenzské alebo reiflinské vápence. O tom, že je tu zrejme odlišná situácia ako na Zadnom Turníku, svedčí skutočnoť, že v nadloží týchto tmavých vápencov nevystupujú svetlé masívne norické vápence, ale ladinské nádašské ružové mikritické vápence (pozri stať o nádašskom vápenci).

Hrúbka vrstiev je do 50 m.

46 pötschenské vápence, krinoidové vápence (norik)

Vyčlenil ich Havrila (in Havrila a Ožvoldová, 1996, s. 338; in Havrila a Buček, 1998, s. 8) v oblasti Ondrejiska a Spišského potoka. Podľa neho ide

o sivé a žltosivé, dobre zvrstvené (10–30 cm) ílovité, ?slabo metamorfované vápence s polohami ílovcov okrovej farby a s rohovcami. Uvádza z nich konodonty norika: *Metapolygnathus abneptis* (HUCKRIEDE), *M. spatulatus* (HAYASHI), *M. bidentatus* (MOSHER), *M. posterus* (KOZUR et MOSTLER), *Gondolella steinbegensis* (MOSHER). Časť týchto vápencov sa v minulosti zaraďovala do federatskej skupiny. Havrila (l. c.) uvažoval aj o možnej príslušnosti k turnaiku. Novšie ich zistil aj v oblasti Vyšnej záhrady, tu však zreteľne ako súčasť stratenskej sekvencie.

J u r a

Jurské horniny v nadloží vrchnotriasových sedimentov sa zachovali iba v obmedzenom rozsahu – známe boli na Geravách a j. od Lipovca (Maheľ, 1957b; Kullmanová, 1963); Rakús, 1967). Pri terajšej reambulácii sa zistili aj v mulde jv. od Štrbákovej.

41 tmavé vápence, slieňovce a bridlice

Uvedené horniny vo forme úlomkov v sutine možno nájsť na Geravskej planine v nadloží vrchnotriasových vápencov. O niečo priaznivejšia je situácia v oblasti j. od Lipovca, kde okrem úlomkov v sutine jz. od Cigánky možno nájsť aj náznaky odkryvov, najmä v mulde jz. od Lipovca a na v. svahoch výšiny k. 1 123,0. Okrem tmavých mikritických vápecov sú hojné aj tmavé krinoidové, krinoidovo-piesčité a rohovcové (spongolitové?) vápence. Ako ukázal orientačný mikroskopický výskum, je pravdepodobné, že mikritické vápence, slieňovce a bridlice reprezentujú panvový sediment, do ktorého bol turbiditovými prúdmi splachovaný materiál z plytších oblastí, predovšetkým krinoidové články a hojné úlomky brachiopód. V takomto prípade nie sú nič výnimočné ani krinoidové rohovcové vápence.

Odkryvy tmavých lavicovitých mikritických vápencov sa našli vo výmoľoch v mulde jz. od Štrbákovej.

40 pestré krinoidové vápence

Červenkavé krinoidové vápence sa našli len v podvrcholovej časti k. 1 123,0. V zle odkrytom teréne nebolo možné posúdiť, či ešte ide o alodapické, resp. sklzové polohy v predchádzajúcich vrstvách, alebo už definitívne prevláda plytkovodná sedimentácia. Podľa celkového charakteru sedimentov však pravdepodobne ide ešte o prvý prípad.

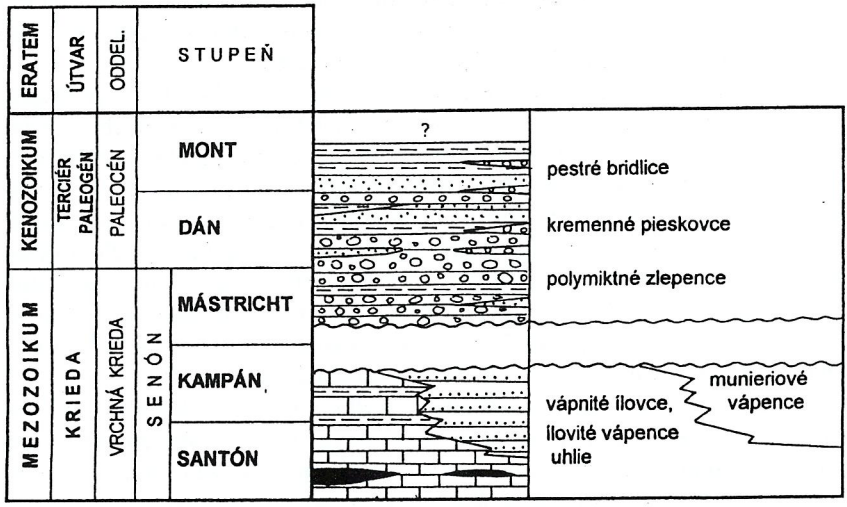
Kullmanová (1963) udáva zo svetloružových vápencov aj nálezy *Saccocoma*, ktoré môžu poukazovať až na malmský vek. Zastúpenie takýchto vápencov nie je vylúčené, ale nie v takom rozsahu, aby ich rozšírenie bolo možné znázorniť na geologickej mape.

„POTEKTONICKÉ ÚTVARY“

GOSAUSKÁ SKUPINA (obr. 11)

Z pôvodne rozsiahlych výskytov vrchnokriedových sedimentov porovnávaných s gosauskou skupinou Severných vápencových Álp sa v Západných Karpatoch zachovali iba neveľké relikty. Výskyty v Slovenskom raji (najmä okolie Dobšinskej ľadovej jaskyne) sú po Myjavskej pahorkatine (*brezovská skupina;* porov. Salaj et al., 1987) druhé najrozsiahlejšie v Západných Karpatoch. Kriedové zlepence gosauského typu sú tu nápadnou fáciou, ktorá vzbudila pozornosť geológov už v minulom storočí, keď si ju všimol Štúr (1867). Do súčasnosti sa im a ďalším fáciám (najmä tmavým ílovcom a munieriovým vápencom), či už priamo alebo okrajovo, venovalo množstvo prác (pozri ďalej).

Sedimenty gosauskej skupiny vystupujúce v širšom okolí Dobšinskej ľadovej jaskyne pozostávajú z dvoch litologicky zásadne odlišných súvrství: zo spodného, *sladkovodno-brakického súvrstvia* (tmavosivohnedé až sivé vápnité ílovce až silno ílovité vápence s polohami uhlia a svetlejšie detritické sladkovodné vápence s munieriami) v najvyššej časti už *morského súvrstvia* s foraminiferami a z vrchného, *pestrého súvrstvia* (polymiktných zlepencov s polohami pieskovcov a červených a zelených bridlíc).



Obr. 11 Litostratigrafická kolónka gosauskej skupiny (M. Havrila, 2000).

Podobné súvrstvia sú známe aj od opustenej horárne v Bielych vodách (odkryvy tmavých slieňovcov a bridlíc a vrtmi zistené konglomeráty).

Odlišný typ zlepencov vystupuje j. od Betlanoviec (pozri ďalej).

39 sladkovodno-brakické súvrstvie: vápnité ílovce, ílovité munieriové a onkolitové vápence (?spodný santón–spodný kampán)

Súvrstvie hnedých slienitých bridlíc, obsahujúcich makrofaunu drobných lastúrnikov a ulitníkov so slojčekmi lesklého hnedočierneho uhlia, opísal už Noth (1874) zo svahu pod vchodom do Dobšinskej ľadovej jaskyne neďaleko hradskej. Illés (1904) z tmavosivých, jemne bridličnatých vápnitých slieňovcov so slojčekom uhlia, ktoré pokladal za spodnotriasové, určil odtlačky pripomínajúce *Estheria minuta* von ALBERTI. V súvislosti so zlepencami Kettner (1951, str. 4) považuje hnedé slienité bridlice nájdené Nothom (1874) za vrchnokriedové. *Paleobellio lineata minutissima* (FRECH.), *Turitella* cf. *striata* PIC., a *Macrodontella lamellosa* (ASSMANN), ktoré určila Kochanová (1962 in Maheľ et al., 1963, s. 72) z lokality v. od vŕšku Kazateľňa (novšie Borovniak) a z lokality pri Dobšinskej ľadovej jaskyni, vyskytujúce sa v „tmavých slienitých bridliciach", považovaných za anis, pochádzajú z priestoru, kde sa vyskytujú súvrstvia vrchnej kriedy. Pri ich zhodnej litológii tak vzniká podozrenie, že aj tu ide o súvrstvie opísané Nothom (1874). Makrofauna drobných lamelibranchiát (dokumentačný materiál M. Rakúsa, odobraný roku 1967) z podobných hornín (t. j. z vápnitých ílovcov až ílovitých vápencov tmavosivohnedej farby) sa zistila aj zo sz. svahu kóty Kanzel (Kazateľňa, novšie Borovniak).

Neskôr Andrusov a Snopková (1976) na základe palynológie preukázali senónsky (spodný santón–vrchný kampán) vek súvrstvia tmavohnedých až sivých slieňov a vápnito-piesčitých ílovcov (t. j. súvrstvia litologicky zhodného so súvrstvím opísaným Nothom, 1874 atď.), vystupujúcich podľa nich v nadloží konglomerátov v zárezе cesty 350 m z. od hotela Ľadová jaskyňa. Na základe toho zlepence považujú za staršie, lebo podľa nich vystupujú v podloží opisovaného súvrstvia bridlíc. Súvrstvie sivých slieňov sa zistilo (Andrusov a Snopková, 1976; Samuel, 1977) aj v spodnej časti lúk s. od železničnej stanice.

Samuel (1977) z rovnakej litofácie a z rovnakej lokality ako Andrusov a Snopková (1976) získal spodnokampánsku asociáciu foraminifer.

Súvrstvie tmavosivohnedých vápnitých bridlíc a tmavosivohnedých ílovitých vápencov bolo nedávno (r. 1999) odkryté pri stavbe čističky odpadových vôd na svahu pod cestou pri chate Lesana a na lúke pri horárni jv. od Ostrej skaly. Jeho úlomkové odkryvy sa zistili aj na úpätí svahu v pruhu tiahnucom sa súvisle od hradskej po ústie Samalovej doliny a v pruhu tiahnucom sa po úpätí masívu Vyšnej záhrady od sedielka nachádzajúceho sa j. od Ostrej skaly až po lokalitu sladkovodných vápencov zistenú Bystrickým (1978). Pod chatou Lesana

(Schwarze vila) súvrstvie upadá na JV (smer a sklon vrstiev je 130–140/30°) pod súvrstvie zlepencov, ktoré zreteľne vystupujú vyššie na svahu v jeho nadloží. V čase dokumentácie súvrstvie bolo odkryté v hrúbke 3 m (pôvodne viac). Úplnú prevahu v ňom majú vrstvovité (s hrúbkou vrstiev 3–19 cm, prevažne 6–10 cm) tmavohnedosivé ílovité vápence s 1–20 cm hrubými polohami vápnitých ílovitých bridlíc približne rovnakej farby. Vápence majú rovné vrstvové plochy, sú bez organodetritu (sterilné mudstone) a bez dobre zreteľných sedimentárnych textúr. Možno pozorovať len ťažko zreteľnú jemnú planárnu laminációu. Sú nebioturbované. Vetraním nadobúdajú béžovú patinu. Vysušovaním sa rýchlo rozpadajú, čo konštatoval už Noth (1874). O podobných sedimentoch zistených v lome Gombasek to konštatujú aj Marschalko a Mello (1993). V súvrství na úlomkových odkryvoch sa zistili aj hrdzavo vetrajúce polohy tvorené karbonátovými pieskovcami (napr. pri vyústení Samalovej doliny). Na úpätí pod chodníkom j. od chaty Ruffini sa v odkope podarilo zopakovať nález hojnej drobnej, zle zachovanej makrofauny ulitníkov a lastúrnikov, ktoré uvádzal už Noth (1874).

V zárezе cesty idúcej po sz. úbočí masívu Vyšnej záhrady a v malom lome (resp. ?štôlni) nad touto cestou, t. j. v miestach, na ktorých Bystrický (1978) zistil výskyt vápencov s munieriami, je dobre zreteľné, že vápence s munieriami tvoria polohy v súvrství tmavohnedosivých ílovitých vápencov bez organodetritu (v sterilných mudstone), charakterizovaných v predchádzajúcom texte. Na týchto miestach sú ílovité vápence zreteľne čistejšie (menej ílovité) ako pri chate Lesana. Vápence s munieriami tvoriace 1–35 mm hrubé polohy sú svetlejšie. Sú to detritické vápence s veľkosťou zrna frakcie strednozrnného piesku. Niekedy tvoria len spodnú (napr. 35 mm hrubú) časť vrstvy, pričom pomerne náhle, takmer ostro, prejdú do kalového ílovitého vápenca tvoriaceho vrchnú (napr. 25 mm hrubú) časť vrstvy. Inokedy detritické vápence tvoria celú vrstvu (do 30 mm). V niektorých prípadoch je pomerne zreteľná normálna gradácia s prechodom do paralelnej laminácie vo vrchnej časti. Pomerne časté sú aj prípady, keď svetlé zrnité polohy hrubé 1–3 mm tvoria niekoľko polôh – lamín – v rámci jednej vrstvy (hrubej 30–50 mm), pričom sa striedajú s tmavosivohnedými až čiernohnedými bituminóznymi kalovými ílovitými vápencami, do ktorých boli preplavené. Sladkovodné riasy *Munieria grambasti* BYSTRICKÝ sú viazané na polohy detritických vápencov, ktoré sú zreteľnými redepozitmi.

Sedimentačné prostredie tmavohnedosivých nebioturbovaných ílovitých vápencov, do ktorého boli munierie splavené, bolo napriek tomu, že sa v ňom zistili len sladkovodné organizmy, pravdepodobne brakické. Svedčia o tom polohy uhlia zistené Nothom (1874). Illés (1904) uvádza, že uhlie sa v malej štôlni aj ťažilo. Uhlie vo vrchnokriedových (santónsko-kampánskych) sedimentoch sa nachádza napr. v Bakonskom pohorí, kde prevládajú sladkovodné a brakické vrstvy. Mello a Snopková (1973) z gombaseckého lomu v podobných sedimentoch nezistili mikroplanktón zo skupiny *Dinoflagellata*. Na základe toho

predpokladajú, že sedimentácia tmavých bridlíc neprebiehala v morskom prostredí. Podľa spoločenstva palynomorf usudzujú na tropickú a pomerne vlhkú klímu. Výskyt foraminifer (Samuel, 1977) v najvyššej časti súvrstvia, tesne pod zlepencami pri Dobšinskej ľadovej jaskyni, možno vysvetliť začínajúcimi sa ingresiami mora. Nebioturbovanosť súvrstvia, jeho bituminóznosť, temer úplná neprítomnosť fosílií a výskyt pyritizovaných jadier foraminifer poukazujú na anoxické prostredie.

Toto súvrstvie na povrchu vystupuje ešte pri horárni Biele vody (Múčková, 1989; Ballayová, 1989; Hovorka et al., 1990; Ivan, 1997) na úpätí svahu Geráv, pravdepodobne v dôsledku spätného prešmyku pod masami vrchnotriasových vápencov Geráv. Už predtým sa zistilo vrtným prieskumom (Antaš et al., 1960), ale považovalo sa za spodnotriasové. Ďalší najbližší výskyt je pri Betlanovciach (Maheľ in Maheľ et al., 1963, s. 87) v nadloží vernárskeho príkrovu. Zdá sa, že súvrstvie je sčasti litologicky podobné čiernoluckému súvrstviu, zistenému vrtom v podloží terciérnej výplne Lučenskej kotliny. Skúmali ho Klubert et al. (1986) a Gašpariková (1986), ktorá v ňom zistila a spracovala spoločenstvá vápnitej nanoflóry a planktonických foraminifer kampánu.

Vrstvy sladkovodných vápencov s munieriami (*Munieria grambasti* BYSTR.) sú súčasťou súvrstvia tmavohnedých vápnitých bridlíc a silno ílovitých vápencov s polohami uhlia. Pri Dobšinskej ľadovej jaskyni ich zistil Bystrický (1978) a zaradil ich do spodnej kriedy.

Mišík a Sýkora (1980) v zlepencoch odkrytých v zárezе železnice na stanici Dobšinská ľadová jaskyňa zistili prítomnosť sladkovodných ílovitých vápencov (hlavne biomikritov, menej mikritov a biopelmikritov, ojedinele biosparitov a biointrasparitov) so sladkovodnými riasami (okrem iných *Characeae,* ojedinele aj s *Munieria grambasti* BYSTRICKÝ), s onkoidmi modrých rias, ostrakódami, rhaxami, lastúrnikmi a gastropódami. Vápence podľa nich sedimentovali v jazernom, lokálne možno aj brakickom prostredí, miestami v extrémne plytkých pomeroch.

Pravdepodobným zdrojom spomenutých obliakov je súvrstvie sivých a hnedastých vápencov obsahujúcich sladkovodné riasy *Munieria grambasti* BYSTR., ktoré Bystrický (1978) opísal zo sz. úpätia kóty Vyšná záhrada. Palynologický rozbor z uvedených obliakov sladkovodných vápencov, ktorý vypracovala Snopková (in Mišík a Sýkora, 1980), preukázal ich senónsko-paleogénny vek. Mišík a Sýkora (1980) na základe toho a tiež na základe prác Andrusova a Snopkovej (1976) a Samuela (1977) predpokladajú, že sladkovodné vápence sú predspodnosantónske, t. j. sedimentovali v koňaku, nanajvýš v turóne, ešte pred sedimentáciou zlepencov.

38 polymiktné zlepence, červené pieskovce, bridlice (a) (?mástricht–?paleocén)

Mladšími sedimentmi vrchnej kriedy sú polymiktné zlepence s vložkami pieskovcov a pestrých bridlíc.

Kriedové konglomeráty v okolí Dobšinskej ľadovej jaskyne sa vyskytujú v pruhu jz.-sv. orientácie. Najzápadnejší výskyt leží cca 2,5 km jz. od železničnej stanice, najvýchodnejší výskyt je v oblasti Krivian, cca 350 m sv. od jazera. Najväčšie rozšírenie majú v oblasti medzi osadou Dolka a chatovou osadou na S od Dobšinskej ľadovej jaskyne.

Známe boli už Illésovi (1903, 1904), ktorý ich považoval za terciérne, a teda za mladšie ako sivé slienité bridlice. Oppenheimer (1931) zlepencom pripísal paleogénny (eocénny) vek. Kordiuk (1941) zo súvrstvia červených bridlíc, vystupujúcich v zárezе železnice asi 2 km z. od železničnej stanice Dobšinská Ľadová Jaskyňa, opísal apofýzovite trčiaci, silno zvetraný serpentín, bloky gabra[1] a iných zelených hornín, ktoré nepochybne považoval za spodnotriasové (podľa súčasných znalostí by teda najpravdepodobnejšie malo ísť o súvrstvie vrchnej kriedy). Za paleogénne považoval tieto zlepence aj Schönenberg (1948), rovnako Kamenický (1951, s. 15, tab. V; eocénne). Oppenheimer (1931) opísal zo zárezu železnice (19,3 km) z. od stanice Dobšinská Ľadová Jaskyňa červené a zelené bridlice, ktoré považoval za verfénske. Kettner (1951) zastával názor, že sú slienité a sú súčasťou súvrstvia, ku ktorému patria zlepence (dokladá to litologickým profilom dokumentovaným v. od stanice, v ktorom sa obe fácie striedajú), t. j., že sú vrchnokriedového (senónskeho) veku. Na základe obliakovej analýzy preukázal, že zlepence sú mladšie ako neokóm. Nález lastúrnika *Myophoria costata* ZENK, ktorý z tejto lokality (t. j. z výkopu pre pilier viaduktu na 18,9 km železničnej trate Červená skala – Margecany) uvádza Oppenheimer (1931), dokladá skutočne aj výskyt bridlíc spodného triasu. Je preto ťažké rozhodnúť, či bridlice na 19,3 km sú spodnotriasové, alebo či na spodnom triase ako súčasť vrchnej kriedy ležia. Z červených a zelených ílovitých, resp. slienitých piesčitých bridlíc tvoriacich vložky v konglomerátoch vystupujúcich v zárezе železničnej stanice Scheibnerová (1960) okrem hojných rádiolárií získala aj chudobnú asociáciu foraminifer, ktorú pokladala skôr za paleogénnu ako kriedovú. Andrusov (1959, s. 333) uvažoval o eocénnom veku zlepencov a neskôr (1965, s. 246) zlepence z okolia Dobšinskej ľadovej jaskyne začlenil ku kluknavskému vývoju bazálneho paleogénu.

Z novších prác o veku zlepencov spomenieme prácu Andrusova a Snopkovej (1976), ktorí na základe ich vystupovania v podloží sivých slieňov stredného senónu (l. c., s. 243) uvádzajú vek spodný santón–vrchný kampán (l. c., s. 243), koňak–santón (l. c., obr. 1) a ?santón–?koňak (l. c. obr. 2, 3). Samuel (1977) na základe prítomnosti zlepencov v podloží sivých slieňov, pre ktoré určil vek

---

[1]Kamenický (1951, s. 15) tvrdí, že v skutočnosti ide o typické eocénne zlepence s bohatým materiálom gemeridného hadca. Hovorka et al. (1990) informujú, že v roku 1987 bol tento odkryv pri úprave železničnej trate zasypaný.

spodný kampán, usudzuje, že ich sedimentácia sa začala najpravdepodobnejšie v santóne. Mišík a Sýkora (1980) uvažujú o zlepencoch santónu. Všetky tieto novšie úvahy o veku zlepencov vychádzajú z predpokladu, že ležia v podloží súvrstvia sivých slieňov s foraminiferami a palynomorfami. Tento predpoklad sa však ukázal ako nesprávny.

Komplexný rozbor obliakového materiálu zlepencov (staršie poznatky v tomto smere pochádzajú od Oppenheimera, 1931; Kamenického, 1951; Kettnera, 1951; Salontayovej a Varčekovej in Maheľ, 1957b) z „klasickej" lokality pri železničnej stanici Dobšinská Ľadová Jaskyňa urobili Mišík a Sýkora (1980). V obliakovom materiáli zistili aj polymiktné brekcie a drobnozrnné zlepence (s častými intraklastmi sladkovodných vápencov s characeami), ktorých vápnitý tmel je analogický ako v prípade sladkovodných sedimentov. Svedčí to o tom, že drobnozrnné zlepence sú najpravdepodobnejšie mladším (sčasti súčasným) sedimentom ako sladkovodné vápence, sedimentujúcim ešte v tom istom bazéne v rovnakom prostredí, a zároveň sú starším sedimentom ako morské zlepence, do ktorých boli redeponované spolu s obliakmi sladkovodných vápencov zistených Mišíkom a Sýkorom (1980). Na základe spektra hornín zastúpených v obliakovom materiáli zostavili v súčasnosti už denudovanú sukcesiu jury silicika Stratenskej hornatiny. Jej malmsko-titónska časť už bola plytkovodná, s neustálou tendenciou splytčovania až s predpokladaným vynorením po titóne. Táto tendencia je pravdepodobne prejavom začiatku štrukturalizácie (násunu) silicika. V rozbore obliakového materiálu pokračovala Múčková (1989). Zistila, že dávno známe rádiolarity zastúpené v obliakovom materiáli sú ladinského (vrchnofasanského až vrchnolongobardského) a tiež dogersko-spodnomalmského (vrchnobajocko-oxfordského) veku. Na základe toho a tiež na základe mikrofaciálneho vývoja aspoň ich časť (triasové rádiolarity) stotožnila s rádiolaritmi meliatika. Ďalšie typy karbonátových hornín známych z meliatika tu zistila Ballayová (1989). K meliatiku možno zaradiť aj horniny kompletnej ofiolitovej sekvencie, ktoré v obliakovom materiáli preukázal Ivan (1989, 1997). Hovorka et al. (1990) konštatujú prítomnosť dvoch typov konglomerátov v pestrom súvrství senónu: 1. typ – polymiktný, s prevahou vápencov nad ostatnými typmi hornín, 2. typ – pod ním podľa Ivana (1997) ešte vystupujú preplavené(?), silno tektonizované serpentinity a červené pelitické bridlice, pôvodne považované za verfénske súvrstvie; je výrazne červenej farby, s absolútnou prevahou serpentinitového materiálu.Tento typ sa vyskytuje v podobe viac-menej súvislého pruhu v blízkosti významnej zlomovej štruktúry jz.-sv. smeru obmedzujúcej toto súvrstvie zo severu. Oba typy zlepencov aj ich priestorové rozloženie boli známe už Kamenickému (1951), Salontayovej a Varčekovej (in Maheľ, 1957b), najmä však Kettenerovi (1951), ktorý zlepence s prevahou serpentinitového materiálu považoval za bazálne.

Kettner (1951) predpokladal, že ide o kontinentálne vrstvy. K tomu sa priklonil aj Maheľ (1957b), ktorý neskôr (in Maheľ et al., 1963, s. 87) súvrstvie považoval za molasoidnú formáciu azda vrchnokriedového veku. Morské prostredie sedimentácie zlepencov na základe zistenia prítomnosti rádiolárií a foraminifer z polôh bridlíc v zlepencoch zo zárezu železnice predpokladala Scheibnerová (1960). Akceptoval to Andrusov (1965). Samuel (1977) na základe červeného sfarbenia a nedostatočného vytriedenia materiálu predpokladá, že zlepence sú kontinentálneho pôvodu, kým vyššie členy (t. j. sivé bridlice) sú morského pôvodu. Samuel (1977) na základe prítomnosti paleozoických (resp. mladších) hornín typických pre gemerikum uvažuje o sedimentácii súvrstvia v úzkom žľabe tiahnucom sa pozdĺž severného okraja spišsko-gemerskej kordiliery (Samuel, 1973) alebo v priečnych depresiách cez elevačné pásmo tejto kordiliery. Na dlhšie trvajúce zvetrávanie sutiny pred jej splavením poukazujú Mišík a Sýkora (1980) na základe Liesegangových kruhov zistených na úlomkoch rádiolaritov, pričom zlepence považujú za kontinentálne. Hovorka et al. (1990) zistili aj obliaky opálov so zvyškami serpentinitov, poukazujúcich podľa nich na intenzívne zvetrávanie serpentinitov v aridných podmienkach. Podľa nich na to poukazuje aj červená farba zlepencov 2. typu, spôsobená impregnáciou oxidov železa pri ich sedimentácii.

Dlhodobo je známe, že v zlepencoch sa vyskytujú obliaky pestrej škály hornín. Je pomerne dobre identifikované, z ktorých tektonických jednotiek bol obliakový materiál redeponovaný.

Jednotný názor panuje na pôvod melafýrov, resp. vápenato-alkalických bazaltov z ipoltickej skupiny hronika, t. j. bývalého chočského príkrovu. Tento názor vyjadrili napr. Kamenický (1951), Salontayová a Varčeková in Maheľ (1957b) a Ivan (1997). Možno predpokladať, že taký názor mal aj Kettner (1951), ktorý sa vyjadril len o ich veku.

Podobne jednotný názor panuje na pôvod serpentinitov. Kettner (1951) za ich zdroj považuje teleso serpentinitu pri Čuntave, Kamenický (1951) gemeridné hadce, Salontayová a Varčeková (in Maheľ, 1957b) hadce severogemeridného verfénu. Tieto horniny, resp. lokality sa dnes bezvýhradne zaraďujú k meliatiku. Ivan (1989, 1997) a Hovorka et al. (1990) preukázali zastúpenie hornín kompletného ofiolitového profilu, pričom predpokladajú, že ich zdrojom bolo meliatikum.

Rádiolarity z týchto zlepencov uvádzajú napr. Salontayová a Varčeková (in Maheľ, 1957b), Kettner (1951), Mišík a Sýkora (1980), Ivan (1989), Hovorka et al. (1990) a Múčková (1989). Mišík a Sýkora (1980), v zhode s väčšinou starších prác, pestré rádiolarity považovali za jurské (vrchnodogersko-najspodnejšomalmské) a za ich zdroj pokladali stratenskú sekvenciu, v súčasnosti zaraďovanú k siliciku. Múčková (1989) na základe určení rádiolárií (Kozur in Múčková, 1989) preukázala, že pestré, hlavne hnedočervené, ale aj červené rádiolarity sú

vrchnobajocko-oxfordského veku (tie podľa nej pochádzajú pravdepodobne zo stratenského príkrovu), ale aj vrchnofasansko-vrchnolongobardského veku (tie považuje za meliatské).

Ballayová (1989) a Múčková (1989) predpokladajú, že biele a sivé kryštalické vápence a tmavosivé hrubokryštalické vápence pravdepodobne aniského veku, ktoré zistili v zlepencoch, sú metamorfované vápence meliatského typu.

Za potenciálny zdroj klastického materiálu zlepencov Kettner (1951) považoval aj federatskú sériu. Je otázne, či spomenuté metamorfované vápence nepochádzajú práve z tejto série.

Celá škála hornín vystupujúcich v zlepencoch bola zaradená k paleozoiku. Mišík a Sýkora (1980) k nemu zaradili napríklad kryštalické vápence so sideritom a tiež metakvarcity. Za ich najpravdepodobnejší zdroj možno považovať gemerikum. Podobná úvaha platí aj pre kryštalinické zelené bridlice a porfyroidy, ktoré uvádzajú Mišík a Sýkora (1980).

Najpestrejšou škálou hornín sú karbonáty. Tie sa z dnešného pohľadu zaraďujú bezvýhradne do silicika. Kamenický (1951) predpokladal, že karbonátové horniny pochádzajú z muránskej série. Salontayová a Varčeková (in Maheľ, 1957b) uvažovali, že stredno- a vrchnotriasové svetlé vápence mezozoika pochádzajú zo Stratenskej hornatiny, resp. zo severogemeridnej oblasti. Mišík a Sýkora (1980) usúdili, že pochádzajú zo silicika Stratenskej hornatiny. Podobne uvažovala aj Ballayová (1989), podľa ktorej väčšina triasových obliakov zodpovedá fáciám silicika.

Jedinou výnimkou v úvahách o zdroji karbonátov je práca Salontayovej a Varčekovej (in Maheľ, 1957b), ktoré časť vápencov považovali za podobné hlavne malmským vápencom krížňanskej jednotky.

Ďalšie typy hornín, napr. kremence (Salontayová a Varčeková in Maheľ, 1957b; Kettner, 1951; Hovorka et al., 1990), granitoidy (Hovorka et al., 1990), fylity (Múčková, 1989) a pieskovce (Hovorka et al., 1990), nemajú potrebnú výpovednú hodnotu na určenie tektonickej jednotky ako ich zdroja.

K zdroju obliakov zastúpených v zlepencoch sa vyjadrili aj Hovorka et al. (1990). Tvrdia, že výskyty ofiolitových hornín v okolí Dobšinskej ľadovej jaskyne neprichádzajú do úvahy ako zdroj tejto, takmer kompletnej ofiolitovo-rádiolaritovej suity. Tvrdia, že zdrojom bolo územie, ktoré už prešlo zložitým geologicko-tektonickým vývojom, a je veľmi pravdepodobné, že takýmto územím mohla byť melanž (pravdepodobne salinárna) patriaca k meliatiku. Zároveň tvrdia, že prítomnosť hornín zaradených k meliatiku v zlepencoch je dokladom toho, že tektonické okná, v ktorých boli obnažené komplexy meliatskej jednotky, existovali už pred vrchnou kriedou. Nevylučujú, že veľká pestrosť obliakového materiálu je spôsobená značným rozsahom znosovej oblasti, a teda ide o vzdialené zdroje.

Záverom možno zhrnúť, že preukázaným zdrojom obliakov sú tektonické jednotky hronika, gemerika, meliatika a silicika, pričom sa uvažovalo ešte s veporikom (krížňanský príkrov, federatská séria). Vzhľadom na to, že všetky dnes známe výskyty gemerika a meliatika sa nachádzajú vo vzdialenosti do 50 km od študovaných zlepencov (a aj ďalšie uvažované jednotky sa vyskytujú v tejto, ba v podstatne menšej vzdialenosti, t. j. do 10 km), a vzhľadom na to, že vo vrchnej kriede podľa súčasných poznatkov bola príkrovová stavba viac-menej zakončená, možno konštatovať, že znosová oblasť je vymedzená týmto areálom.

Kettner (1951) upozornil na strmý sklon vrstiev, a teda na tektonicky zložitú stavbu (intenzívnve zvrásnenie konštatuje aj Kamenický, 1951) formácie pravdepodobne senónskeho veku, ktorú prirovnáva ku gosauským vrstvám rakúskych Álp. Podľa Kettnera (1951) medzi senónom a paleogénom nastal spätný násun (nasunutie na muránsku sériu na JV – konštatuje aj Kamenický, 1951), pri ktorom sa vrchná krieda zavrásnila. Predpokladal, že súvrstvie zrejme tvorí úzku synklinálu zavrásnenú do wettersteinských vápencov. Maheľ (1957b, s. 67) predpokladal, že súvrstvie vzniklo v terénnych depresiách na verfénskych bridliciach a dolomitoch pravdepodobne pred laramským vrásnením. Na viazanosť sedimentov vrchnej kriedy na rozhranie čiastkových tektonických jednotiek s náznakmi menšieho juhovergentného prešmyku severnejšej, glackej jednotky cez toto súvrstvie upozornil Maheľ (1986). Dovtedajšie výskumy zhrnuli Hovorka et al. (1990), keď konštatujú, že pestré súvrstvie pri Dobšinskej ľadovej jaskyni sa chápalo ako relikt malej izolovanej potektonickej panvy vrchnokriedového (dávnejšie paleogénneho) veku. V nej rýchlo sedimentoval materiál z tých tektonických jednotiek, ktoré aj v súčasnosti vystupujú v širšom okolí Dobšinskej ľadovej jaskyne. Podľa Hovorku et al. (1990, s. 521) 2. typ zlepencov, ktoré vyčlenili, sa vyskytuje v podobe viac-menej súvislého pruhu v blízkosti významnej zlomovej štruktúry jz.-sv. smeru, obmedzujúcej toto súvrstvie zo severu. Ivan (1997, s. 31) túto líniu charakterizuje v zhode s Maheľom (1986) ako tektonickú líniu sv.-jz. smeru, oddeľujúcu geravskú a glackú čiastkovú tektonickú jednotku mezozoika Slovenského raja, a tvrdí (l. c., s. 28), že existencia tejto línie viedla Hovorku et al. (1990) k predpokladu, že vrchná krieda v okolí Dobšinskej ľadovej jaskyne môže byť zvyškom rozsiahlej formácie vystupujúcej z podložia. Podľa neho (l. c., s. 28) nie je vylúčené, že táto formácia podstiela minimálne glackú čiastkovú tektonickú jednotku. V podobnej pozícii, t. j. na rozhraní tektonických jednotiek na línii tvoriacej južné obmedzenie geravskej jednotky, vystupuje vrchná krieda pri horárni Biele vody.

Kettner (1951) tvrdí, že pri stavbe železnice na viacerých miestach sa zistilo, že zlepencová formácia spočíva na triasových horninách muránskej série diskordantne (napr. 75,3 km, 74,7–74,8 km, 73,8 km). Tento jav je ešte aj v súčasnosti pozorovateľný v záreze cesty s. od Ostrej skaly. Okrem toho je známe, že sedimenty vrchnej kriedy prenikajú formou neptunických dajok do vrchnotria-

sového podložia silicika Stratenskej hornatiny. [Zo zárezu cesty Dobšinská ľadová jaskyňa – Stratená pri odbočke na Hrabušice je už dlho známa ?neptunická dajka vyplnená červenými bridlicami a pieskovcami sprevádzanými sivými bridlicami, ktoré ako polohu bridlíc vo vápencoch triasu opisuje Maheľ (1957c, s. 209). Novšie nálezy neptunických dajok vyplnených červenohnedými pieskovcami sa zistili na severných svahoch masívu Vyšnej záhrady]. To všetko, spolu so zistením Mišíka a Sýkoru (1980), že v sladkovodných vápencoch a tiež v drobnozrnných zlepencoch tvoriacich obliaky v zlepencoch vystupujúcich v zárezе železnice sa vyskytujú zrná chrómspinelidu, a spolu s nálezom klastu serpentinitu (Ballayová, 1989) v slienitých bridliciach vystupujúcich pri horárni jv. od Ostrej skaly, svedčí o tom, že sedimenty vrchnej kriedy pri Dobšinskej ľadovej jaskyni sedimentovali na hotovej príkrovovej stavbe, a nie naopak, teda že príkrovová stavba vznikla až po usadení vrchnej kriedy, ako to tvrdia Hovorka et al. (1990). Ešte evidentnejší je tento fakt v okolí Betlanoviec, kde obdobné sedimenty jednoznačne ležia na vernárskom príkrove. Aj fakt, že denudačné zvyšky sedimentov vrchnej kriedy ležia na viacerých tektonických jednotkách, považujú Mišík a Sýkora (1980) za dôkaz sedimentácie vrchnej kriedy na dokončenej príkrovovej stavbe. Pozíciu súvrstvia pri Dobšinskej ľadovej jaskyni, resp. pri Betlanovciach, ako transgresívnu či diskordantnú vo vzťahu k vernárskemu príkrovu a čiastkovým tektonickým jednotkám mezozoika Stratenskej hornatiny hodnotia okrem Kettnera (1951) aj Maheľ (in Maheľ et al., 1967, s. 303), Mišík a Sýkora (1980) a Mello in Filo et al. (1994).

Skutočnosť, že zlepence vrchnej kriedy vystupujú ešte pri horárni Biele vody, možno tvrdiť na základe zloženia obliakov vynesených na povrch vyvieračkou (Hovorka et al., 1990). Tento údaj dopĺňa výsledky vrtného prieskumu, ktorý urobili Antaš et al. (1960). Obliaky z vrchnokriedových zlepencov sa našli na povrchu na viacerých miestach v priestore medzi Bielymi vodami a horárňou Biele vody. Nebolo však možné posúdiť, či nie sú dovezené. Novým údajom z lokality medzi kótami Medvedia hlava a Dubnica je zistenie hnedočervených pieskovcov s polohami drobnozrnných pestrých zlepencov, litologicky zhodných s pieskovcami vrchnej kriedy vystupujúcej v okolí Dobšinskej ľadovej jaskyne, v rovnakej pozícii, ako vystupuje pri horárni Biele vody, t. j. pod spätne prešmyknutými karbonátmi silicika. Rovnakými pieskovcami sú vyplnené aj neptunické dajky zistené na severných svahoch masívu Vyšnej záhrady. Zlepence sa teda vyskytujú nielen na línii oddeľujúcej geravskú a glackú jednotku (t. j. pod glackou jednotkou, ak rátame so spätnými násunmi), ale aj na línii oddeľujúcej geravskú jednotku od paleozoika (t. j. pod geravskou jednotkou). Výskyt podobných zlepencov je známy aj pri Betlanovciach (Maheľ in Maheľ et al., 1963, s. 87). Ďalšie výskyty silno deformovaných zlepencov menšieho rozsahu boli zaznamenané v blízkosti menších paralelných spätných prešmykov (napr. 250 m východne od sedla Kopanec; Mello, ústna informácia).

Minimálny rozsah sedimentačného priestoru vrchnokriedových súvrství je naznačený veľkosťou areálu, na ktorom vystupujú. Známe sú z rozhrania geravského a glackého príkrovu v úseku Borovniak – Štrbákova dolina, z rozhrania geravského príkrovu a paleozoika severogemeridnej jednotky v úseku Biele vody – Medvedia hlava a z nadložia vernárskeho príkrovu pri Betlanovciach. Či tieto zvyšky pochádzajú z jedného bazénu, alebo tu bolo viac aspoň sčasti izolovaných bazénov pretiahnutého tvaru viazaných na línie spätných prešmykov, nie je známe. Rozdielne petrografické zloženie zlepencov pri Dobšinskej ľadovej jaskyni a zlepencov pri Betlanovciach, ktorých obliakovú analýzu z južných svahov Betlanovskej doliny severne od lokality Kukurovec urobili Siráňová a Filo (1999), môže svedčiť v prospech oddelených bazénov.

Záverom možno vysloviť názor, že najpravdepodobnejší sled hornín gosauskej skupiny je takýto (odspodu): a) súvrstvie ?spodnosantónsko-spodnokampánskeho veku pozostávajúce zo sladkovodných vápencov s munieriami a tmavosivohnedých až sivých bridlíc s polohami uhlia, v najvyššej časti s foraminiferami spodného kampánu a palynomorfami spodného santónu–vrchného kampánu; b) súvrstvie ?mástrichtu–?paleocénu tvorené pestrými zlepencami s polohami červených a zelených bridlíc s foraminiferami.

V minulosti sa uvádzal opačný sled. Vzniklo to v dôsledku prevrásnenia sedimentov vrchnej kriedy a hodnotenia situácie na základe pozorovania jediného odkryvu (Andrusov a Snopková, 1976; Samuel, 1977), na ktorom je prevrátený vrstvový sled. Tento pohľad sa premietal do všetkých ďalších prác, čo vplývalo najmä na hodnotenie veku zlepencov. Dovtedy, s výnimkou Kettnera (1951), všetci zaraďovali zlepence do terciéru.

Súčasný pohľad vychádza z regionálnejšieho pohľadu premietnutého do kartografického podkladu,[2] a najmä z nálezu obliakov sladkovodných vápencov (Mišík a Sýkora, 1980) v zlepencoch a zo zistenia, že sladkovodné vápence sú redepozity.

Blokovité zlepence (b) (? mástricht – ? paleocén)

Hrubozrnné až balvanovité (miestami aj strednozrnné) petromiktné zlepence zložené z obliakov, balvanov až blokov vápencov, dolomitov, pieskovcov, bridlíc a bázických vulkanitov veľkosti do 700 mm sa vyskytujú jz. od Betlanoviec a Hrabušíc v nadloží dolomitov a vápencov vernárskeho príkrovu. Dosahujú hrúbku okolo 100 m.

---

[2] Konglomeráty, resp. iné sedimenty, dnes zaradené k vrchnej kriede, z okolia Dobšinskej ľadovej jaskyne kartograficky znázornili Schönenberg (1948), Kamenický (1949; in Kamenický, 1951), Maheľ (1957a), Andrusov (in Andrusov a Snopková, 1976), Bystrický (1982) a Havrila (in HAVRILA a Buček, 1998, 2000).

Materiál je pomerne slabo opracovaný (∅ 3,2°, bez výraznejšieho rozdielu medzi jednotlivými litologickými typmi). Najhrubšiu frakciu tvoria vápence, horniny permu dosahujú menšie rozmery. Zriedkavo až ojedinele sa vyskytujú silicity, kremence a slabo opracovaný (až úplne ostrohranný) biely žilný kremeň. Najväčšie zastúpenie majú obliaky čepeľovitých tvarov, o niečo menej časté sú izometricko-čepeľovité, izometricko-diskovité, izometricko-vretenovité a vretenovité tvary. Index sféricity dosahuje priemernú hodnotu 0,7, pričom o niečo vyšší je pri vápencoch (0,73) a výrazne nižší v prípade bridlíc (0,62; Siráňová a Filo, 1999). Obliaky sú tmelené hrdzavočervenou ílovito-piesčitou hmotou s drobnými úlomkami. Klastický materiál je odvoditeľný z bezprostredného okolia (karbonáty z triasu, prípadne liasu vernárskeho a betlanovského príkrovu, vulkanity, pieskovce a bridlice z permu hronika).

Na základe litologickej náplne, stupňa zrnitosti a prevažujúcich tvarov obliakového materiálu možno uvedenú litofáciu označiť za kontinentálny sediment – výplň lokálnej vnútrohorskej depresie (?typu bolson).

Uvedené zlepence zaradil Maheľ (Maheľ et al., 1963) do vrchnej kriedy. Ich koreláciu so zlepencami z okolia Dobšinskej ľadovej jaskyne umožňuje výskyt sladkovodných vápencov na ich báze, ktorý uvádza Maheľ (l. c.) a v súčasnosti ich potvrdil Havrila (1999). Odlišnosti spočívajú v rozdielnom zložení obliakového materiálu (neprítomnosť serpentinitov, značné zastúpenie bázických vulkanitov a klastických sedimentov permu) a v hrubšej zrnitosti. Vzhľadom na neprítomnosť odkryvov v oblasti ich výskytu nie je možné vylúčiť ani eventualitu, že ide o podstatne mladšie sedimenty, možno až z rozhrania pliocén/raný pleistocén (proluviálno-deluviálne balvanovité štrky).

PODTATRANSKÁ SKUPINA (obr. 12)

Obdobie paleogénu v Hornádskej kotline zastupujú sedimenty kontinentálneho, plytkomorského a hlbokomorského cyklu. V rámci jednotlivých genetických typov rozlišujeme nasledujúce litofácie:

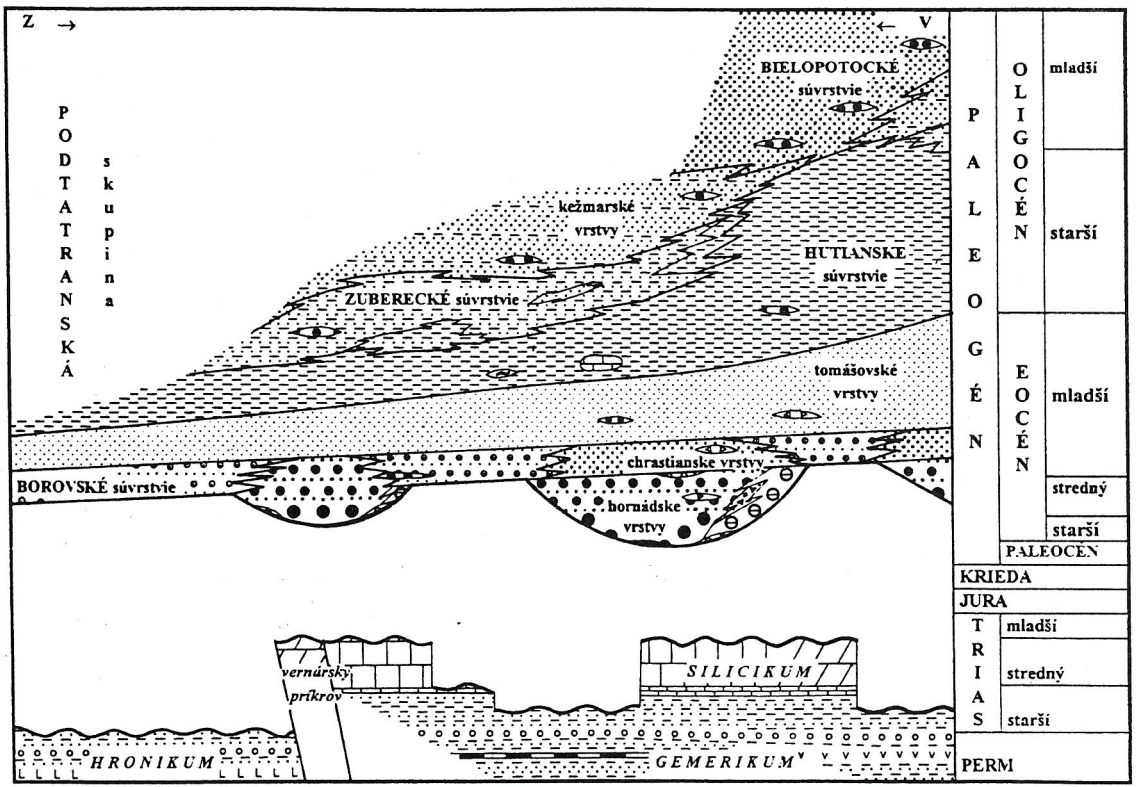
Kontinentálne sedimenty: bauxity, karbonátové brekcie (vápencové a dolomitové), karbonátové zlepence (vápencové a dolomitové), hornádske vrstvy (s horizontmi polymiktných brekcií a kremenných zlepencov).

Deltové sedimenty: chrastianske vrstvy (s horizontom vítkovských brekcií).

Litorálne sedimenty: borovské súvrstvie (polymiktná, vápencová a dolomitová litofácia).

Neritické sedimenty: tomášovské vrstvy (s polohami polymiktných zlepencov a vápencových brekcií).

Hlbokomorské sedimenty: hutianske súvrstvie (s olistolitmi lumachelových vápencov a s polohami sklzových a fluxoturbiditových zlepencov), zuberecké



Obr. 12 Litostratigrafická kolónka podtatranskej skupiny (I. Filo, 2000).

súvrstvie (so subfáciami flyšu s prevahou ílovcov, resp. pieskovcov a s polohami zlepencov), kežmarské vrstvy (s polohami zlepencov), bielopotocké súvrstvie (s polohami flyšu a zlepencov).

Kontinentálne sedimenty

Prítomnosť kontinentálnych sedimentov na báze paleogénu Hornádskej kotliny avizoval a následne sedimentologickými štúdiami preukázal Marschalko (in Fusán et al., 1967; Marschalko, 1970). Kartograficky ich vymedzil a litofaciálne rozčlenil Filo (in Filo et al., 1994, 1995; in Gross et al., 1996).

37 bauxity (?paleocén)

Výskyt bauxitu na báze paleogénu j. od Markušoviec je známy od začiatku 50. rokov (Andrusov et al., 1950). Bauxity petrograficky a chemicky spracoval Konta (1954). Opísal ich ako celistvé až veľmi jemnozrnné horniny fialovo-červenohnedej farby s hojnými drobnými obliakmi ílovitých bridlíc, miestami so zrnkami a žilkami pyritu. Charakterizoval ich ako böhmitovo-kaolinitové bauxity chudobné na hliník so značným podielom hematitu (Al_2O_3 23–56,5 %, SiO_2 13,3 až 38,4 %, Fe_2O_3 8–31,8 %, TiO_2 0,1–3,4 %).

Výskyty bauxitu boli predmetom vrtného prieskumu aj v 80. rokoch (Rényi et al., 1987). Výsledky nepotvrdili prítomnosť typov, ktoré uvádza Konta (1954). Autori ako hlavné minerály pelitického materiálu uviedli kaolinit a illit, menej chlorit a konštatovali len ojedinelý výskyt diasporu a böhmitu, častú klastickú prímes (kremeň, živce), sporadickú organickú hmotu a zlúčeniny fosforu.

Bauxity vystupujú na povrch v niekoľkých malých šošovkách na báze paleogénu j. od Markušoviec (hrebeň Hôrky) a v zárezе bývalej železničnej trate v. od Matejoviec. Predstavujú kontinentálne sedimenty vzniknuté uložením jemného kalu v tropickom, striedavo vlhkom podnebí, ktorý prinášala voda z juhu, z oblasti lateritizovaných bázických hornín gemerika. Ako zberače kalu fungovali krasové depresie vo vápencoch stredného triasu.

36 balvanovité karbonátové brekcie (?paleocén–eocén)
36a) vápencové

Monomiktné balvanovité (až blokovité) vápencové brekcie sa vyskytujú na viacerých miestach v nadloží vápencov (ojedinele aj dolomitov) stredného triasu a v podloží rozličných fácií paleogénu medzi Hrabušicami a Spišskými Vlachmi vo forme priestorovo malých šošoviek hrúbky prevažne do 5 m. Väčšinou vypĺňajú menšie depresie v predterciérnom substráte, prípadne tvoria tenký pokryv paleosvahov. Charakteristicky sú vyvinuté na úpätí lúčneho svahu v objekte čističky odpadových vôd na v. okraji Spišskej Novej Vsi (Filo et al., 1995).

Brekcie sú masívne, nezvrstvené, nevytriedené, tvorené až 1 m veľkými ostrohrannými (až poloostrohrannými) blokmi prevažne svetlých strednotriasových vápencov, tmelenými rekryštalizovanou karbonátovo-piesčitou hmotou. Majú podpornú štruktúru klastov.

Vápencové brekcie možno charakterizovať ako subaerický, v podstate deluviálny sediment typu kamenitých svahových sutín.

36b) dolomitové

Výskyt balvanovitých až blokovitých dolomitových brekcií bol zaznamenaný len jz. od Hrabušíc vo svahu nad hradskou v doline Veľkej Bielej vody. Brekcie tu vypĺňajú 1–5 m hlboké depresie v triasových dolomitoch vernárskeho príkrovu v podloží polymiktných zlepencov hornádskych vrstiev (Siráňová a Filo, 1999).

Klastický materiál brekcií tvoria prevažne neopracované dolomity, tmelené drobnozrnným dolomitovým zlepencom až hrubozrnným pieskovcom sivej farby.

Dolomitové brekcie sú genetickým ekvivalentom uvedených vápencových brekcií (kamenité sutiny).

35b vápencové zlepence (?paleocén–eocén)

Balvanovité až strednozrnné vápencové zlepence sa vyskytujú na pomerne veľkej ploche a v značnej hrúbke (viac ako 70 m) v údolí Hornádu v. od Matejoviec, v údolí potoka Zlatník j. od Chrasti nad Hornádom, v okolí Vysokého vrchu s. od Poráča a v menšom rozsahu v okolí kóty Majerská jv. od Letanoviec (Filo et al., 1995; Siráňová a Filo, 1999).

Zlepence sú väčšinou masívne, miestami lavicovité, nezvrstvené, materiál je nevytriedený. Prevažuje obliaková podporná štruktúra, hrubozrnnejšie variety sú často polymodálne, s podpornou štruktúrou základnej hmoty. Drobnozrnné úseky bývajú miestami brekciovité. Lokálne sa vyskytujú náznaky gradačného zvrstvenia. Klastický materiál tvoria predovšetkým vápence stredného triasu veľkosti prevažne do 20, bežne do 70 cm, ojedinele až 3,5 m. Veľmi zriedkavú prímes tvoria dolomity, rauvaky, bridlice, pieskovce, paleoryolity a kremeň. Klastický materiál je zaoblený až polozaoblený (priemerný stupeň zaoblenia = 3,7–3,8). Prevažujú čepeľovité a izometricko-čepeľovité tvary, menej časté sú izometricko-diskovité a izometricko-vretenovité tvary. Priemerný index sféricity dosahuje 0,7–0,71. Základná hmota je vápnito-piesčitá až drobnobrekciovitá, často rekryštalizovaná.

V zlepencoch sa miestami vyskytujú šošovky drobnozrnných zlepencov, hrubozrnných pieskovcov až piesčitých vápencov, ktoré vo vrchnej časti komplexu tvoria aj pravidelné doskovité polohy. Sú žltosivej farby, lokálne sa v nich nachádza šikmé zvrstvenie. Mikroskopicky možno tieto horniny klasi-

fikovať ako veľmi jemnozrnné karbonátové zlepence s obliakovou podpornou štruktúrou, vápnité hrubozrnné litické arenity a piesčité vápence. Ich základnou zložkou je kalcitový tmel (33–67 %) a zaoblené zrná karbonátov (12–65 %), sporadicky sa vyskytuje kremeň (1–9 %), väčšinou aj metamorfity (do 9 %), často je prítomná základná hmota (do 5 %), úlomky kremencov (do 7 %) a silicitov (do 1 %), ojedinele vulkanitov (do 1 %), pieskovcov a koprolity.

Zlepence miestami tvoria vysoké kolmé skalné steny (zárez starej železničnej trate v. od Matejoviec) s prevismi až polojaskyňami. V nárazových brehoch Hornádu sa v nich vyskytujú abrázne jaskyne. Charakteristická je ich svetlosivá až biela patina. Vystupujú čiastočne v podloží polymiktných zlepencov hornádskych vrstiev, čiastočne sa s nimi (na pomerne krátku vzdialenosť) laterálne zastupujú. Považujeme ich za sedimenty fanglomerátových náplavových vejárov (proluviálneho typu), uložených na v. okrajoch markušovského a hrabušického paleoúdolia pri vyústení kratších bočných údolí.

35a dolomitové zlepence, pieskovce a brekcie (?paleocén–eocén)

Stredno- až jemnozrnné dolomitové zlepence, pieskovce až piesčité dolomity hrúbky okolo 15 m vystupujú na jv. úpätí kóty Pieskovec j. od Spišskej Novej Vsi (Filo et al., 1995). Sú masívne, hrubolavicovité až lavicovité (0,2–4,8 m), sivé, prevažne polymodálne, s prevažujúcou podpornou štruktúrou základnej hmoty, nepravidelne zvrstvené, miestami s náznakmi šikmého zvrstvenia. V klastickom materiáli dominujú jemnozrnné a brekciovité dolomity (95 %) veľkosti prevažne do 50, zriedkavo 200 mm, ojedinele až 2 m. Podradnú prímes tvoria pieskovce, bridlice, vápence, paleobazalty, v pieskovcoch aj kremeň, silicity, metamorfity. Prevládajú obliaky čepeľovitých, izometricko-vretenovitých a izometricko-čepeľovitých tvarov, menej časté sú vretenovité tvary. Priemerný index sféricity dosahuje hodnotu 0,71, priemerný stupeň zaoblenia 4,2. Základná hmota je svetlosivá až žltá, piesčitá, často kalcifikovaná. Drobnozrnné variety možno mikroskopicky charakterizovať ako jemno- až veľmi jemnozrnné karbonátové zlepence, častejšie s obliakovou podpornou štruktúrou. Dominantnú zložku predstavujú zaoblené karbonáty (47–79 %, sparitické > mikritické), v malej miere sa vyskytuje kremeň (do 5 %), ojedinele silicity, bázické vulkanity a uhoľná drvina (do 1 %). Často je prítomný kalcitový tmel (do 18 %), lokálne ílovito-karbonátová (ojedinele aj kremenná) základná hmota (do 53 %).

V doline potoka Zlatník j. od Chrasti nad Hornádom v lesnom svahu vystupujú stredno- až jemnozrnné dolomitové brekcie, zlepence a piesčité dolomity hrúbky viac ako 20 m. V profile prevládajú drobnozrnné brekcie s podpornou štruktúrou základnej hmoty, hrúbky 0,3–2 m. Zriedkavejšie a tenšie (0,2–1 m) sú polohy drobno- až jemnozrnných zlepencov, ojedinele aj piesčitých dolomitov. Na rozdiel od predchádzajúcej lokality je klastický materiál podstatne menej

opracovaný (priemerný stupeň zaoblenia 1,7) a nezaznamenali sme prímes iných horninových typov. Úlomky dosahujú veľkosť prevažne do 60, ojedinele až 140 mm. Základnú hmotu tvorí svetlosivý jemnozrnný dolomit s tmavšími úlomkami (Siráňová a Filo, 1999).

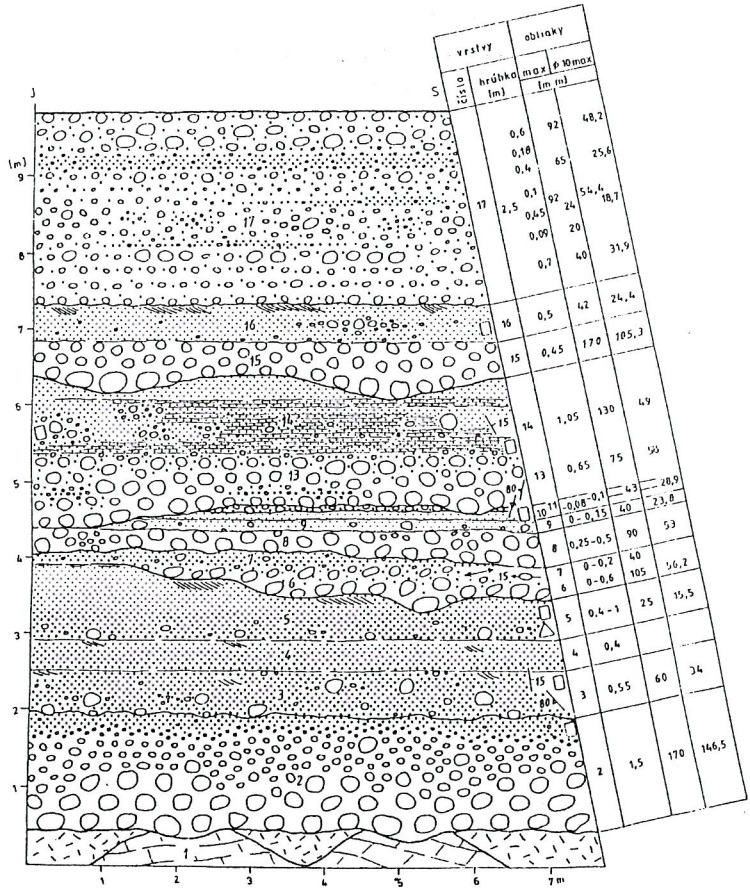
Brekcie v doline Zlatníka vystupujú v podloží hornádskych vrstiev; prisudzujeme im podobný pôvod ako spomínaným vápencovým zlepencom (prolúvium na v. okraji markušovského paleoúdolia). Zlepence a pieskovce j. od Spišskej Novej Vsi sa nachádzajú v podloží chrastianskych vrstiev; predstavujú pravdepodobne fluviálny sediment.

34 hornádske vrstvy: polymiktné zlepence, hrubozrnné pieskovce (?paleocén–eocén)

Hornádske vrstvy sú rozšírené v 3 úsekoch Hornádskej kotliny: v j. okolí Hrabušíc (obr. 13, 17), medzi Spišskou Novou Vsou a Vítkovcami a v okolí Kaľavy. Erózne zvyšky sa nachádzajú aj v okolí Poráča a sv. od Nálepkova. Litofácia dosahuje najväčšiu hrúbku j. od Markušoviec (200 m). Spodnú časť hornádskych vrstiev tvoria balvanovité až hrubozrnné polymiktné zlepence, vrchnú časť alternujúce stredno- až jemnozrnné zlepence a pieskovce.

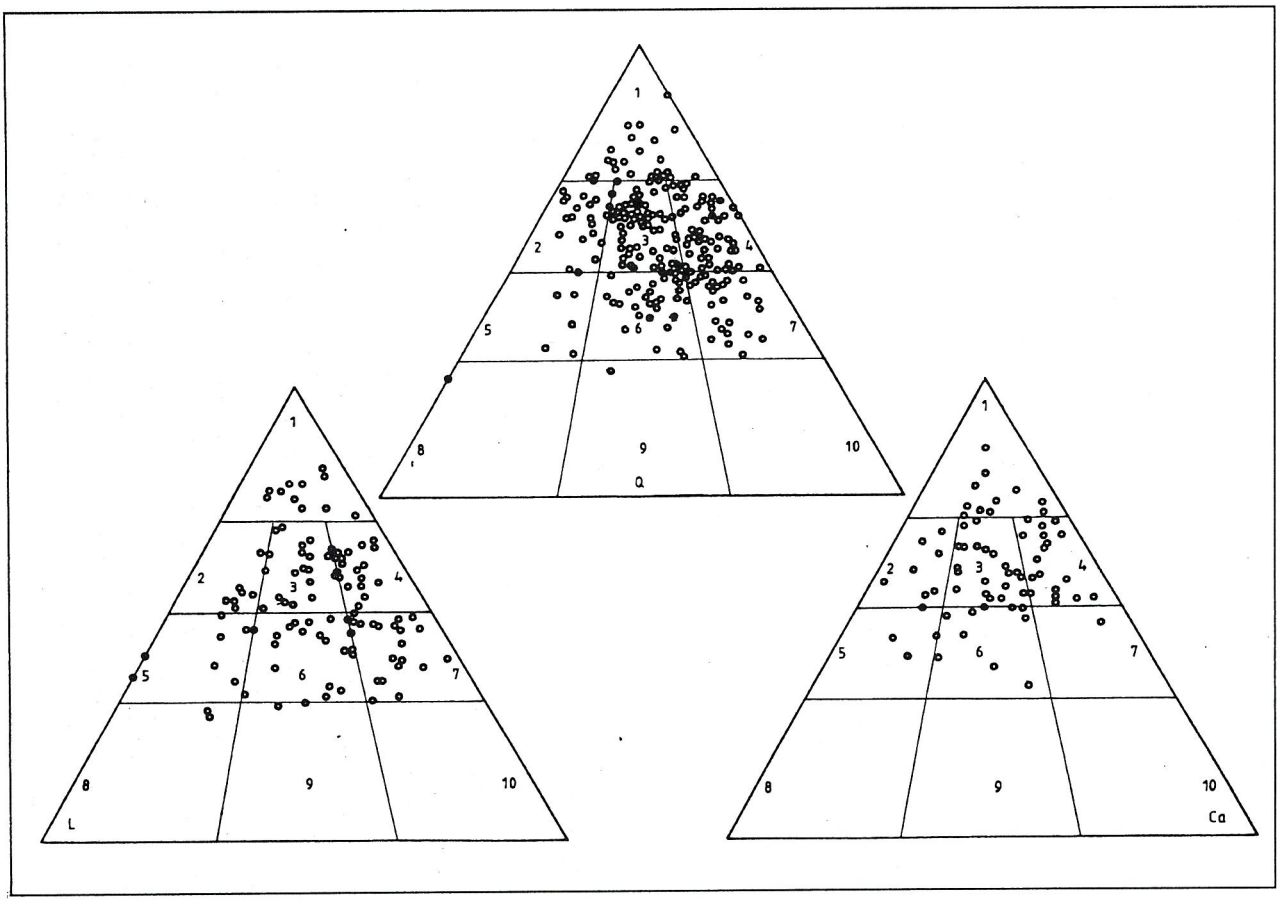
Základným horninovým typom sú balvanovité až drobnozrnné polymiktné *zlepence*. Klastický materiál pochádza z paleozoika a triasu (fylity, lydity, metaryolity, metabazalty, metatufy, vápence, pieskovce, bridlice, dolomity, kremeň), v okolí Hrabušíc sú v podstatnej miere zastúpené kremence a materiál z kryštalinika (granity, tonality, diority, pegmatity, diaftority, ruly, svory). Klasty dosahujú veľkosť maximálne 1,5 m, v spodných partiách sú prevažne polozaoblené, smerom do nadložia sa opracovanie zlepšuje (priemerne 3,6–4,1°). Najväčšie zastúpenie dosahujú obliaky izometricko-čepeľovitých a izometricko-vretenovitých tvarov, časté sú aj čepeľovité, vretenovité a izometrické (obr. 14). Priemerný index sféricity dosahuje 0,73–0,76. Základná hmota je drobnozlepencová až piesčitá, sivohnedá, žltohnedá, hnedočervená až fialová, premenlivo vápnitá. Zlepence majú častejšie obliakovú podpornú štruktúru, miestami sú gradačne zvrstvené (prerušovaná a asymetrická, vzácne aj opačná gradácia). V drobnozrnných varietách sa často nachádza hrubšia frakcia, sústredená do pruhov. Hrúbka zlepencových vrstiev dosahuje 0,07–10 m, vrstvy majú šošovkovitý tvar. Niekedy tvoria výplň eróznych žľabov v pieskovcoch. Orientácia osí žľabov a imbrikácia v zhode s materiálovým zložením poukazujú na prínos materiálu od juhu. V polymiktných zlepencoch sa lokálne vyskytujú šošovky balvanovitých až drobnozrnných vápencových zlepencov s obliakovou podpornou štruktúrou.

Pieskovce sú sivohnedé a sivozelené, veľmi hrubo- až jemnozrnné, polymodálne, homogénne, gradačne alebo šikmo zvrstvené, miestami s hrubou



Obr. 13 Profil polymiktných zlepencov a pieskovcov hornádskych vrstiev (hrabušické paleoúdolie; zárez cesty v doline Veľkej Bielej vody jz. od Hrabušíc);
(I. Filo a Z. Siráňová, 2000).

Obr. 14 Morfoštruktúrny diagram obliakov z polymiktných zlepencov hornádskych vrstiev (I. Filo a Z. Siráňová, 2000).
Q – kremeň, silicity, kremence, L – granitoidy, metamorfity, vulkanity, bridlice, pieskovce, Ca – karbonáty; tvary: 1 – izometrické, 2 – izometricko-diskovité, 3 – izometricko-čepeľovité, 4 – izometricko-vretenovité, 5 – diskovité, 6 – čepeľovité, 7 – vretenovité, 8 – plochodiskovité, 9 – plochočepeľovité, 10 – plochovretenovité; podľa Sneeda a Folka, 1958).


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
Q
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
L
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
Ca

paralelnou a zvlnenou laminaciou. Hrúbka vrstiev sa pohybuje v rozmedzí 0,02 až 1,5 m. Často sa v nich vyskytuje zlepencová frakcia, nepravidelne roztrúsená alebo vytvárajúca pruhy, zhluky až šošovky. Základnou zložkou je kremeň a metamorfity, vo väčšine vzoriek sa nachádzajú silicity, pieskovce a ílovitá základná hmota, často je prítomný kalcitový tmel, živce (plagioklasy), kremence, karbonáty, kremenné porfýry a biotit. Zriedkavo sa vyskytuje uhoľná drvina (veľkosti do 50 mm), granitoidy, ílovce, bázické vulkanity, ojedinele mangán a neidentifikované organické zvyšky. Z petrografických typov sú najčastejšie zastúpené litické arenity, zriedkavo litické droby, ojedinele sublitické arenity.

Prachovce a ílovce tvoria zriedkavé tenké polohy v najvyššej časti vrstiev. Sú sivé a žltohnedé, paralelne laminované, premenlivo vápnité. Mineralogicky v nich prevláda kremeň, illit, albit, chlorit a kalcit. Vrtným prieskumom v j. okolí Markušoviec a Matejoviec (Rényi et al., 1987) sa zistili aj hrubšie polohy ílovcov, často s preplástkami uhlia.

Spodná časť hornádskych vrstiev predstavuje pravdepodobne sedimenty jednorazových tokov s veľkou unášacou schopnosťou (mury, úlomkotoky, bahnotoky), vyššiu časť považujeme za sedimenty stálych riek s lokálnymi močiarnymi periódami. Podrobnejšiu charakteristiku hornádskych vrstiev podali Filo a Siráňová (1998).

34b polymiktné brekcie

Tvoria šošovku dĺžky 500 m a hrúbky 30 m uprostred hornádskych vrstiev v. od Markušoviec.

Brekcie sú jemno- až hrubozrnné, prevažne s podpornou štruktúrou matrixu, nepravidelne zvrstvené, miestami je vyvinuté gradačné (prerušované, zložené, asymetrické) zvrstvenie. Vrstvy dosahujú hrúbku 0,1–4 m. Klastický materiál tvoria vápence (32 %), bridlice (17 %), dolomity (21 %), porfyroidy (14 %), pieskovce (12 %), bázické vulkanity (3 %), fylity (1 %) veľkosti zväčša do 25 mm, maximálne 700 mm. V drobnej frakcii je bežný kremeň. Klasty sú prevažne ostrohranné, priemerný stupeň zaoblenia dosahuje 1,4. V rámci vrstiev sa niekedy striedajú partie rôznej zrnitosti, pričom jednotlivé frakcie tvoria nepravidelné šošovky alebo sú usporiadané do pruhov. Väčšie bloky bývajú rozmiestnené na báze. Ploché klasty sú miestami orientované paralelne s vrstvovitosťou, ojedinelá imbrikácia naznačuje prínos materiálu od JV. Základnú hmotu tvorí žltý a sivozelený, jemno- až hrubozrnný vápnitý pieskovec. Vzácne sa medzi vrstvami brekcií nachádzajú tenké šošovky žltohnedých a zelených, jemno- až hrubozrnných nevápnitých pieskovcov s paralelnou, zvlnenou a šikmou laminaciou, ojedinele aj zelenožlté nevápnité ílovce (Siráňová a Filo, 1999).

Vznik brekcií možno pokladať za odraz náhlej katastrofickej udalosti klimatického alebo seizmického charakteru.

34a kremenné zlepence

Tvoria polohy hrubé do 2 m v najvyššej časti hornádskych vrstiev v j. a v. okolí Markušoviec (Filo et al., 1995).

Zlepence sú lavicovité až doskovité (0,06–0,55 m), jemno- až strednozrnné, s prevažujúcou obliakovou podpornou štruktúrou, bimodálne, homogénne, miestami gradačne zvrstvené. Klastickú zložku tvorí veľmi dobre opracovaný (3–6°, priemerne 4,5°), na povrchu dožlta sfarbený žilný kremeň (97 %) veľkosti prevažne do 30 mm, maximálne 90 mm. Sporadicky sú zastúpené metaryolity (2 %) a fylity (1 %). Obliaky sú najčastejšie čepeľovitého, menej často diskovitého, izometricko-čepeľovitého a vretenovitého tvaru. Pri porovnaní s kremeňom z polymiktných zlepencov hornádskych vrstiev je zreteľné vyššie zastúpenie plochých tvarov, výrazne nižší je priemerný index sféricity (0,64). Základná hmota je žltohnedá, piesčitá, nevápnitá. V jemnozrnných varietách podiel monokryštalického kremeňa dosahuje 56 %, polykryštalického 30 %, 14 % tvorí základná hmota, zložená z ostrohranných zŕn kremeňa frakcie strednozrnného pieskovca.

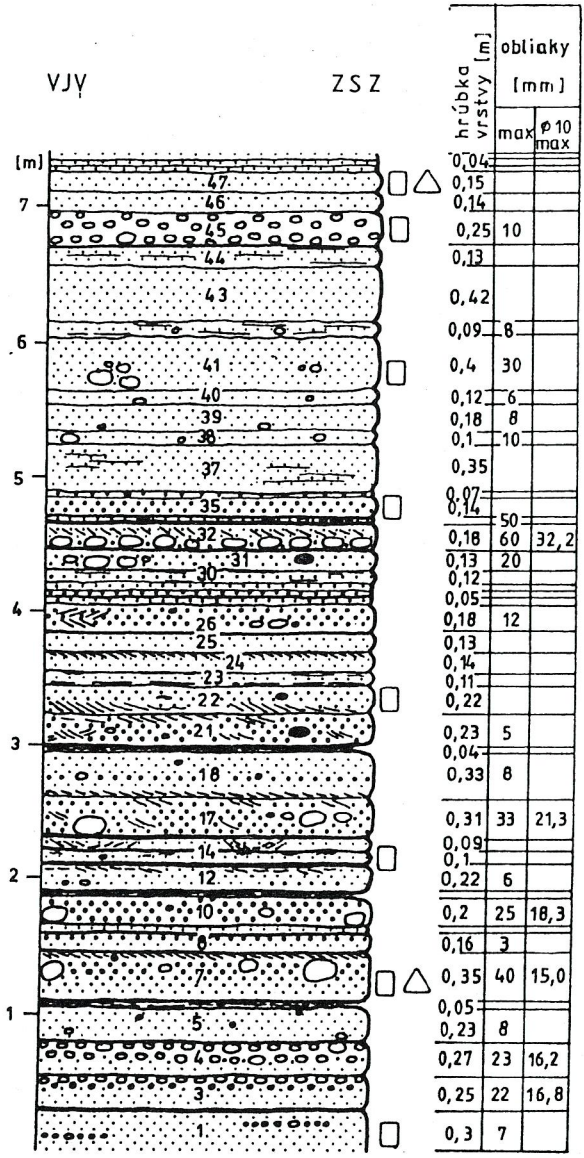
Vznik horizontov kremenných zlepencov pokladáme za dôsledok činnosti morskej transgresie, ktorá vytriedila a textúrno-štruktúrne prepracovala polymiktné štrky, primárne fluviálneho pôvodu.

Deltové sedimenty

33 chrastianske vrstvy: šikmo zvrstvené pieskovce, šošovky zlepencov (?bartón–priabón)

Chrastianske vrstvy predstavujú do 100 m hrubý komplex pieskovcov so šošovkami zlepencov (Filo a Siráňová, 1998), rozšírený medzi Matejovcami a Olcnavou a v menšom areáli j. od Spišskej Novej Vsi (obr. 15, 17).

Pieskovce chrastianskych vrstiev sú lavicovité až doskovité, zelenosivé, tmavosivé, hnedé až žltohnedé, jemnozrnné, resp. hrubo- až veľmi hrubozrnné, prevažne vápnité. Charakteristickým prvkom je časté šikmé zvrstvenie výmoľového typu, bežne sa vyskytuje gradačné (pozitívne, symetrické, asymetrické aj inverzné), resp. homogénne zvrstvenie a hrubá zvlnená laminácia. Nachádzajú sa v nich obliaky kremeňa a vápencov, zriedkavo hornín paleozoika, prevažne dobre opracované (4–5°; drobný kremeň je zaoblený o niečo slabšie), veľkosti do 80 mm, miestami usporiadané do prúžkov. Zriedkavo obsahujú aj zvetrané pyritové konkrécie veľkosti do 15 mm a závalky ílovcov, miestami mangánové povlaky. Pieskovce dosahujú hrúbku 0,01–1,1 m. V okolí Spišskej Novej Vsi sa zistil výskyt striedania prúžkov, prípadne nepravidelných zhlukov jemnej a hrubej frakcie v rámci jednej vrstvy. Základnou zložkou pieskovcov je kremeň



Obr. 15 Litologický profil pieskovcov chrastianskych vrstiev j. od Spišskej Novej Vsi (I. Filo a Z. Siráňová, 2000).

(pomer monokryštalického k polykryštalickému sa pohybuje v rozmedzí 6,4 až 9,9), stabilne sú prítomné úlomky metamorfitov (fylitov), v prevažnej väčšine vzoriek sa nachádza kalcitový tmel, vápnitoílovitá základná hmota, úlomky karbonátov, kremencov a živce, menej často sa vyskytujú silicity, uhoľná drvina, kyslé vulkanity (kremenné porfýry), biotit, muskovit a pieskovce, zriedkavo ílovce a bázické vulkanity, ojedinele neidentifikované organické zvyšky. Pieskovce petrograficky zodpovedajú litickým drobám (prevažne vápnitým), zriedkavejšie litickým, ojedinele sublitickým arenitom. Medián zrnitosti sa v jemnozrnných pieskovcoch pohybuje v rozmedzí 0,13–0,21 mm, v hrubozrnných 0,65–1,25 mm, zaoblenie dosahuje 3–6°. Jemnozrnné variety sú prakticky monomodálne, o niečo lepšie vytriedené (So = 1,34) ako bimodálne hrubozrnné (So = 1,41–1,58).

Zlepence (kremenné a polymiktné, jemno- až strednozrnné, s podpornou štruktúrou matrixu, lokálne s mangánovými povlakmi) tvoria v pieskovcoch šošovky, často výplne eróznych žľabov na báze cyklov. Klastický materiál tvorí prevažne polozaoblený až zaoblený kremeň a zaoblené až dokonale zaoblené vápence, sporadicky sú prítomné siltovce, pieskovce, drobnozrnné zlepence, dolomity, bázické vulkanity, fylity, metaryolity a silicity veľkosti do 60 mm. Základná hmota je vápnitá, hrubopiesčitá. V okolí Spišskej Novej Vsi bol zaznamenaný výskyt prerušovanej opačnej gradácie s vrchnou časťou lavice tvorenou jemnozrnným zlepencom s obliakovou podpornou štruktúrou.

Veľmi zriedkavo sa v chrastianskych vrstvách v okolí Spišskej Novej Vsi nachádzajú okrové laminované prachovce s drobnou uhoľnou drvinou a muskovitom. Tvoria výplň medzivrstvových škár hrúbky 0,01–0,05 m.

Chrastianskym vrstvám na základe štruktúrno-textúrnych znakov, litologickej náplne a pozície vo vrstvovom slede prisudzujeme deltový pôvod.

33a vítkovské brekcie

Tvoria polohy hrúbky do 10 m v chrastianskych vrstvách v s. okolí Chrasti nad Hornádom a Vítkoviec.

Brekcie sú nezvrstvené, masívne, balvanovité, vápencové, s podpornou štruktúrou klastov. Klastickú zložku predstavujú neopracované svetlé strednotriasové vápence veľkosti prevažne do 500 mm, sporadickú prímes tvoria čierne vápence a sivé jemnokryštalické dolomity. Klasty sú tmelené pórovým sparitickým kalcitom, len v najvyššej časti brekcií sa vyskytuje hrubopiesčitá až drobnozlepencová základná hmota (Filo a Siráňová, 1998).

Vítkovské brekcie predstavujú gravitačné sklzy kamenitých sutín, deponovaných z blízkych elevácií v dôsledku katastrofickej (seizmickej alebo klimatickej) udalosti.

Litorálne, neritické a hlbokomorské sedimenty

32 borovské súvrstvie: drobnozrnné zlepence, pieskovce (priabón–bartón)

Borovským súvrstvím označujeme plytkomorské transgresívne sedimenty vnútrokarpatského paleogénneho sedimentačného cyklu. Súvrstvie sa vertikálne člení na spodnú (litorálnu) a vrchnú (neritickú) časť. V rámci spodnej časti vymedzujeme 3 laterálne sa zastupujúce litofácie [polymiktnú (32c), vápencovú (32b) a dolomitovú (32a)], vrchnú časť zastupujú tomášovské vrstvy (31).

32c polymiktná litofácia

Zlepence a pieskovce zložené z permského materiálu tvoria bázu paleogénu v z. časti Hornádskej kotliny (od Vikartoviec po Spišský Štiavnik; Filo et al., 1994). Charakteristický profil sa nachádza na j. okraji Spišského Bystrého. Typické je pravidelné striedanie ostro ohraničených horninových typov (zlepence : pieskovce = 0,9). Fácia dosahuje hrúbku 50 m.

Zlepence sú jemno- až drobnozrnné, doskovité až hrubolavicovité (0,05–4,1 m), sivo- a hrdzavohnedé, s obliakovou podpornou štruktúrou. Sú homogénne, miestami nepravidelne zvrstvené (s rozptýlenou hrubšou frakciou), zriedkavo sa vyskytuje nevýrazná gradácia a imbrikácia, na odlučných plochách sú časté okrové povlaky. Obliakový materiál (bázické vulkanity 33 %, vulkanoklastiká 16 %, pieskovce 14 %, bridlice 28 %, kremence 5 %, kremeň 4 %) dosahuje veľkosť do 15 mm, ojedinele 100 mm. Obliaky sú prevažne zaoblené až polozaoblené (priemerne 3,4–3,7°), čepeľovitých, plocho-čepeľovitých a vretenovitých tvarov. Priemerný index sféricity dosahuje 0,55–0,68 (smerom na V sa zvyšuje). Drobný žilný kremeň je často slabo opracovaný až ostrohranný. Východne od Spišského Bystrého sa v spodných častiach objavujú väčšie obliaky sférickejších tvarov (kremence). Základná hmota je piesčitá, nevápnitá, žltohnedej farby.

Pieskovce sú hrubozrnné, menej často stredno- až jemnozrnné, žltohnedej, zeleno-, hnedo- a tmavosivej farby, homogénne, ojedinele gradačne, resp. šikmo zvrstvené, laminované (so šupinkami muskovitu), s okrovými povlakmi, častejšie nevápnité. Miestami sa vyskytuje nepravidelné zvrstvenie s rozptýlenými väčšími zrnami (do 5 mm, ojedinele 20 mm). Dosahujú hrúbku 0,05–2,1 m. Z petrografických typov sú zastúpené litické a subarkózové arenity. Stabilnou zložkou je kremeň (3–54 %, monokryštalický dominuje nad polykryštalickým) a základná hmota (6–14 %, často sericitizovaná, lokálne kremitá). Vo väčšine vzoriek sa vyskytujú bázické vulkanity (do 67 %) a silicity (do 8 %), často sericitizované živce (do 10 %, plagioklasy > ortoklas) a kremence (do 6 %), alternatívne sú prítomné pieskovce (do 16 %), mangán (do 12 %) a metamorfity (do 5 %).

Zriedkavejšie sa vyskytujú limonitové povlaky (do 10 %), kalcitový tmel (do 22 %), granitoidy, biotit (do 4 %), chlorit (do 2 %) a pyroxény (labradorit, do 4 %), ojedinele uhoľná drvina (do 4 %), karbonáty (do 2 %), kyslé vulkanity a muskovit (do 1 %; Siráňová a Filo, 1999).

Polymiktná litofácia borovského súvrstvia predstavuje transgresívne litorálne sedimenty, diskordantne uložené na perme hronika. Ojedinelý nález lastúrnika *Meretrix incrassata* (SOW.) jz. od Hranovnice (mladší eocén až miocén; Volfová, 1963) nedovoľuje presnejšiu stratifikáciu.

32b vápencová litofácia

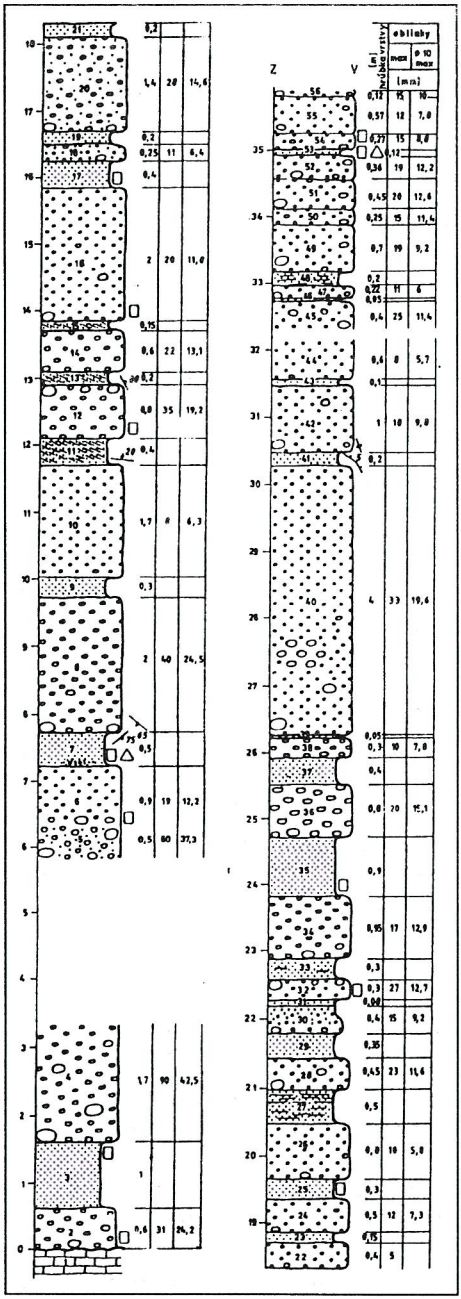
Vápencové zlepence, pieskovce a piesčité vápence (kalkarenity) hrúbky 20 až 70 m vystupujú na báze paleogénu medzi Letanovcami a Smižanmi (Filo et al., 1994). Drobné erózne zvyšky sa nachádzajú aj v okolí Kláštoriska (Čertova sihoť), na hrebeni vsv. od Matky Božej a na hrebeni Skalky v. od Novoveskej Huty. Charakteristický profil sa nachádza vo vysokých skalných stenách pod Tomášovským výhľadom (obr. 16, 17). Vo fácii pomerne výrazne prevažujú zlepence (zlepence : kalkarenity = 3,6).

Zlepence sú prevažne lavicovité až hrubolavicovité, jemno- až drobnozrnné, svetlosivej a sivožltej farby, s prevažujúcou obliakovou podpornou štruktúrou. Sú homogénne, len ojedinele s náznakmi gradačného zvrstvenia. Vrstvy dosahujú hrúbku 0,2–5 m. Klastický materiál tvoria prevažne zaoblené až dobre zaoblené (priemerný stupeň opracovania 4,2) svetlé aj tmavé vápence, menej často dolomity, veľkosti najčastejšie do 30 mm. V niektorých vrstvách sa nachádzajú nepravidelne roztrúsené vápencové obliaky veľkosti až do 90 mm. Najvyššie zastúpenie majú obliaky čepeľovitých tvarov, pomerne časté sú aj diskovité, izometricko-čepeľovité a izometricko-diskovité tvary (obr. 18). Index sféricity dosahuje priemernú hodnotu 0,66. Nepatrne zastúpená základná hmota je svetlo- až žltosivá, vápnito-piesčitá, frakcie hrubozrnného pieskovca.

Kalkarenity sú doskovité až lavicovité, žltosivé. Dosahujú hrúbku 0,05–1 m. Často nadobúdajú doskovitý až bridličnatý rozpad. V niektorých vrstvách sa vyskytuje planárne šikmé zvrstvenie a šošovky hrubšej frakcie. Mikroskopicky ich možno charakterizovať ako piesčité, resp. klastické vápence (intramikrosparity až sparity) s rekryštalizovanou sparitickou základnou hmotou, s intraklastmi mikritických, mikrosparitických a sparitických vápencov (lokálne s ooidmi a koprolitmi), miestami s autigénnym aj klastickým kremeňom, ojedinele s úlomkami silicitov.

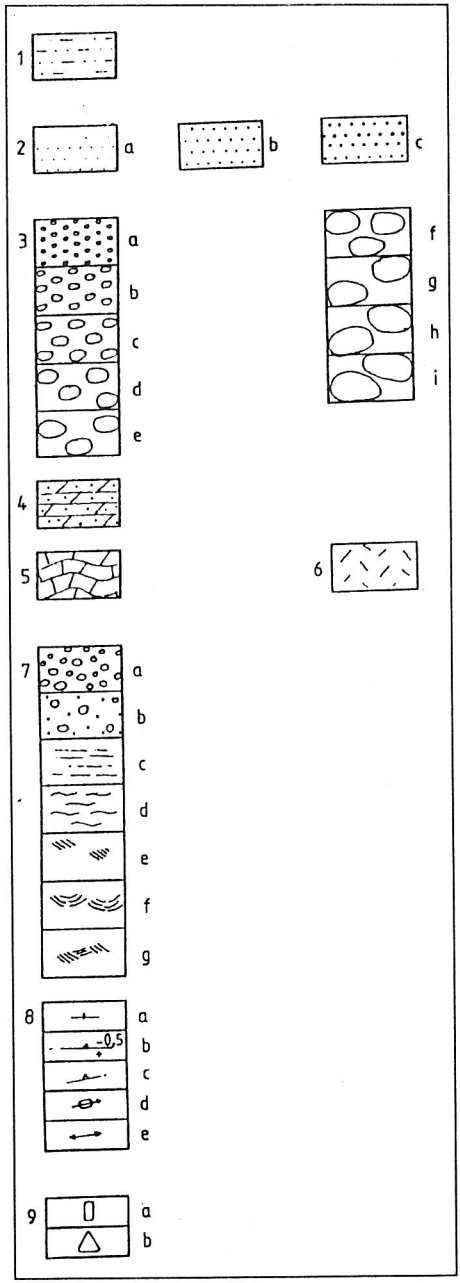
Zlepence a kalkarenity sú často skrasovatené, vytvárajú sa v nich puklinové jaskyne, previsy, na vrchných vrstvových plochách drobné škrapy.

Vápencová litofácia borovského súvrstvia predstavuje transgresívne litorálne sedimenty, uložené na karbonátových (prevažne vápencových) formáciách stred-



Obr. 16 Litologický profil vápencových zlepencov a pieskovcov borovského súvrstvia južne od Spišských Tomášoviec (Tomášovský výhľad);
(I. Filo a Z. Siráňová, 2000).

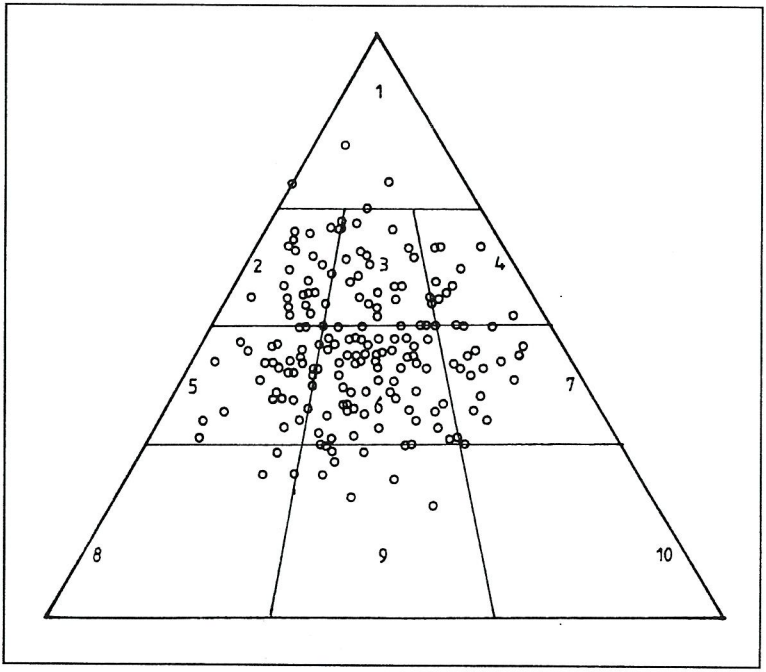
Obr. 17 Vysvetlivky k litologickým profilom bazálnych litofácií podtatranskej skupiny (I. Filo, 2000).
1 – prachovce; 2 – pieskovce: a) jemnozrnné, b) strednozrnné, c) hrubozrnné); 3 – zlepence: a) veľmi jemnozrnné – frakcia 2–4 mm, b) jemnozrnné – 4–8 mm, c) veľmi drobnozrnné – 8–16 mm, d) drobnozrnné – 16–32 mm, e) strednozrnné – 32–64 mm, f) hrubozrnné – 64–128 mm, g) veľmi hrubozrnné – 128–256 mm, h) balvanovité – 256 až 512 mm, i) blokovité – 512–1 024 mm); 4 – piesčité dolomity; 5 – vápence a dolomity stredného triasu; 6 – sutiny; 7 – štruktúrne prvky: a) podporná štruktúra obliakov, b) podporná štruktúra základnej hmoty, c) paralelná laminácia, d) zvlnená laminácia, e) planárne šikmé zvrstvenie, f) žľabové šikmé zvrstvenie, g) krížové zvrstvenie; 8 – merania vektorových prvkov: a) vrstvovitosť, b) zlomy s označením zmyslu a veľkosti posunov, c) pukliny, d) imbrikácia, e) osi žľabov; 9 – odbery vzoriek: a) výbrusy, b) ťažké minerály.



ného triasu silického príkrovu. Nachádzajú sa v nej bližšie neurčiteľné ostrey, pektény, ojedinele žraločie zuby (Volfová, 1963), rekryštalizované malé foraminifery (Siráňová in Filo et al., 1994) a stopy po vŕtavých organizmoch, nedovoľujúce bližšie vekové zaradenie.

Polymiktné zlepence tvoria do 5 m hrubú lavicu v spodnej časti vápencovej litofácie borovského súvrstvia medzi kótami Majerská a Ľudmianka.

Zlepence sú drobno- až strednozrnné, s obliakovou podpornou štruktúrou. Klastický materiál, tvorený žilným kremeňom, krememcami, pieskovcami, vápencami atď., dosahuje veľkosť prevažne do 30 mm, maximálne až 110 mm. Základná hmota je piesčitá, vápnitá. Poloha vyznieva v. smerom v stenách pod Tomášovským výhľadom vo forme prevažne kremenného zlepenca s podpornou štruktúrou základnej hmoty, s obliakmi veľkosti do 25 mm, maximálne 60 mm, hrúbky 0,5 m.



Obr. 18 Morfoštruktúrny diagram obliakov z vápencových zlepencov borovského súvrstvia (I. Filo a Z. Siráňová, 2000).
(Vysvetlivky: 1–10 → ako obr. 14).

Polymiktné zlepence predstavujú prstovité zastúpenie hornádskych vrstiev s vápencovou litofáciou borovského súvrstvia. Ich vznik možno dať do súvislosti s dočasným obnovením riečnej činnosti počas krátkodobej regresie na území už predtým zasiahnutom transgresiou.

32a dolomitová litofácia

Dolomitové zlepence s polohami pieskovcov sa nachádzajú na báze paleogénneho súvrstvia j. od Spišských Vlách po oboch stranách doliny Svätojánskeho potoka. Dosahujú hrúbku maximálne 50 m.

Zlepence sú doskovité až lavicovité, svetlosivé (po navetraní žltohnedé), drobno- až jemnozrnné, s premenlivou podpornou štruktúrou. Klastický materiál tvoria polozaoblené až zaoblené sivé jemnozrnné celistvé a brekciovité dolomity veľkosti prevažne do 10 mm, maximálne až 60 mm. Ojedinelú prímes predstavujú tmavé (gutensteinské) vápence a kremence, resp. kremenné pieskovce. Lokálne sa vyskytujú neopracované bloky dolomitu veľkosti až 2 m s hojnými stopami po vŕtavých organizmoch. Základná hmota zlepencov je hrubopiesčitá, vápnitá.

Pieskovce tvoria zriedkavé ploché, neostro ohraničené šošovky hrúbky do 0,3 m. Sú žltosivé, strednozrnné, nevápnité, hrubolaminované, miestami šikmo zvrstvené. Na prechode zo zlepencov do pieskovcov sa vyskytuje nevýrazná gradácia (Siráňová a Filo, 1999).

Zlepence aj pieskovce sú často slabo spevnené, rozsýpavé, zlepence miestami prechádzajú až do štrkov.

Dolomitová litofácia borovského súvrstvia predstavuje transgresívne litorálne sedimenty, uložené na strednotriasových dolomitoch (vo veľmi malom rozsahu aj na vápencoch a spodnotriasových bridliciach a pieskovcoch) silického príkrovu. Na jej stratifikáciu (tak ako pri všetkých doteraz opísaných paleogénnych litofáciách) neexistujú konkrétne podklady. Na priabónsky vek možno usudzovať len na základe datovania nadložných formácií.

31 tomášovské vrstvy: jemnozrnné pieskovce a prachovce (mladší priabón)

Tomášovské vrstvy predstavujú do 150 m hrubý komplex jemnozrnných pieskovcov a prachovcov s pyritovými konkréciami, makrofaunou (najmä lastúrnikmi), zvyškami listov rastlín a s častými povlakmi oxidov Fe a Mn. Rozšírené sú viac-menej kontinuálne pozdĺž celého j. okraja Hornádskej kotliny, v nadloží rozličných fácií borovského súvrstvia, chrastianskych aj hornádskych vrstiev, ojedinele aj priamo na báze podtatranskej skupiny. Stratotypová lokalita sa nachádza jv. od Spišských Tomášoviec (kameňolom Ďurkovec; Filo a Siráňová, 1996).

Pieskovce sú doskovité až hrubolavicovité, tmavosivé (po navetraní hrdzavohnedé až žltohnedé), veľmi jemno- až jemnozrnné, premenlivo vápnité, homogénne zvrstvené. Hrúbka vrstiev sa pohybuje v rozmedzí 0,01–1,9 m. Petrograficky zodpovedajú väčšinou litickým, zriedkavo arkózovým drobám, ojedinele sa vyskytujú sublitické arenity. V klastickej zložke dominuje kremeň, stabilne sa vyskytujú živce a muskovit, takmer vždy vápnitoílovitá základná hmota, vo väčšine prípadov kalcitový tmel, úlomky metamorfitov, karbonátov, kremencov a uhoľná drvina. Premenlivo sú prítomné zvyšky organizmov a biotit, menej často silicity, zriedkavo pieskovce, ojedinele kremenné porfýry a granitoidy. V južnom okolí Spišských Tomášoviec a Smižian sa miestami vyskytujú polohy strednozrnných karbonátových arenitov s podstatným podielom úlomkov karbonátov a kalcitového tmelu, bez základnej hmoty. Vzhľadom na vysoký obsah základnej hmoty, slabé opracovanie zŕn a značný podiel úlomkov nestabilných hornín pieskovce tomášovských vrstiev možno hodnotiť ako štruktúrne nezrelé. Pôvod ich klastického materiálu treba hľadať v sedimentárnych, vulkanickosedimentárnych a epimetamorfovaných formáciách triasu a paleozoika.

Prachovce tvoria polohy hrúbky 1 mm až 0,08 m, zvlnená a paralelná laminácia podmieňuje ich charakteristický bridličnatý rozpad. Smerom do nadložia sa ich zastúpenie zvyšuje na úkor pieskovcov.

Flóru z tomášovských vrstiev spracoval Sitár (1999). Z lokality Spišské Vlachy – Za horou uvádza odtlačky celokrajných listov *Laurophyllum* cf. *acutimontanum* MAI, *Eotrigonobalanus furcinervis* ssp. *flagellinervis* KNOBLOCH et KVAČEK, *E. f.* ssp. *furcinervis* KNOBLOCH et KVAČEK, *Dryophyllum devalquei* SAP., *D.* cf. *robustum* RUFLE, MÜLLER et LITKE, *Apocynophyllum amsoniana* UNG., *Trigonobalanopsis rhamnoides* (ROSSM.) KVAČEK et WALTHER, z lokality Spišské Tomášovce – Ďurkovec *Dicotylophyllum magnolioides* KNOBLOCH et KVAČEK a *Eotrigonobalanus furcinervis* ssp. *flagellinervis* KNOBLOCH et KVAČEK. Flóru považuje za eocénnu, bez možnosti bližšieho stratigrafického zaradenia. Z tomášovských vrstiev pochádza aj bohatá neritická, prevažne euryhalinná makrofauna eocénu (?až oligocénu), ktorú spracovala Volfová (1961, 1962, 1963, 1964), resp. Gross, Papšová a Köhler (1973). Fauna pochádza z lokalít Hranovnica, Spišský Štiavnik, Hrabušice, Letanovce, Spišské Tomášovce, Smižany, Spišská Nová Ves, Jamník, Spišský Hrušov, Spišské Vlachy, Vojkovce a je zastúpená stopami po lezení červovitých organizmov, ulitníkmi *Turritella sulcifera paucicarinata* LUK., *T. s. paucicostata* LUK., *Fusus* sp., *Clavilithes* sp., lastúrnikmi *Nucula* sp., *Lucina bipartita* (DEFR.), *Miltha (Pseudomiltha) gigantea* DESH., *Corbis* sp., *Tellina* sp., *Abra* sp., *Cardium cingulatum angustisulcatum* KOENEN, *Crassatella* sp., *Cyrena forbesi* DESH., *Cyprina* cf. *ustjurtensis* ILJINA, *Veneridae*, *Dosiniopsis* sp., *Meretrix incrassata* SOW., *Pitar (Callista) laevigata* LAMK., *P. (C.) suberycinoides* DESH., *P. (C.)* cf. *deltoidea* (LAMK.), *P. (C.)* cf. *heberti* (DESH.),

?*Marcia* sp., *Pectunculus* cf. *jacquoti nobilis* GÜMBEL, *Anomia* sp., *Pecten arcuatus* (BROCCHI), *Chlamys incurvatus sokolovi* (KLJUŠNIKOV), *Ch. subtripartita* (ARCH.), *Ch.* cf. *subimbricata* (MÜNSTER), *Ch.* cf. *verneuilli* (STUCK.), *Lima* sp., *Spondylus* sp., *Ostrea gigantica* SOLANDER, *O.* cf. *cyathula* LAMK., *Modiolus* cf. *rutimeyeri* MAYER, *Thracia bellardii* PICTET, *Pholadomya puschi* GOLDFUSS, *Teredo* sp., *Panope heberti* BOSQUET, *P.* cf. *indigena* MAYER-EYMAR, *Corbula* sp., hlavonožcom *Aturia* cf. *ziczac* (SOW.), krabmi, ježovcom ?*Echinocyamus* sp., zubmi žralokov a šupinami rýb *Clupea* sp. V pieskovcoch sa nachádzajú koralinné riasy a bentózne dierkavce (miliolidy, lagenidy, rotalidy, aglutinancie) snáď najmladšieho priabónu až staršieho oligocénu (Köhler in Filo a Siráňová, 1996).

Tomášovské vrstvy predstavujú plytkomorské sedimenty neritickej zóny, pravdepodobne mladopriabónskeho veku.

31b vápencové brekcie

Tvoria minimálne 5 m hrubé polohy v pieskovcoch tomášovských vrstiev v záreze železničnej trate a chodníka oproti stanici Spišské Vlachy a na báze tomášovských vrstiev (na rozhraní s dolomitovou fáciou borovského súvrstvia) asi 500 m smerom na východ.

Brekcie sú hrubozrnné, zložené z neopracovaných blokov a úlomkov strednotriasových vápencov, tmelených rekryštalizovanou karbonátovou hmotou.

Vápencovým brekciám tomášovských vrstiev prisudzujeme obdobnú genézu ako horizontu vítkovských brekcií (katastroficky podmienené gravitačné sklzy).

31a polymiktné zlepence

Tvoria zriedkavé polohy hrúbky do 1 m, ojedinele až 5 m, v tomášovských vrstvách v okolí Smižian, Spišského Hrušova a Jamníka.

Zlepence sú prevažne drobnozrnné, s obliakovou podpornou štruktúrou, s prevahou zaobleného kremeňa veľkosti do 15 mm, v okolí Jamníka aj s veľkými blokmi kremenných porfýrov, fylitov a svetlých vápencov.

Vznik polymiktných zlepencov tomášovských vrstiev možno dať do súvislosti s pretrvávajúcim transportom materiálu z j. oblastí alebo s redepozíciou z príbrežných plytčín.

30 hutianske súvrstvie: ílovce s vložkami prachovcov a pieskovcov (mladší priabón–starší oligocén)

Hutianske súvrstvie tvorí komplex distálnych turbiditov s výraznou prevahou pelitickej a aleuritickej zložky, hrúbky 200–300 m, lokálne až 500 m (Filo et al., 1994, 1995; Polák et al., 1992).

V súvrství dominujú bridličnaté, prevažne vápnité ílovce hnedej, žltohnedej, sivej a zelenosivej farby s čiernymi a hrdzavými povlakmi. Často sú prachovité až piesčité, s paralelnou laminációu zvýraznenou prítomnosťou muskovitu a uhoľnej drviny, zriedkavo aj rybích šupín. Ílovce sú polyminerálne, s podstatným zastúpením kremeňa, kalcitu, dolomitu a illitu, s prímesou albitu, chloritu, montmorillonitu, sideritu, mikroklinu a stopami pyritu. Z chemického hľadiska ide o sedimenty na hranici zrelosti s pomerom Al_2O_3 : Na_2O 12,3–27,8 % (SiO_2 44,9–59,4 %, Al_2O_3 10,4–16,1 %, FeO 0–2,5 %, Fe_2O_3 3,3–6 %, MnO 0–0,2 %, CaO 2,9–14,2 %, MgO 1,7–4,7 %, Na_2O 0,4–1,3 %, K_2O 1,8–3,3 %, P_2O_5 0,1–0,6 %, TiO_2 0,5–0,8 %). Južne od Letanoviec sa zistil výskyt íverovitých svetlohnedých laminovaných tvrdých krehkých ílovcov menilitového typu (Filo et al., 1994).

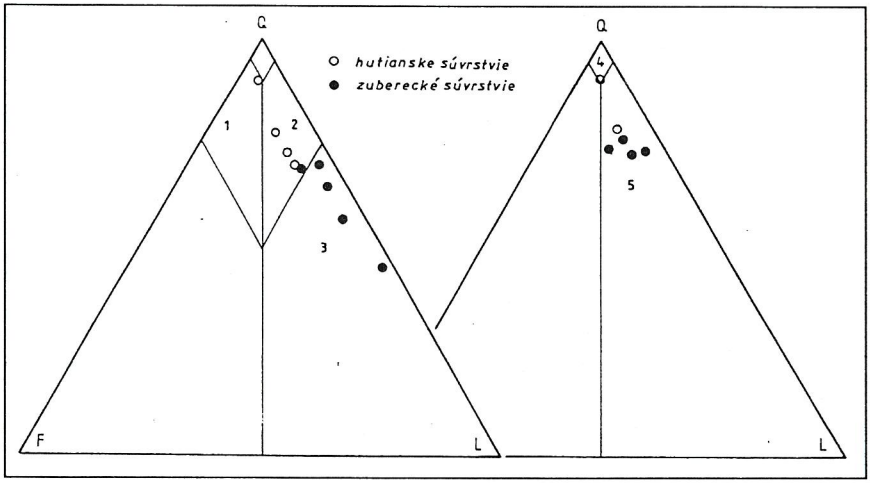
Prachovce sú tenkodoskovité (5 mm–0,03 m), sivohnedé, vápnité, často muskovitické, paralelne laminované. V ich zložení prevláda kremeň a vápnitoílovitá základná hmota, v menšej miere sú prítomné živce, silicity, karbonáty, glaukonit, muskovit, biotit, alternatívne metamorfity. Organickú zložku zastupujú najmä kremité hubky a uhoľná drvina.

Pieskovce sú tenkodoskovité až doskovité (do 0,1 m), sivé (až modrosivé), sivohnedé a hrdzavohnedé, jemnozrnné, prevažne homogénne, miestami paralelne, ojedinele čerinovo laminované, vápnité, muskovitické. Lokálne obsahujú zuhoľnatenú rastlinnú drvinu. Mikroskopicky predstavujú veľmi jemnozrnné až jemnozrnné sublitické arenity, zriedkavejšie subarkózové arenity, kremenné a litické droby (obr. 19); Siráňová in Filo et al., 1994, 1995; Polák et al., 1996) s podstatným zastúpením kremeňa (35–64 %), kalcitového tmelu (5–28 %) a základnej hmoty (10–16 %), s prímesou živcov (3–5 %), silicitov a kremencov (1–4 %), karbonátov (2–7 %), metamorfitov (0–5 %), muskovitu (2–4 %) a glaukonitu (1–9 %), zriedkavo granitoidov, bázických vulkanitov a biotitu (do 1 %). Organickú zložku zastupujú globigeríny a kremité hubky (1–5 %) a uhoľná drvina (2–5 %).

Na juhozápadnom okraji Hranovnice v spodnej časti súvrstvia sa nachádza tenká (0,03 m) poloha tmavosivej pelitickej horniny s okrovým lemom, so zvýšeným obsahom Fe (SiO_2 26,1 %; Al_2O_3 8,5 %; FeO 8,0 %; Fe_2O_3 31,3 %; MnO 0,3 %; CaO 8,8 %; MgO 2,8 %; Na_2O 0,5 %; K_2O 1,7 %; P_2O_5 0,4 %; TiO_2 0,6 %).

Z ílovcov hutianskeho súvrstvia pochádza vápnitý nanoplanktón, palynoflóra a mikrofauna mladšieho priabónu až staršieho oligocénu, ktorú spracovali Raková a Snopková et al. (in Filo et al., 1994; in Gross et al., 1995). Z charakteristických foriem možno uviesť: *Clausicoccus subdistichus* (ROTH et HAY) PRINS, *Reticulofenestra lockeri* MÜLLER (nanoplanktón), *Cupanieidites minimus* W. KR., *Scabratricolporites* cf. *scheffleroides* E. ROCHE et M. SCHULER, *Triatrio-pollenites hiatus* CHATEAUNEUF, *Spinaepollis spinosus* W. KR., *Trivesti-*

bulopollenites betuloides PF., *Alnipollenites verus* (R. POT) R. POT, *Toroisporis teupitzensis* W. KR., *Cicatricosisporites dorogensis* R. POT et GELL., *Pityosporites minutus* (ZAKL.) W. KR., *Polypodiaceoisporites gracillimus* NAGY, *Podocarpidites podocarpoides* (THG.) W. KR., *P.* cf. *libellus* (R. POT) W. KR., *Cupressacites bockwitzensis* W. KR., *Ulmipollenites undulosus* WOLFF, *Intratricolporopollenites instructus* MAI, *Caryapollenites simplex* (R. POT) RAATZ, *Thalasiphora pelagica* (EISENACK) GOCHT, *T. reticulata* MORGENROTH, *Pleurozonaria minor* (K. HUTTER E.) RAKOSI (palynoflóra), *Globigerina officinalis* SUBBOTINA, *G.* ex gr. *praebulloides* BLOW, *G. gnaucki* BLOW er BANNER, *G. danvillensis* HOWE et WALLACE, *G.* cf. *postcretacea* MJATLIUK, *G.* cf. *tapuriensis* BLOW et BANNER, *Turborotalia* cf. *densoconvexa* SUBBOTINA, *Cibicides lopjanicus* MJATLIUK, *Plectrofrondicularia hauerina* (HANTKEN), *Amphimorphina hauerina* NEUGEBOREN (mikrofauna).



Obr. 19 QFL diagramy pieskovcov hutianskeho a zubereckého súvrstvia (Z. Siráňová, 2000). Vysvetlivky: 1 – subarkózové arenity, 2 – sublitické arenity, 3 – litické arenity, 4 – kremenné droby, 5 – litické droby; (Pettijohn, Potter a Siever, 1972).

30c lumachelové vápence

Tvoria niekoľko olistolitových telies veľkosti do 200 m v hutianskom súvrství v okolí Odorína. Menšie výskyty sa zistili aj s. od Spišského Hrušova (Marschalko in Fusán et al., 1967; Filo et al., 1995).

Vápence sú hnedosivé, ílovité, tvorené schránkami ulitníkov a lastúrnikov veľkosti do 30 mm, prestúpené rúrkovitými útvarmi po lezení červovitých organizmov. Volfová (1964) z nich uvádza kvantitatívne veľmi bohaté, ale

druhovo chudobné, silno endemické spoločenstvo neistej stratigrafickej pozície (?*Ditrupa* sp., *Bithynia* sp., ?*Hipponix* sp., planorbidy, *Nucula* sp. juv., *Lucina* div sp., *Modiolus* sp.; mladší eocén až oligocén?).

Uvedené vápence sa neformálne označujú termínom „odorínske vápence" (cf. Fusán et al., 1967; Filo et al., 1995; Gross et al., 1999).

30b sklzové teleso (typu pebble-mudstone)

V dĺžke 20 m a hrúbke 1 m bolo zaznamenané v umelom odkryve vjv. od Spišskej Novej Vsi, vedľa cesty do Markušoviec (Filo et al., 1995).

Teleso tvoria dobre opracované obliaky bázických vulkanitov a vulkanoklastík, kremenných porfýrov, porfyroidov, kremencov, metapieskovcov a kremeňa veľkosti 5–250 mm, chaoticky povtláčané do ílovcov hutianskeho súvrstvia. Horninu možno charakterizovať ako hrubozrnný zlepenec s podpornou štruktúrou ílovitej základnej hmoty až ílovec (resp. bahnovec) s obliakmi, petrologickým charakterom obliakov blízky hornádskym vrstvám z okolia Markušoviec (obr. 20).

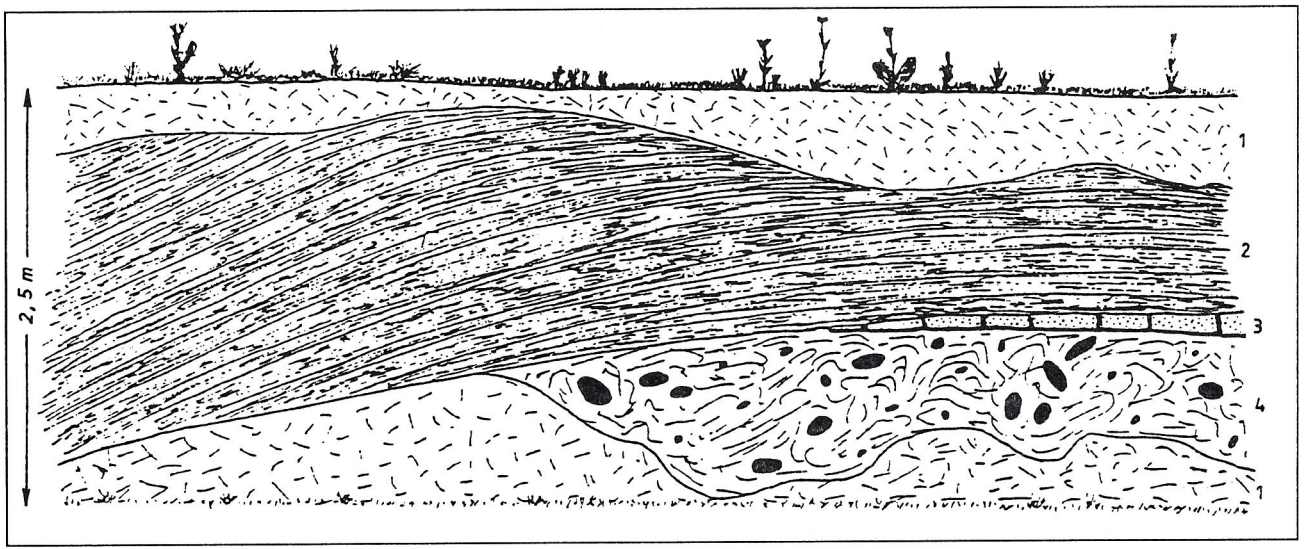
Toto teleso predstavuje podmorský zosuv, vzniknutý depozíciou materiálu z príbrežných plytčín na južnom okraji panvy.

30a zlepence

Vytvárajú v hutianskom súvrství šošovkovité polohy hrúbky do 3 m v strednej a východnej časti Hornádskej kotliny (v. od Hrabušíc).

Zlepence sú jemno- až drobnozrnné (zriedkavejšie strednozrnné), petromiktné (polymiktné), prevažne s obliakovou podpornou štruktúrou. Sú dobre aj slabšie vytriedené (polymodálne), miestami gradačne zvrstvené, zriedkavo s imbrikovanými obliakmi. Na ich zložení sa zúčastňuje kremeň, bázické vulkanity, porfyroidy, jemnozrnné granitoidy, metamorfity (ruly), silicity, kremence, jemnozrnné pieskovce, rohovcové vápence, vápence typu biancone a slieňovce veľkosti prevažne do 15 mm, maximálne do 120 mm. Horniny sú zaoblené až dobre zaoblené, kremeň je opracovaný o niečo slabšie (polozaoblený až zaoblený) a dosahuje menšie rozmery. Základná hmota je piesčitá, žltohnedá, vápnitá. Klastický materiál zlepencov hutianskeho súvrstvia je značne odlišný od zlepencov bazálnych litofácií, ako aj od opísaného sklzového telesa. Materiál odvoditeľný z paleozoika a triasu Spišsko-gemerského rudohoria, Slovenského raja a Galmusu je zastúpený len nepatrne alebo vôbec, dôležitú úlohu hrajú karbonáty jury a kriedy (veporidného typu), spodnotriasové kremence a horniny kryštalinika.

Zlepence sa obvykle vyskytujú v sprievode hrubo- až strednozrnných sľudnatých pieskovcov, makroskopicky značne odlišných od typických „hutianskych"



Obr. 20 Sklzové teleso v ílovcoch hutianskeho súvrstvia jv. od Spišskej Novej Vsi (I. Filo a Z. Siráňová, 2000).
Vysvetlivky: 1 – deluviálne hliny, 2 – laminované žltohnedé vápnité piesčité ílovce s uhoľnou drvinou, muskovitom, čiernymi a okrovými povlakmi, 3 – doskovité žltohnedé jemnozrnné pieskovce s muskovitom, čerinovo laminované, 4 – obliaky bázických vulkanitov a vulkanoklastík, kremeňa, metapieskovcov, kremenných porfýrov a porfyroidov, zaoblené, veľkosti 5–250 mm, povtláčané do ílovcov.

jemnozrnných pieskovcov. Pripomínajú skôr typ charakteristický pre kežmarské vrstvy, prípadne bielopotocké súvrstvie. Pieskovce sprevádzajú zlepencové telesá, obvykle tak v nadloží, ako aj v podloží. Lokálne spodná pieskovcová vrstva chýba a zlepence ležia priamo na ílovcoch. Na rozhraní jednotlivých litologických typov sa miestami vyskytujú výrazné erózne javy.

29 zuberecké súvrstvie: ílovce, prachovce, pieskovce (normálny flyš) (mladší priabón–oligocén)

Zubereckým súvrstvím označujeme komplex normálneho, tenko- až stredno-rytmického flyšu, tvoreného striedaním pelitických, aleuritických a psamitických sedimentov s polohami psefitov. Súvrstvie je rozšírené od Spišského Štiavnika po Branisko v hrúbke 50–300 m.

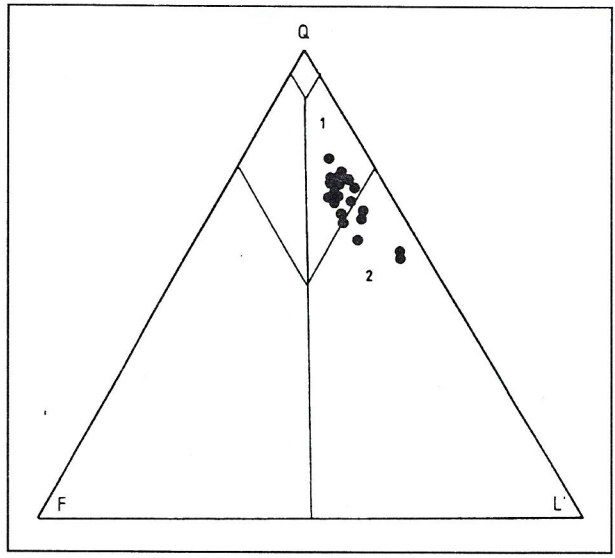
Pieskovce sú doskovité až lavicovité (0,02–1,2 m), rôznych odtieňov sivej a hnedej farby s čiernymi povlakmi, jemno- až strednozrnné (zriedkavejšie hrubozrnné), s bioglyfmi a mechanoglyfmi. Lokálne obsahujú drobné obliaky (do 10 mm), ojedinele pelokarbonátové konkrécie. Časté je homogénne a pozitívne gradačné zvrstvenie, paralelná a čerinová laminácia, zriedkavejšie asymetrické zvrstvenie. Z petrografických typov sú zastúpené litické droby, litické a ojedinele sublitické arenity (obr. 21) s obsahom kremeňa 39–58 %, živcov 4–8 %, vápnitoílovitej základnej hmoty 7–33 %, karbonátov 4–12 %, metamorfitov 2–8 %, muskovitu 2–8 %. Väčšinou je prítomný kalcitový tmel (do 6 %), biotit (do 2 %), silicity a kremence (do 8 %), alternatívne bázické vulkanity (do 6 %), pieskovce (do 4 %), kremenné porfýry a granitoidy (do 1 %), uhoľná drvina (do 3 %) a organické zvyšky (foraminifery do 2 %), ojedinele glaukonit (do 1 %; Siráňová in Filo et al., 1994, 1995).

Prachovce sú sivohnedé a hnedé, s čiernymi povlakmi, doskovité (0,01 až 0,15 m), paralelne aj čerinovo laminované, s hojným muskovitom a uhoľnou drvinou.

Ílovce sú bridličnaté (0,01–1 m), zelenosivé a hnedé, premenlivo vápnité, s prachovitou a piesčitou prímesou (laminované), s čiernymi a okrovými povlakmi. Sú polyminerálne (kremeň, kalcit, dolomit, illit, albit > chlorit, siderit, mikroklin ± montmorillonit, sadrovec), z chemického hľadiska podobné ílovcom hutianskeho súvrstvia (SiO_2 48,4–55,4 %, Al_2O_3 10–16,7 %, FeO 0,3–1,3 %, Fe_2O_3 3,9–6,8 %, Mno 0–0,1 %, CaO 4,9–10,1 %, MgO 1,7–3,7 %, Na_2O 0,8 až 1 %, K_2O 2,1–3,5 %, P_2O_5 0,1–0,3 %, TiO_2 0,5–0,8 %; $Al_2O_3 : Na_2O = 10,2$ až 18,1).

Ílovce obsahujú fosílie mladšieho priabónu až oligocénu [*Pontosphaera zigzag* ROTH et HAY, *Reticulofenestra lockeri* MÜLLER, *Baculatisporites primarius* (WOLFF) TH. et PF., *B. nanus* (WOLFF) W. KR., *Brandenburgisporis beckwitzensis* W. KR., *Favoisporis trifavus* W. KR., *Lusatisporis punctatus* W.

KR., *Laevigatosporites gracilis* WILS. et WEBST., *Verrucatosporites arktotertiarus* W. KR., *V. semihistiopteroides* W. KR., *Retitriletes oligocaenicus* W. KR., *Pityosporites macroinsignis* W. KR., *P. cedrisacciformis* W. KR., *P. scopulipites* (WDH.) W. KR., *Zonalapollenites gracilis* W. KR., *Sequoipollenites polyformosus* THG., *Thalasiphora succinata* MORGENROTH, *Globigerina officinalis* SUBBOTINA, *G. gnaucki* BLOW et BANNER, *G. danvillensis* HOWE et WALLACE; Raková a Snopková et al. in Filo et al., 1994; Gross et al., 1995].



Obr. 21 QFL diagram pieskovcov kežmarských vrstiev (Z. Siráňová, 2000).
Vysvetlivky: 1 – sublitické arenity, 2 – litické arenity.

29c flyš s prevahou ílovcov

Vytvára hrubšie (do 30 m), kartograficky vymedziteľné polohy v priestore celej strednej a v. časti Hornádskej kotliny (v okolí Vydrníka, sv. od Hrabušíc, sz. od Odorína, v okolí Domaňoviec), jednak na rozhraní hutianskeho a zubereckého súvrstvia, jednak v rámci samotného zubereckého súvrstvia.

Jednotlivé horninové typy ílovcovej subfácie (nerovnoploché lavicovité, stredno- až hrubozrnné homogénne a gradačne zvrstvené sľudnaté pieskovce, rovnoploché doskovité, paralelne laminované jemnozrnné pieskovce, čerinovo laminované prachovce, bridličnaté ílovce s polohami jemno- až drobnozrnných zlepencov) sú prakticky totožné s litotypmi základnej litofácie zubereckého súvrstvia.

Od hutianskeho súvrstvia sa ílovcová subfácia zubereckého súvrstvia odlišuje vyšším podielom stredno- až hrubozrnných sľudnatých pieskovcov, od typického vývoja zubereckého súvrstvia nižším pomerom pieskovce/ílovce (obvykle okolo 0,3; pieskovce dosahujú hrúbku väčšinou do 0,25 m, ílovce nad 0,5 m).

29b flyš s prevahou pieskovcov

Tvorí v zubereckom súvrství (miestami aj v jeho spodnej časti) polohy hrúbky do 15 m. Výskyt pieskovcovo-flyšovej subfácie bol zaznamenaný v strednej časti Hornádskej kotliny (sz. od Arnutoviec, v okolí Harichoviec).

Prevažujúcim horninovým typom sú nerovnoploché lavicovité (až hrubolavicovité) hnedé, žltohnedé a hrdzavohnedé, stredno- až hrubozrnné pieskovce (prevažne vápnité) s muskovitom, tvoriace polohy hrubé 0,5–3 m. Miestami sa striedajú vrstvy pevnejších, homogénne a gradačne zvrstvených pieskovcov s rozpadavými, šikmo laminovanými pieskovcami, pričom rozpadavé variety mierne prevažujú.

Medzivrstvové škáry v pieskovcoch bývajú vyplnené paralelne a šikmo laminovanými bridličnatými hnedými muskovitickými prachovcami prechádzajúcimi do lístkovitých zelenosivých ílovcov. Ílovce vytvárajú aj samostatné polohy hrúbky prevažne do 0,15 m, miestami šošovkovitého priebehu, spôsobeného „zrezaním" nadložnou pieskovcovou vrstvou.

V okolí Harichoviec sa na spodných vrstvových plochách pieskovcov nachádzajú stopy po činnosti organizmov (?*Sabularia rudis* KSIAZKIEWICZ; Filo et al., 1995).

Pieskovcová subfácia zubereckého súvrstvia je litologicky značne podobná kežmarským vrstvám. Od typického vývoja zubereckého súvrstvia sa odlišuje výrazne vyšším podielom pieskovce/ílovce (5–15) a dominanciou stredno- až hrubozrnných sľudnatých pieskovcov v psamitickej zložke.

29a zlepence

Tvoria polohy s hrúbkou do 3 m prakticky v celom areáli výskytu zubereckého súvrstvia.

Zlepence sú drobno- až strednozrnné, s premenlivou podpornou štruktúrou, tvorené obliakmi kremeňa (5–14 %), dolomitov a rauvakov (3–9 %), vápencov (do 47 %), pieskovcov, prachovcov a drobnozrnných zlepencov (14–16 %), kremencov (do 2 %), silicitov (2–8 %), rúl a svorov (8–24 %), jemnozrnných granitoidov a aplitov (6–7 %), kyslých (do 10 %) a bázických (8–20 %) vulkanitov a vulkanoklastík. Medzi karbonátmi sú zastúpené svetlé, slabo slienité, tmavé krinoidové, škvrnité slienité a rohovcové vápence. Z hornín kryštalinika prevládajú svetlé jemnozrnné granity a kremité ruly. Horniny sú

väčšinou zaoblené, kremeň je opracovaný o niečo slabšie a dosahuje menšie rozmery. Základná hmota je hrubopiesčitá, hnedá až žltohnedá, väčšinou vápnitá. Zlepence miestami tvoria spodné úseky gradačne zvrstvených lavíc, inokedy ostro ohraničené vrstvy uprostred pieskovcov alebo ílovcov, pričom vrstvové plochy bývajú rovné, bez eróznych javov.

Podstatne zriedkavejším typom sú sklzové parazlepence s obliakmi utopenými v základnej ílovitej, resp. ílovito-piesčitej hmote. Od predchádzajúceho typu sa odlišujú aj prítomnosťou materiálu z gemeridného paleozoika (bázické vulkanity, fylity).

28 kežmarské vrstvy: flyš s prevahou pieskovcov (najmladší priabón–oligocén)

Kežmarské vrstvy, tvorené prevažne hruborytmickým flyšom s prevahou pieskovcov (P : Í = 2–10), vystupujú v sv. časti Hornádskej kotliny (medzi Kurimanmi a Dúbravou) v hrúbke do 150 m.

Pieskovce sú lavicovité až hrubolavicovité (menej často doskovité: 0,07–3 m), žltohnedé, sivohnedé a modrosivé, stredno- až hrubozrnné (zriedkavejšie jemnozrnné), homogénne a gradačne zvrstvené, paralelne a šikmo laminované, prevažne vápnité, sľudnaté. Bežne sa v nich vyskytuje uhoľná drvina veľkosti do 35 mm, miestami sústredená do plochých šošoviek dĺžky do 0,2 m, zriedkavo aj pelokarbonátové a pelosideritové konkrécie elipsoidálneho tvaru, rozmerov do 0,4 × 0,15 × 0,1 m. V gradačne zvrstvených laviciach býva hrubá frakcia nepravidelne rozptýlená aj vo vyššej časti. Na spodných vrstvových plochách sa nachádzajú prúdové stopy typu groove casts a flute casts, tlakové stopy a bioglyfy. Petrograficky predstavujú sublitické (menej často litické) arenity, tvorené kremeňom (30–49 %), silicitmi a kremencami (3–13 %), živcami (3–9 %, plagioklasy > ortoklas > mikroklin), granitoidmi (0–5 %), metamorfitmi (3–14 %), pieskovcami (1–6 %), karbonátmi (2–15 %) a kalcitovým tmelom (2–19 %). Väčšinou sú prítomné aj bázické vulkanity (do 3 %), biotit (často baueritizovaný, do 8 %), muskovit (do 7 %) a základná hmota (do 11 %), alternatívne kyslé vulkanity (do 4 %), ílovité bridlice (do 2 %), granát a chlorit (do 1 %), ojedinele glaukonit (do 1 %). Organickú zložku zastupuje uhoľná drvina (2–5 %), ojedinele foraminifery a machovky (do 1 %; Siráňová in Filo et al., 1994, 1995; Polák et al., 1996).

Prachovce tvoria polohy s hrúbkou 0,01–0,3 m. Sú žltohnedé až sivohnedé, paralelne a šikmo laminované, vápnité, muskovitické, miestami s veľkým množstvom uhoľnej drviny.

Ílovce sú bridličnaté, hnedé a sivé, vápnité, prachovité až piesčité, miestami laminované, s čiernymi povlakmi. Dosahujú hrúbku 0,01–2 m. Z mineralogického a chemického hľadiska sa prakticky nelíšia od ílovcov zubereckého

a hutianskeho súvrstvia (kremeň, dolomit, kalcit, illit, albit > chlorit > siderit, alunit, montmorillonit, mikroklin ± manganokalcit; SiO_2 49,8–51,4 %, Al_2O_3 13,6–16 %, FeO 0,2–1,2 %, Fe_2O_3 3,8–5,2 %, CaO 6–8,1 %, MgO 3,5–3,6 %, K_2O 3,4–4,5 %, Na_2O 0,8–1,1 %, P_2O_5 0,3 %, TiO_2 0,5–0,7 %, Al_2O_3 : Na_2O = 12–19,5).

V kežmarských vrstvách sa miestami nachádzajú tenké šošovky, resp. laminy čierneho uhlia dĺžky do 0,15 m a slabo preuhoľnené úlomky bližšie neidentifikovateľných konárikov.

Z ílovcov kežmarských vrstiev pochádzajú palynomorfy a mikrofauna (prevažne bentózne dierkavce) najmladšieho priabónu až oligocénu [*Verrucatosporites arktotertiarus* W. KR., *Pityosporites macroinsignis* W. KR., *P. scopulipites* (WDH.) W. KR., *Rhabdammina discreta* BRADY, *Dendrophrya latissima* GRZYB. (Snopková a Samuel in Filo et al., 1994; Gross et al., 1995)].

28a zlepence

Nachádzajú sa v kežmarských vrstvách najmä v sv. časti Hornádskej kotliny. Tvoria polohy hrúbky 0,5–2 m.

Zlepence sú drobno- a strednozrnné, polymiktné, väčšinou s obliakovou podpornou štruktúrou, polymodálne, tvorené dobre zaoblenými až polozaoblenými, veľkostne pomerne dobre vytriedenými obliakmi žilného kremeňa, granitoidov, bázických vulkanitov a vulkanoklastík, kremitých rúl, svorov, metapieskovcov, rohovcov, kremencov, pieskovcov, prachovcov, bridlíc, slieňovcov, vápencov (sivých slienitých, čiernych krinoidových, rohovcových, čiernych celistvých, biancone) a dolomitov s veľkosťou prevažne do 20 mm, zriedkavejšie 100 mm, ojedinele až 500 mm. Základnú hmotu tvorí sivohnedý a žltohnedý, stredno- až hrubozrnný vápnitý (niekedy ílovitý) pieskovec. Zlepence sú homogénne alebo gradačne zvrstvené, na báze vrstiev sa vyskytujú erózne javy.

27 bielopotocké súvrstvie: pieskovce, veľmi zriedkavo prachovce a ílovce (oligocén)

Bielopotocké súvrstvie zasahuje do Hornádskej kotliny na jej s. a sv. okraji, v priestore Kurimany – Levoča – Spišský Hrhov – Jablonov a Žehra – Dúbrava – Poľanovce. Tvoria ho pieskovce s častými polohami zlepencov. Najväčšiu hrúbku dosahuje v masívoch Chochola a Jazerca (okolo 200 m).

Pieskovce bielopotockého súvrstvia sú lavicovité až hrubolavicovité (0,5–3 m), sivohnedé a hnedožlté, stredno- až hrubozrnné, premenlivo vápnité, sľudnaté, rozpadavé. Z petrografických typov sú zastúpené litické droby, sublitické a litické arenity, zložením a zrnitostnými parametrami blízke pieskovcom kežmarských vrstiev (kremeň > základná hmota > úlomky hornín > živce; medzi úlomkami

hornín prevažujú metamorfity a karbonáty). Pieskovce sú homogénne, gradačne alebo nepravidelne zvrstvené, vo vrchných horizontoch sú zriedkavo zachované zvlnené laminované jemnozrnné pieskovce až prachovce, ojedinele aj nevápnité ílovce.

Bielopotocké súvrstvie Hornádskej kotliny je prakticky bezfosílne. Na základe výsledkov biostratigrafického výskumu južnej časti Levočských vrchov (Samuel, Snopková a Žecová in Gross et al., 1995, 1996) ho možno zaradiť do oligocénu (s maximom sedimentácie v mladšom oligocéne).

Podrobnejšia charakteristika bielopotockého súvrstvia Levočských vrchov a priľahlých regiónov je podaná v práci Grossa et al. (1999).

27a zlepence

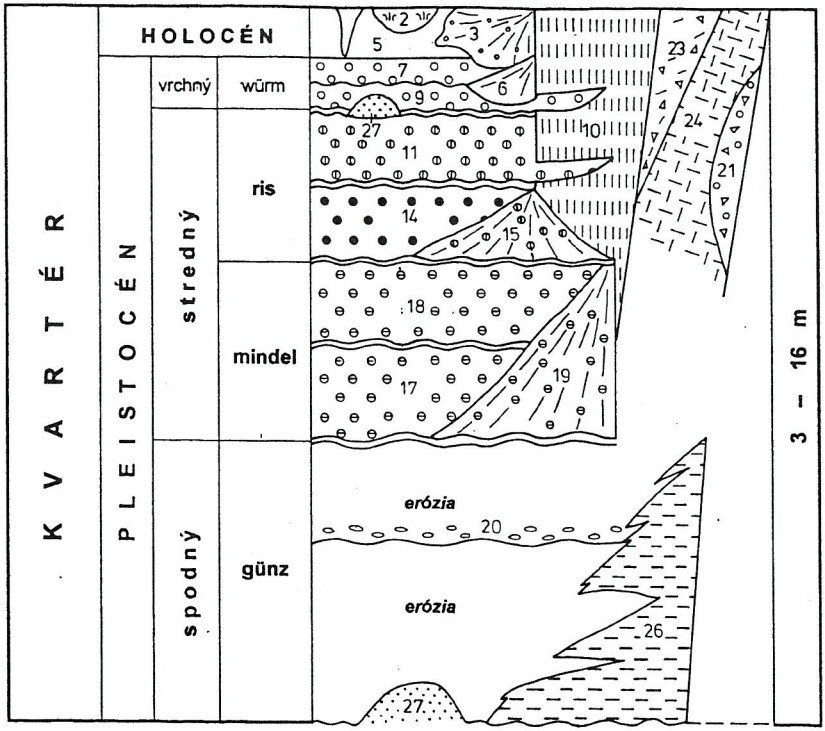
Tvoria v bielopotockom súvrství časté polohy s hrúbkou 0,25–3 m. V niektorých úsekoch sa ich podiel blíži zastúpeniu pieskovcov a súvrstvie nadobúda charakter zlepencového flyšu.

Zlepence sú drobno- až strednozrnné, polymiktné, s premenlivou podpornou štruktúrou, polymodálne, textúrno-štruktúrnymi znakmi a zložením blízke zlepencom kežmarských vrstiev a zubereckého súvrstvia. Klastickú zložku tvorí polozaoblený až dokonale zaoblený žilný kremeň, jemnozrnné granitoidy, aplity, bázické vulkanity, porfyroidy, červené silicity, jemnozrnné pieskovce a vápence (biancone, škvrnité slienité, rohovcové) veľkosti do 20–70–150 mm.

Zlepencový flyš bielopotockého súvrstvia považujú Gross et al. (1999) za distálnu časť hruboklastických sedimentov, vstupujúcich do panvy od JV (zdrojová oblasť Čierna hora a východná časť Spišsko-gemerského rudohoria).

KVARTÉRNE SEDIMENTY (obr. 22)

Kvartérne sedimenty na území Slovenského raja a priľahlej časti Hornádskej kotliny, Galmusu a styčného pásma Slovenského rudohoria majú špecifický vývoj. Ich rozsah a vývoj je podmienený geologickou stavbou územia. Špecifickosť geologickej stavby sa najviac prejavuje v Slovenskom raji, ktorý budujú vápencové masívy s charakteristickým vývojom reliéfu, čo výrazne kontrastuje s priľahlým územím Hornádskej kotliny a Slovenského rudohoria. Pre reliéf Slovenského raja je charakteristické striedanie hlbokých a úzkych dolín s torzovitým zachovaním fluviálnych, a najmä proluviálnych sedimentov, ktoré boli späté s formovaním alochtónnych sedimentov rozšírených v krasových priestoroch jaskýň. Planiny Slovenského raja sú charakteristické nepatrným vývojom eluviálnych sedimentov zastúpených pôdami, pôdnymi sedimentmi typu terra fusca, terra calcis a nepatrným pokryvom horninovej drviny, ktorá vypĺňa



Obr. 22 Litostratigrafická kolónka kvartérnych sedimentov (J. Pristaš, 2000).

nerovnosti krasového reliéfu. Na úpätiach svahov a dolín sa významnejšie zachovali deluviálne a koluviálne (osypové) sedimenty.

Oblasť Slovenského raja počas obdobia kvartéru bola skôr oblasťou tranzitu, a hlavne znosu materiálu. So Slovenským rajom výrazne kontrastujú priľahlé časti územia, najmä Hornádska kotlina, ktorú tvoria horniny paleogénu a je oblasťou výraznejšej akumulácie kvartérnych sedimentov. V tejto časti územia dochádza k výraznejšej laterálnej erózii a doliny riek sa stávajú širšími, čo podmienilo aj rozsah a zachovanie sedimentov kvartéru.

Kvartérne sedimenty ležia na paleozoiku, ale najmä na mezozoických komplexoch a súvrstviach paleogénu. Podložie kvartéru do istej miery podmienilo genetickú stavbu, skladbu a litofaciálne zloženie, ako aj predpoklad ich ďalšieho zachovania. Dominujúce postavenie tu majú fluviálne sedimenty terás Hornádu a jeho prítokov. Sporadicky sú vyvinuté proluviálne sedimenty tvoriace náplavové kužele. Na zarovnaných plošinách terás a náplavových kužeľov sedimentovali spraše, a najmä sprašové hliny.

Na významnejších tektonických líniách pri výlevoch minerálnych vôd sa sformovali sladkovodné vápence (travertíny). V záverečnej etape kvartéru na podmáčaných plochách nív a depresií sa sporadicky usadzovali organogénne sedimenty – rašeliny.

Kvartérne sedimenty v Slovenskom raji, Galmuse a priľahlej časti Hornádskej kotliny začleňujeme do nečleneného pleistocénu, spodného, stredného a vrchného pleistocénu a holocénu.

Nečlenený kvartér

Pliocén/holocén

26 sladkovodné vápence: travertíny, penovce, vápenaté sintre

Sladkovodné vápence na študovanom území sa nachádzajú vo forme morfologicky výrazných svahových a dolinných kôp (Gánovce, Ondrej-Hôrka, Sivá brada, Sobocisko, Dreveník), terás a kaskád (Hranovnické pleso). Horninová náplň týchto sedimentov je pestrá a pozostáva so sypkých zemitých až piesčitých penovcov, štruktúrnych penovcov, lavicovitých (doskovitých) travertínov a pevných masívnych travertínov. Prevažná časť sladkovodných vápencov je situovaná na tektonických líniách staršieho založenia, ako aj na aktivovaných zlomoch počas kvartéru a v súčasnosti. Podstatná časť travertínových kôp a kaskád sa sformovala v období mladšieho pleistocénu až holocénu, no niektoré vznikli v období pliocénu–spodného pleistocénu (Dreveník, Spišský hrad, Šibeničná hora).

Pretože sladkovodné vápence – travertíny Hornádskej kotliny – boli podrobnejšie charakterizované v práci Maglaya a Halouzku in Gross et al. (1999), nebudeme sa tu nimi podrobne zaoberať.

Spomedzi ostatných významnejších nálezov travertínov treba spomenúť sústavu travertínov na rozhraní Slovenského raja a Prednej hole v sútokovej časti doliny Teplého potoka pri jeho vyústení do Vernárskeho potoka, v okolí rekreačného strediska Hranovnické pleso. Travertíny Hranovnického plesa ležia na nekrasových horninách karbónu a permu a sú zastúpené dvoma základnými typmi – štruktúrnymi penovcami a travertínmi (Ložek, 1973). Travertíny a penovce tvoria systém stráňových terás a dolinových kaskád (Novotný, 1989). Všeobecne pre geologickú stavbu travertínov Hranovnického plesa je charakteristické to, že spodnopleistocénne travertíny zaberajú najvrchnejšie stráňové terasy a sú spravidla skrasovatené. Strednopleistocénne (rissko-würmské) travertíny tvoria prechod medzi stráňovými travertínmi a travertínmi dolinných kaskád, pričom na časti uvedených travertínov sa sformovali mladšie sintre a penovce. Spodnú časť kaskád tvoria prevažne mladé holocénne penovce.

Na mnohých miestach na báze travertínov stráňových terás sú vyvinuté polymiktné brekcie s hrúbkou 0,5–3 m (Novotný, 1989). Tvoria ich 1–30 cm veľké, väčšinou ostrohranné úlomky z podložných karbónskych a permských hornín tmelených pórovitým travertínom a vápnitým tmelom. Sú dokumentom klastickej sedimentácie stráňových sutín v závere glaciálov a nástupu chemogénnej sedimentácie na prelome do interglaciálov. V travertínoch Hranovnického plesa sa zachovalo bohaté spoločenstvo fauny lesných mäkkýšov vrátane interglaciálneho druhu *Helicigona banatica* (ROSSMÄSSLER).

Severne od doliny Teplého potoka, na jeho ľavom brehu, sú rozšírené len travertíny, pričom podľa Novotného (1989) od prvej po tretiu stráňovú terasu klesá ich pórovitosť a zvyšuje sa pevnosť. Rovnako stúpa aj stupeň skrasovatenia. Podľa Straku (1962) a Ložeka (1963) travertíny prvej stráňovej terasy patria do interglaciálu rissu–würmu, travertíny druhej terasy (Malacinová) k interglaciálom stredného pleistocénu a tretia, najvyššia stráňová terasa (Hincava) k interglaciálom spodného pleistocénu.

Travertíny stráňových terás sú z väčšej časti sivé až žltosivé, masívne, pevné, pórovité, bez zreteľného zvrstvenia, miestami doskovité a lavicovité. Na stráňach medzi terasami viac zvrstvené. Vrstvovitosť je súhlasná so sklonom svahov, prípadne oblúkovitá, čo vyznačuje relikty kaskád, resp. okraje pramenných kôp (Novotný, 1989). Napriek značnej rozlohe travertínov ich hrúbka sa pohybuje od 10,0 do 40,0 m, maximálne do 60,0 m.

Štruktúrne penovce, penovce, sypké penovce a sintrové piesky svetlookrovej, žltosivej a žltohnedej farby budujú dolinové kaskády a čiastočne prekrývajú dolinové terasy. Pochádzajú zo slabo mineralizovaných vôd prameňov. Päty kaskád podľa Novotného (1989) sa nápadne kryjú s priečnou sz. zlomovou tektonikou. Je to dôkazom holocénnej poklesovej funkcie zlomov, ktoré podmienili stupňovitý vývoj doliny v pozdĺžnom profile.

25 eluviálne sedimenty: hliny, sporadicky s úlomkami hornín

Eluviálne sedimenty sú reprezentované najmä hlinitými a silno zvetranými hlinito-kamenitými úlomkovitými zvetraninami vápencov a dolomitov. Najviac sú rozšírené na krasových plošinách Glac, Geravy, Pelc a Skala, v menšej miere na plochých úzkych chrbtoch. Do tejto kategórie patria aj pôdy a pôdne sedimenty. Vzhľadom na veľkú energiu reliéfu územia Slovenského raja sa zachovali len sporadicky a vypĺňajú zníženiny krasového reliéfu plošín, dná starých závrtov a škrapov. Tvoria ich červenohnedé hliny (íly), ktoré obsahujú variabilnú prímes vápencového, prípadne drobnejšieho dolomitového skeletu. Jemnozrnný matrix je viac kyslý, odvápnený. Viacvrstvové eluviálne hliny sú vyvinuté hlavne na slieňovcoch, slienitých bridliciach a vápencoch. Pre malú hrúbku týchto sedimentov sú na geologickej mape väčšinou zanedbané.

Na zvetraných vápencových substrátoch sa sformovali reliktné a recentné pôdy, zastúpené najmä rozličnými podtypmi rendzín a reliktných pôd typu terra fusca a terra calcis.

Deluviálne sedimenty

24 svahoviny vcelku, litofaciálne nečlenené (nerozlíšené svahové hliny a sutiny)

Do tejto skupiny zaraďujeme sedimenty, pri ktorých vzhľadom na malé plochy rozšírenia, ale aj v dôsledku častého striedania frakcií jednotlivých podtypov svahovín, sutín a osypov nebolo možné stanoviť reprezentačný typ. Spravidla ide o zmes svahových sutín, od balvanovito-blokovitých, kamenitých, piesčito-kamenitých a piesčitých cez hlinito-kamenité a hlinito-piesčité až po výlučne hlinité.

23 svahové hliny (polygenetické), sporadicky s obsahom sutín

Plošne výraznejší výskyt týchto sedimentov zaznamenávame na menej exponovaných územiach s hladko modelovaným reliéfom a na flyšových súvrstviach s prevažujúcim obsahom ílovcov, najmä na styku úpätných svahov, terás a náplavových kužeľov Hornádskej kotliny. Podľa Maglaya a Halouzku in Gross et al. (1999) ide o pôvodné eluviálne pokryvy poznačené pôdotvornými procesmi, neskôr resedimentované, resp. len posunuté do nižších polôh vplyvom svahových procesov (ron, tečenie, soliflukcia a i.). Často prechádzajú do deluviálno-fluviálnych splachových hlín, s ktorými úzko geneticky súvisia a často s nimi tvoria pokryvy strednopleistocénnych fluviálnych sedimentov riečnych terás Hornádu. Okrem toho tvoria súčasť jaskynných sedimentov v Medvedej jaskyni, kde sú zastúpené piesčitými hlinami. Tie obsahujú veľké množstvo úlomkov a balvanov karbonatických hornín, miestami aj úlomkov kvapľov. Jaskynné sedimenty obsahujú vzácne nálezy *Ursus spelaeus* (ROSEMÜLLER et HEINROTH). Na základe uvedených nálezov bolo možné začleniť uvedené jaskynné sedimenty na koniec najmladšieho obdobia vrchného pleistocénu – würmu (Schmidt a Chrapan, 1969).

22 hlinito-kamenité, piesčité, piesčito-kamenité až kamenité sutiny

Deluviálne sedimenty sú najviac rozšírený genetický typ kvartérnych sedimentov regiónu. Sú rozšírené na vápencových plošinách Slovenského raja a lemujú ich strmé svahy, pričom tvoria úzke pruhy (na úpätí svahov) sutín medzi nivami tokov a krasovými plošinami.

Rozsiahlejší pás hlinito-kamenitých delúvií je zachovaný na styku mezozoických komplexov Slovenského raja a flyšových komplexov Hornádskej kotliny a na flyši samotnej kotliny.

Granulometrické zloženie deluviálnych sedimentov je závislé predovšetkým od horninového prostredia. Na karbonátovom podloží sú väčšinou hrubo úlomkovité, na nekarbonátovom hlinité s občasnými úlomkami a na paleogénnych sedimentoch predovšetkým hlinité a piesčito-hlinité svahoviny.

Na úpätiach krasových plošín Slovenského raja sa sporadicky zachovali reliktné, miestami aj spevnené hruboúlomkovité svahoviny, ktoré sú reliktné z obdobia posledného glaciálu. Podstatná časť sutín sa sformovala v období neskorého glaciálu – würmu, a hlavne holocénu. Maximálna hrúbka sutín nepresahuje 12 m.

21 deluviálno-proluviálne sedimenty: piesčité hliny s úlomkami hornín, piesčito-kamenité a kamenité sedimenty

Uvedený typ sedimentov je najviac rozšírený pod strmými úpätiami svahov krasových plošín Slovenského raja a je tesne spätý s úpätnými deluviálnymi hlinito-kamenitými sedimentmi, od ktorých je v mnohých prípadoch ťažko odlíšiteľný. Sú to predovšetkým sedimenty osypov soliflukcie, sporadických proluviálnych prívalových výplavov, občas aj skalných rútení. Vo väčšine prípadov sú zastúpené nesúdržnou osypovou drvinou vápencov, dolomitov, občas hrubými blokoviskami granitoidov. Materiál je chaoticky zvrstvený, občas obsahuje polohy preplavenej jemnozeme, prípadne aj recentných pôd. Vzhľadom na to, že uvedené sedimenty zaberajú veľmi malé plochy, na geologickej mape neboli všade vyznačené.

20 glaciálne (periglaciálne) sedimenty: štrkovito-blokovité, kamenité, resedimentované a soliflukčné sedimenty

Tieto sedimenty sú vyvinuté na rozsiahlych plochách vo výške 900–1 150 m na východnom úpätí Kráľovej hole a jej styku s územím Slovenského raja, najmä vo vrchnej časti údolia Hnilca, na rozvodiach jeho pravostranných prítokov Zadnej a Zbojníckej doliny. Zväčša ide o rezíduá štrkov ováľaných blokov, zložených najmä z kremencov, kremeňa a granitoidov. Občas v znížených častiach výskytov ako matrix sa zachovali hrubozrnné piesky a hrubé štrky. Dominujúce postavenie však majú už spomínané ováľané obliaky a bloky, ktoré sú pravdepodobne prepracované zvyšky morén či glacifluviálnych sedimentov vrchného, prípadne stredného pleistocénu.

Pleistocén

Pleistocénne sedimenty vystupujúce v dolinách regiónu Slovenského raja kvôli značnej energii reliéfu územia sa zachovali len ojedinele. Výraznejšie sa zachovali v okrajových častiach regiónu, najmä v doline Hornádu a v dolnej časti doliny Hnilca. Významnejšie a plošne rozsiahlejšie sú zastúpené najmä fluviálne sedimenty terás, proluviálne sedimenty náplavových kužeľov, sporadicky jaskynné sedimenty rozšírené v jaskyniach Slovenského raja.

Spodný pleistocén

19 fluviálne sedimenty: štrky, rezíduá štrkov najvyšších terás

Fluviálne sedimenty spodného (najstaršieho) pleistocénu sa zachovali len zriedkavo v Hornádskej kotline a zaberajú najvyššie položené miesta doliny pod torzovite zachovaným vrchnopliocénnym povrchom zarovnania – poriečnou rovňou. Analýza pozdĺžneho profilu Hornádu od ústia prielomu od Spišskej Novej Vsi po Krompachy, ako aj analýza morfologického postavenia zachovaných jaskynných sedimentov v jaskyniach Stratenskej hornatiny naznačuje existenciu niekoľkých (pliocénnej a spodnopleistocénnych) úrovní. V doline Hornádu sú výraznejšie vyvinuté dve terasové úrovne. Sporadicky a torzovite zachovaná najvyššia úroveň vystupujúca v relatívnej výške 140–150 m môže byť aj vrchnopliocénneho veku.

Najvyššia spodnopleistocénna terasová úroveň vystupuje v relatívnej výške 110–120 m. Väčšinou je bez korelatívnych sedimentov alebo len s nepatrnými zvyškami štrkov, ktoré vzľadom na rozsiahly vývoj paleogénnych zvetraných zlepencov v tejto oblasti je obťažné bližšie stratigraficky odlíšiť.

Plošne a sedimentačne je viac zachovaná najspodnejšia terasová úroveň vystupujúca v relatívnej výške cca 90 m nad riečnou nivou Hornádu. Fluviálny, rezidiuálne zachovaný materiál terasy je zastúpený hlavne rezistentnými, hrubými, dobre opracovanými obliakmi kremeňa a kremenca. Obliakový materiál je značne navetraný, patinizovaný a začleňujeme ho do obdobia spodného pleistocénu – günzu.

V tesnej väzbe na formovanie terás a terasových úrovní je formovanie jaskynných priestorov Stratenskej a Dobšinskej jaskyne, jaskyne Psie diery a ďalších menších jaskýň, ako aj výskyt bočných korýt a previsov v samotnom epigenetickom prielome Hornádu medzi Hrabušicami a Čingovom.

Jaskynný systém podľa Tulisa a Novotného (1989) má 5 jaskynných úrovní s vertikálnym rozpätím 194 m. V sústave jaskýň masívu Duča je to štvrtá jaskynná úroveň, ktorú je možné paralelizovať s vývojom poriečnej rovne a najvyšších spodnopleistocénnych terás. Uvedená úroveň zahŕňa najväčšie

koridory a priestory, ktoré vytvorila ponorná rieka starý Hnilec a jej prítok potok Tiesňavy. Chodby Hnileckého koridoru (Tulis a Novotný, 1989) zložito meandrujú. Stropy sú takmer ideálne erózne zarovnané, na stenách sú stupňovité bočné korytá. Vyskytujú sa zarovnané stropy, jednoduché bočné korytá a často stropné korytá. Podobne členité sú aj dná. V uvedených chodbách na dne a v bočných korytách sú miestami zachované zvyšky štrkových náplavov, pieskov a hlín s hrúbkou 4–6 m.

Na základe petrografického zloženia obliakov boli vyčlenené tri typy štrkov: hnilecký, tiesňavský a zmiešaný (Novotný, 1992). V petrografickom zložení materiálu dominujú obliaky kremeňa, kremenca, granitoidy, ryolity, rula, svor, fylit, serpentinit, amfibolit, pieskovce, zlepence a vápence. Tvary obliakov sú prevažne ploché, guľaté a plochostĺpcovité.

Stredný pleistocén

Stredný pleistocén zastupujú fluviálne a proluviálne sedimenty terás a terasovaných kužeľov Hornádu, Hnilca a ich väčších prítokov, ktoré začleňujeme do staršieho a mladšieho obdobia stredného pleistocénu.

Stredný pleistocén – staršia časť

18 proluviálne sedimenty: hlinité, zvetrané štrky náplavových kužeľov

Proluviálne sedimenty náplavových kužeľov majú v porovnaní so spodnopleistocénnymi sedimentmi širší rozsah. Sú zachované najmä v ústľových častiach prítokov väčších tokov. Výrazne sú vyvinuté najmä v Hornádskej kotline, v širšom okolí Hranovnice. Ich výskyt predpokladáme na ľavom brehu Hornádu medzi Hôrkou a Betlanovcami, západne od Matejoviec a na pravom brehu Slovinského potoka v Krompachoch. Sporadicky torzovite sa zachovali aj v doline Hnilca.

Proluviálne sedimenty náplavových kužeľov sú tvorené zahlinenými, silno zvetranými, hnedými až červenohnedými štrkmi, ktoré vystupujú v relatívnej výške cca 60 m nad nivou Hornádu. Obliakový materiál je polo- až opracovaný, prevažne hrubý a svojím petrografickým zložením charakterizuje čiastkové znosové oblasti.

17 fluviálne sedimenty: štrky, piesčité a hlinité štrky vyšších stredných terás (mindel)

V Hornádskej kotline, morfologicky pod náplavovými kužeľmi v relatívnej výške 30–35 m, sa zachovali torzá fluviálnych sedimentov terás, pravdepodobne mladšieho obdobia mindelu. Boli identifikované najmä s. od Betlanoviec, jv. od

Spišskej Novej Vsi a na v. okraji Krompách. Erózna báza štrkov sa nachádza cca 20–25 m nad riečnou nivou Hornádu. Štrky sú tvorené dobre opracovanými obliakmi kremeňa a kremenca, granitoidov, výrazne sú prítomné paleogénne pieskovce, sporadicky aj vápence. Obliakový materiál je piesčitý, miestami značne zahlinený. Fluviálne štrky terasy sú z väčšej časti zakryté sprašovými hlinami.

S eróznou a akumulačnou činnosťou v staršom období stredného pleistocénu je spojené formovanie jaskynných priestorov a akumulácia štrkov Stratenskej a Dobšinskej ľadovej jaskyne. So starším obdobím stredného pleistocénu, prípadne mladším obdobím spodného pleistocénu je pravdepodobne spojené formovanie a sedimentácia štrkov tretej úrovne jaskynných priestorov jaskynného systému Stratenskej a Dobšinskej ľadovej jaskyne (porov. Novotný a Tulis, 1996). Celkove s obdobím mindelu sa porovnáva vznik druhej úrovne jaskynných priestorov s alochtónnymi štrkmi tiesňavského typu (Novotný a Tulis, 1996). Podľa uvedených autorov akumulácia štrkov (∅ 20–40 cm) je charakteristická dokonalým zaoblením. V petrografickom zložení materiálu dominujú obliaky nízkotatranskej proveniencie zložené z kremeňa, metakvarcitov, metadrôb a vápencov. Okrem toho v období mindelu nastala deštrukcia jaskynných stropov v oblasti prepadliska Duča a možno aj otvorenie vchodu do terajšej Dobšinskej ľadovej jaskyne. V dôsledku vnútornej deštrukcie priestorov v jaskyni sa čiastočne preborili piliere zo štvrtej do tretej úrovne, zrútila sa časť stropov v štvrtej úrovni a nastal postupný výnos alochtónneho materiálu (Novotný a Tulis, 1996).

Stredný pleistocén – mladšia časť

Spomedzi kvartérnych sedimentov väčší rozsah a zachovanie majú až sedimenty mladšieho obdobia stredného pleistocénu. Morfologicky vystupujú v dvoch, prípadne až troch úrovniach a sú zastúpené proluviálnymi sedimentmi náplavových kužeľov a fluviálnymi sedimentmi terás.

Proluviálne sedimenty

16 hlinité štrky a piesčité hliny náplavových kužeľov zakryté sprašovými hlinami (riss)

15 hlinité štrky a piesčité hliny náplavových kužeľov (riss)

Proluviálne sedimenty stredného pleistocénu sú najviac rozšírené v západnej časti Hornádskej kotliny na pravom brehu Hornádu medzi Vikartovcami a Betlanovcami, kde sú vyvinuté v ústiach nízkotatranských tokov. Sporadicky sú zachované v rozšírených úsekoch doliny Hornádu, v ústí Holubnického a Markušovského potoka, ako aj v doline Hnilca.

V západnej časti Hornádskej kotliny náplavové kužele stredného pleistocénu tvoria rozsiahle vejáre náplavov, morfologicky vystupujúce v relatívnej výške 15–35 m nad riečnou nivou Hornádu. Z väčšej časti sú to ploché terasované kužele tvorené netriedeným, chaoticky usporiadaným, prevažne hrubým, polo- až opracovaným materiálom hlinitých a piesčitých štrkov a hlín. V západnej časti Hornádskej kotliny v štrkovom materiáli dominujú granitoidy, vo východnej časti najmä obliaky vápencov a pieskovcov. V súvrství sa nachádzajú hrubozrnné vrstvy piesčitých štrkov a miestami aj pieskov. Vo východnej časti Hornádskej kotliny sú zakryté sprašovými hlinami. Vzhľadom na nejasný vzťah týchto sedimentov k fluviálnym sedimentom terás mladšieho pleistocénu ich začleňujeme do nečleneného obdobia rissu.

Fluviálne sedimenty (starší riss)

14 štrky a zahlinené piesčité štrky vyšších stredných terás zakryté sprašovými hlinami

13 štrky a zahlinené piesčité štrky vyšších stredných terás (starší riss)

Sedimenty vyššieho stupňa strednej terasy sa zachovali len sporadicky. Uvedený stupeň morfologicky korešponduje s náplavovými kužeľmi nečleneného rissu. Terasa Hornádu je najvýraznejšie zachovaná v okolí súčasného hliniska tehelne v Spišskej Novej Vsi j. od letiskovej plochy. Obliakový materiál terasy vystupuje len v úzkom pruhu na hrane terasového stupňa. Okrem toho boli štrky navŕtané prieskumnými vrtmi. Ide o silno zahlinené piesčité polymiktné štrky. Obliakový materiál je rôznej veľkosti a rôzneho stupňa opracovania. V petrografickom zložení dominujú pieskovce, v menšom množstve sú zastúpené kremence, permské vyvreniny, karbonáty, občas aj paleogénne zlepence.

Terasa je zakrytá pokryvom spraší, a najmä sprašových hlín rozdelených fosílnymi pôdami, na základe ktorých terasové štrky začleňujeme do obdobia staršieho rissu (preriss?).

Fluviálne sedimenty (riss)

12 štrky a piesčité štrky stredných terás zakryté sprašami a sprašovými hlinami

11 štrky a piesčité štrky stredných terás (riss)

Širší rozsah, ako aj plošné rozšírenie v doline Hornádu a jeho väčších prítokov, sporadicky aj v doline Hnilca, majú fluviálne sedimenty spodnej, hlavnej terasy stredného pleistocénu. Povrch terasy vystupuje v relatívnej výške 15–18 m

nad nivou Hornádu, báza štrkovej akumulácie cca 6–8 m. Fluviálne štrky terasy vystupujú na hrane, ale v dôsledku ich rozvlečenia miestami dosahujú až pätu terasy. Povrch terasy je zakrytý sprašami a sprašovými hlinami (12).

Fluviálny štrkopiesčitý materiál terasy Hornádu je hrubý (Spišská Nová Ves), dobre opracovaný a charakterizuje znosovú oblasť. V porovnaní so staršími fluviálnymi sedimentmi hornádskych terás je viac vytriedený a piesčitý. V petrografickom zložení materiálu v hornej časti toku dominujú granitoidy, kremene, kremence, smerom po toku pribúdajú obliaky pieskovcov, vápencov, zlepencov, ako aj permských bazaltov. Hrúbka súvrstvia je cca 3 m, málokedy presahuje 5 m. Na základe výskytov interglaciálnych pôd vystupujúcich v podloží sprašových pokryvov terasu začleňujeme do obdobia rissu.

Vrchný pleistocén

10 eolické a eolicko-deluviálne sedimenty: spraše a sprašové hliny

Eolické a eolicko-deluviálne sedimenty, spraše a sprašové hliny, podobne ako ostatné terestrické sedimenty, tvoria pokryvy. Najvýraznejšie však pokrývajú terasy a náplavové kužele stredného pleistocénu. Typické eolické spraše v študovanom území chýbajú a sú značne diageneticky pozmenené, v mnohých prípadoch preplavené. Len občas vytvárajú polohy v sprašových pokryvoch strednopleistocénnych terás.

Najcharakteristickejším profilom sprašových sukcesií v regióne je hlinisko tehelne v Spišskej Novej Vsi, kde sú najviac zachované spraše a sprašové sedimenty rozčlenené fosílnymi pôdami s maximálnou hrúbkou komplexu cca 12 m.

V odkrytej časti hliniska nad štrkmi a sivými povodňovými hlinami (ílmi) a slabo rubifikovanými pôdami terasy v hĺbke cca 7 m vystupuje prachovito-piesčitá, slabo humózna hnedá hlina – bazálna fosílna pôda rissko-würmského interglaciálu. Fosílnu pôdu prekrýva 1–1,20 m hrubý horizont svetlejšej žltej prachovitej, slabo piesčitej hliny, miestami s drobnými zrnami a obliačikmi kremeňa. Uvedený sprašový horizont prekrýva tmavohnedá prachovitá hlina s Fe-Mn brôčikmi, v podloží s výraznými sivými ílovitými zátekmi – fosílna pôda (PK-II.). Fosílne pôdy prekrýva 4,5–5,0 m hrubý pokryv spraší a sprašových hlín. V jeho podloží sa nachádza medzivrstva svetlejšej, žltej, miestami slabo hnedastej prachovito-piesčitej hliny. Medzivrstvu v nadloží prekrýva viac hnedastá hlina s výraznými Fe-Mn hľuzkami. Ide pravdepodobne o mladšiu interštadiálnu fosílnu alebo pochovanú pôdu. Nadložie tvorí recentná hnedozemná pôda, v jej podloží je hlina žltohnedej farby, prachovitá až prachovito-piesčitá, takisto s Fe-Mn hľuzkami, s hrubšími zrnami kremeňa a kremenca, preplavená, v podloží so sivými ílovitými zátekmi.

V mineralogickom zložení spraší a sprašových hlín sú prítomné turmalín, zirkón, rutil, anatas, arzenopyrit, leukoxén, limonit, kremeň a živce, v menšej miere granáty, pyroxény, amfiboly a sfalerit.

V granulometrickom zložení pokryvu prevláda prachová a piesčitá frakcia. Sú to zväčša nevápnité alebo slabo vápnité hliny s obsahom $CaCO_3$ od 0,4 do 7,0 %. Karbonáty sú zväčša rozptýlené a bez viditeľných zhlukov povlakov a konkrécií. Naopak, výrazne sú vyvinuté zhluky, povlaky, hľuzky a drobnejšie Fe-Mn konkrécie. Z ílových minerálov je prítomný preplavený kaolinit a v minimálnom množstve montmorillonit.

9 fluviálne (eolické a deluviálne) sedimenty: piesčité štrky nízkych terás zakryté spraš ami a sprašovými hlinami

Fluviálne sedimenty nízkej terasy sú zachované len sporadicky, útržkovite v doline Hornádu, a to v širšom okolí Betlanoviec, z. od obce Smižany, ako aj na pravom brehu Hornádu, na jv. okraji v Spišskej Novej Vsi, pri Olcnave a Spišských Vlachoch. Povrch terasy vystupuje v relatívnej výške 6–8 m. Báza štrkov je 3–4 m a nižšie nad nivou Hornádu. Nepatrné rozšírenie terasy a slabá odkrytosť robí značné komplikácie pri jej vyčlenení. Štrky terasy sa niekde interpretujú ako dnová akumulácia Hornádu, inde ako najnižší stupeň najmladšej risskej terasy (porovnaj Maglay a Halouzka in Gross et al., 1999). Horninová náplň sedimentov terasy je obdobná ako pri hlavnej strednej terase. V západnej časti Hornádskej kotliny v petrografickom zložení prevládajú granitoidy, bazalty, permské pieskovce, siltovce, vápence a kremence (Maglay a Halouzka in Gross et al., 1999). Vo východnej časti Hornádskej kotliny výrazne pribúdajú kremence a kremene, granitoidy, vápence, pieskovce, siltovce a podobne. Hrúbka akumulácie kolíše od 2 do 8 m, maximálne do 10 m. Fluviálne sedimenty terasy sú zakryté 2–3 m hrubou skrývkou sprašových hlín s absenciou fosílnych pôd. Na základe toho je možné začleniť terasu do staršieho obdobia würmu.

8 proluviálne sedimenty: hlinité štrky s úlomkami hornín

Proluviálne sedimenty najmladšieho obdobia pleistocénu – würmu – v doline Hornádu a Hnilca majú obdobnú pozíciu ako fluviálne sedimenty nízkej terasy, ale pozične sa stýkajú so sedimentmi dnovej akumulácie. V depresných, poklesových úsekoch dolín môžu byť vyvinuté aj na fluviálnych sedimentoch nízkej terasy. Z hľadiska vývoja sú pravdepodobne medzi fluviálnymi sedimentmi nízkej terasy a dnovej akumulácie nív. Na mnohých miestach sú laterálnou eróziou hlavných tokov narezané a terasované. Najviac sú rozšírené v doline Hornádu a jeho prítokov (Hranovnica, Teplička, Spišské Podhradie), a to v miestach vyústenia bočných dolín do hlavnej doliny.

Prevažne štrkový materiál náplavových kužeľov je často premiešaný s hrubým, čiastočne opracovaným a chaoticky uloženým detritom. Štrky bývajú často veľmi zahlinené, zložené z hornín nachádzajúcich sa v znosovej oblasti toku (Maglay a Halouzka in Gross et al., 1999).

7 fluviálne sedimenty: piesčité štrky a hliny dnovej akumulácie nív

Vrchnopleistocénna štrková akumulácia nív zaberá najnižšiu pozíciu v reliéfe dolín a tvorí súčasť dvojčlennej stavby riečnych nív Hornádu, Hnilca a ich väčších prítokov. Je odkrytá úzkymi pruhmi pozdĺž korýt väčších tokov, kde vystupuje pod litologicky pestrejším ílovitým, a hlavne hlinito-piesčitým a štrkovitým krytom holocénnych sedimentov nív, riek a potokov, čiastočne proluviálnych sedimentov holocénnych náplavových kužeľov. Fluviálne sedimenty dnovej akumulácie sú zvodnené a pozostávajú z dobre opracovaných čerstvých hrubých piesčitých štrkov, ktoré sa smerom k nadloží zjemňujú. Miestami prechádzajú až do hrubozrnných pieskov.

V horských potokoch je charakter fluviálnych sedimentov dnovej akumulácie odlišný. V prípade, keď sa vrchnopleistocénna akumulácia zachovala, je zložená najmä z resedimentovaných piesčitých štrkov, často len z poloopracovaných obliakov so značnou prímesou neopracovaných klastík. Najčastejšie však v horských potokoch sedimenty vrchnopleistocénnej dnovej akumulácie bývajú nahradené viac zahlininenými a hrubšími sedimentmi holocénu. Petrografické zloženie štrkov je veľmi variabilné a závislé od znosovej oblasti a dĺžky transportu (Hornád – permské pieskovce, melafýry, bazalty, žilný kremeň, granitoidy; po toku pribúdajú karbonatické horniny a pieskovce paleogénu, sporadicky kremence a vápence). Hrúbka dnovej akumulácie Hornádu kolíše v priemere od 4 do 8 m. Vrchnopleistocénna štrková výplň dolín – dnová akumulácia – je výsledkom posledného periglaciálneho zaštrkovania dolín v pleistocéne (Maglay a Halouzka in Gross, 1999).

S formovaním terás a náplavových kužeľov vrchného, čiastočne mladšieho obdobia stredného pleistocénu je pravdepodobne spojené formovanie jaskynných priestorov a sedimentácia štrkov prvej úrovne jaskýň Stratenskej hornatiny.

Pleistocén/holocén

6 proluviálne sedimenty: hliny so štrkmi a úlomkami hornín

Tieto proluviálne sedimenty tvoria prechodný typ medzi nízkymi pleistocénnymi a nivnými kužeľmi. Ich materiál je často uložený na sedimentoch dnovej akumulácie nív, alebo prstovite zasahuje do jej vrchnej časti, inde zase tvorí samostatnú akumuláciu. Ploché, väčšinou krátke náplavové kužele tvorí piesčitá

hlina so striedavým obsahom úlomkov hornín. Hliny zväčša zaberajú povrchovú časť kužeľov (hrúbka 1–2 m). Bázu kužeľov tvoria piesky a úlomky hornín zväčša monotónneho petrografického zloženia úzkej znosovej oblasti toku. Priemerná hrúbka telies sa pohybuje okolo 4 m (Maglay a Halouzka in Gross et al., 1999).

Holocén

S obdobím holocénu v študovanom území je spojené dovŕšenie sedimentácie a súčasná úprava svahov. Charakteristická je predovšetkým sedimentácia fluviálnych sedimentov nív, riek a potokov. V oblasti výveru minerálnych vôd je to intenzívna sedimentácia sypkých penovcov a dotváranie autochtónnych sedimentov v rozsiahlych jaskynných priestoroch v krasovom systéme jaskýň Slovenského raja. V Hornádskej kotline v dôsledku regresívnej erózie nastala konečná úprava rozvodí a sedimentácia zmiešaných fluviálno-deluviálnych sedimentov a v závere obdobia sa tvorili organogénne sedimenty – rašeliny.

5 fluviálne sedimenty: piesčité a hlinité štrky, piesky a hliny nív riek a potokov

Holocénne fluviálne sedimenty tvoria predovšetkým sedimentačný pokryv nív na všetkých väčších vodných tokoch. Ležia na súvrství štrkovej dnovej akumulácie, len miestami sú vyvinuté na pieskoštrkoch a pieskoch jej nadložnej časti. Tvoria ich ílovité a piesčité hliny a piesky. V nivách horských potokov, kde absentuje dnová akumulácia, ich tvoria hrubšie hlinito-štrkovité až balvanovito-štrkovité alebo len piesčito-kamenité sedimenty, ktoré sú vyvinuté v celom profile. Nivný kryt Hornádu a Hnilca má hrúbku 1,5–2,5 m.

4 deluviálno-fluviálne sedimenty: splachové, piesčité a ílovité hliny s úlomkami hornín

Deluviálno-fluviálne sedimenty tvoria bezprostredné pokračovanie nív a vypĺňajú hlavne úvalinové závery dolín, ktoré sú spojené s regresívnou (spätnou) eróziou tokov. Sú rozšírené najmä v Hornádskej kotline. Tvoria ich najmä piesčité až ílovité oglejené hliny, niekedy s prímesou štrkov, prípadne úlomkov hornín paleogénu. Materiál je slabo vytriedený. V dôsledku sústavného posunu záverov úvalín a intenzívneho splachu materiálu sa zachovali len slabo a ich hrúbka kolíše od 1,5 do 3,5 m.

3 proluviálne sedimenty: piesčité hliny, piesčité hliny so štrkmi a úlomkami

So sedimentáciou fluviálnych sedimentov nív úzko súvisí formovanie náplavových kužeľov potokov a výmoľov, ktoré vyúsťujú alebo sa vkliňujú do

fluviálnych sedimentov nivného krytu. V oblasti vývoja ľahko zvetrávajúcich ílovcovo-pieskovcových súvrství paleogénu Hornádskej kotliny ich tvoria piesčito-hlinité a hlinité sedimenty. V horskej časti územia Slovenského raja dominujú krátke náplavové kužele tvorené hlinitým, a najmä hlinito-štrkovitým materiálom, miestami s účasťou osypov, prípadne aj drobných skalných rútení.

2 organické sedimenty (humolity): rašeliny a rašelinové hliny

V zamokrených depresiách nív a miestami na nepriepustných paleogénnych sedimentoch sa sformovali rašeliny a rašelinové pôdy. Plošne najväčšie rašelinisko v študovanom území sa nachádza na styku mezozoika a paleogénu južne od obce Hrabušice. Je to značne zamokrená depresia tvorená lúčnou hnedočiernou až hnedou rašelinou s prímesou ílu a úlomkami čiastočne rozkladajúcich sa drevín a tráv. Hrúbka rašeliny kolíše od pár dm do 1,5 m, maximálne do 3 m. Rašelina sa ťažila na poľnohospodárske účely, občas na kúrenie v domácnostiach. V súčasnosti miestne obyvateľstvo využíva rašelinu na záhradkárske účely.

1 antropogénne sedimenty: haldy a navážky

Slovenský raj a priľahlá časť Galmusu ako chránená krajinná oblasť je bez výraznejších zásahov do prírodného prostredia. Okrajové časti regiónu, ako aj priľahlá časť Slovenského rudohoria poznačené ťažbou nerastných surovín sú však charakteristické značnými antropogénnymi zásahmi do životného prostredia. S ťažbou rúd v regióne súvisia najmä rozsiahle skládky horninového odpadu, rozšírené najmä v okolí Poráča, Novoveskej Huty a sporadicky aj v doline Hnilca. S komunálnym hospodárstvom a spracovaním surovín v Hornádskej kotline sú spojené skládky priemyselného a domového odpadu.

TEKTONIKA

Ako je zrejmé z geologickej mapy i predchádzajúceho textu, na území tohto regiónu dominujú paleoalpínske jednotky silicika, meliatika, gemerika, hronika a veporika. Podľa nich je zostavená aj legenda mapy. Staršie, variské (prípadne ešte staršie) tektonické jednotky vystupujúce v rámci veporika a gemerika nie sú na mape osobitne vyčlenené, pretože sa stali súčasťou paleoalpínskych jednotiek. Stručne sa však o nich hovorí v ďalšom texte. Údaje o nich možno nájsť aj v početných prácach (napr. Bezák, 1993; Vozárová a Vozár, 1993; Jacko, 1998 a i.).Vrchnokriedové a paleogénne súvrstvia nie sú síce atektonické, nemožno ich však považovať za súčasť niektorej z uvedených jednotiek, pretože transgresívne prekrývajú (kolmatujú) ich tektonické kontakty (tu sú isté pochybnosti a prebiehajú diskusie o tom, či to v plnom rozsahu platí aj o vrchnokriedových sedimentoch; ich rozsah aj po novom mapovaní zostal len taký, že isté pochybnosti môžu trvať aj naďalej).

Veporikum

Záznamy variských, prípadne ?predvariských orogénnych udalostí, hlavne v podobe násunov, sú v reliktoch zachované v kryštalinických masívoch, ktoré geomorfologicky patria k východnému zakončeniu Nízkych Tatier – podcelku Kráľovohoľské Tatry, časti Stolických vrchov, a na východe k pohoriu Branisko – podcelku Sľubica.

V južnom zakončení pohoria Branisko z variských kryštalinických komplexov vystupuje *lodinský a miklušovský komplex* (Jacko a Zacharov in Polák et al., 1997). Lodinský komplex tvoria intenzívne diaftoritizované ruly, svory, lokálne medzifoliačné polohy amfibolitov a fylonity týchto hornín. V restitoch variskej synkinematicky regionálnej metamorfózy sú zachované paragenézy zodpovedajúce p-T podmienkam 520–540 ° C a cca 300 Mpa (Korikovskij et al., 1990). Miklušovský komplex, ktorý vystupuje najmä v severovýchodnom leme lodinského komplexu, tvoria prevažne vyššiestupňové metamorfity – migmatity, ruly ± amfibolity a intrafoliačné telesá leukogranitov. Na mape regiónu nie je zachytený komplex Bujanovej (prevažne rozličné typy granitoidov), ktorý formuje najvyššiu štruktúrnu etáž veporidného kryštalinika v Čiernej hore.

Lodinský komplex sa v celom rozsahu tektonicky stýka s miklušovským komplexom, resp. s komplexom Bujanovej. Primárne neovarísky vek tohto násunu je preukázaný rádiometricky (311–331 Ma, Ar–Ar z muskovitu; Dallmeyer, osobná informácia in Polák et al., 1997) aj prítomnosťou klastík všetkých troch komplexov kryštalinika v detritickom súvrství vrchného karbónu pri sv. okraji

kryštalinika (Jacko, 1975; Korikovskij et al., 1990). To zároveň potvrdzuje obalový charakter súvrstvia.

V alpínskej tektonickej etape bolo kryštalinikum v južnej časti Braniska viacnásobne reaktivované na plochách variských násunov. Deformácia prebiehala v kompresnom poli a súčasne vyššie metamorfované komplexy boli diaftoritizované do fácie zelených bridlíc. Alpínska tektonika ešte viac zvýraznila šupinovo-násunový charakter komplexov a diferencie ich vnútornej skladby.

Pri hľadaní analógií s kryštalinikom centrálnej časti veporika (z. časť Slovenského rudohoria, v. časť Nízkych Tatier) možno lodinský komplex korelovať s najspodnejšou tektonickou jednotkou veporika – hronským komplexom. Miklušovský komplex môže zodpovedať čiernobalockému komplexu a komplex Bujanovej najvyššej etáži – prevažne granitoidom kráľovohoľského komplexu.

Z hľadiska alpínskej tektoniky na základe odlišných obalových mezozoických sekvencií možno veporikum v oblasti Kráľovohoľských Tatier a Stolických vrchov rozdeliť na dve hlavné „podjednotky" (cf. Biely et al. in Biely a Bezák et al., 1997, s. 144), a to na severné veporikum (sokel s veľkobockým obalom) a južné veporikum (sokel so struženíckym, resp. federatským obalom). „Sokel" je v oboch prípadoch prakticky rovnaký.

Podľa Madarása a Ivaničku (2000, in press) k veporiku sa priraďuje kryštalinikum Kráľovej hole, budované granitoidmi – tonalitmi – čiastkového príkrovu Veľkej Vápenice (sensu Putiš, 1989), revúcka skupina, federatská (struženícka) sekvencia a sekvencia Veľkého boku.

Mladopaleozoický vulkanickosedimentárny komplex Prednej hole, ktorý je na mape začlenený do revúckej skupiny, bol varisky metamorfovaný za p-T podmienok dosahujúcich stredný stupeň fácie zelených bridlíc. Podľahol pomerne silnému tektonodeformačnému alpínskemu prepracovaniu. Horninové súbory sú silno tlakovo postihnuté, lineárne usmernené a zvrásnené. Osi mm–dm vrások majú sv.-jz. až v.-z. smer a úklon okolo 15°, zväčša na východ. Z nameraných údajov vrstvovitosti vyplýva, že v s. časti územia upadajú pomerne strmo (50°) na S pod sekvenciu Veľkého boku, v centrálnej a j. časti miernejšie na J pod nižnobocianske súvrstvie hronika. Podobne sú alpínsky prepracované aj horniny permského rimavského súvrstvia. Charakteristické je zvrásnenie tejto časti obalu so svojím kryštalinickým podložím. Z naznačeného vyplýva, že revúcka skupina predstavuje antiformnú štruktúru s osou megavrásy v smere SV–JZ.

Obalová *revúcka a federatská skupina* vystupujú v podobe autochtónnej časti a rozsiahlej čiastkovej šupiny, ktorú je možné korelovať s príkrovom Markušky (Plašienka, 1981), resp. čiastkovým príkrovom Prednej hole (Putiš, 1989). Autochtónny (resp. paraautochtónny) obal tvoria kremence spodného triasu a v normálnom stratigrafickom nadloží nad nimi vystupujúce strednotriasové karbonáty a rauvaky, ktoré ležia priamo na kryštalinickom podloží. Túto situáciu môžeme pozorovať v hornej časti doliny Čierneho Váhu (Mäsiarka), v oblasti

ponoru Hnilca (Holá pálenica), kde vystupujú karbonáty a rauvaky, a na úpätí Kráľovej skaly s. od Telgártu, kde vystupujú kremence, karbonáty a rauvaky. Čiastková šupina pozostáva zo slatvinského súvrstvia (karbón), rimavského súvrstvia (perm) a čiastočne aj z federatskej skupiny (trias). Ako naznačuje pozícia najmä triasových metasedimentov (v oblasti k. 1 451 sv. od Troch kopcov), aj samotná čiastková šupina je intenzívne tektonizovaná a pozostáva z viacerých menších šupín. V evidentnej tektonickej pozícii na vlastnom autochtónnom obale leží čiastková šupina slatvinského súvrstvia v hornej časti doliny Zubrovica.

Pri analýze predalpínskeho vývoja kryštalinických hornín narážame na problém ich tektonického prepracovania v alpínskom období. Fragmenty pôvodnej variskej stavby sú dnes súčasťou nových, hlavne paleoalpínskych tektonických jednotiek, ktoré majú čiastočne, prípadne úplne inú konfiguráciu ako pôvodná variska, resp. staršia stavba.

Hlavne podľa pozície zvyškov mladopaleozoicko-mezozoického sedimentárneho obalu (v masíve Kráľovej hole na tonalitoch, resp. bázických granitoidoch a v masíve Trestníka na granitoch až granodioritoch veporského plutónu) možno usudzovať na hercýnsku štrukturalizáciu šupín kryštalinika a jeho násun na svorový komplex, ako to naznačuje Putiš (1987, 1989), resp. Bezák (1994) a Biely a Bezák et al. (1997). V kryštaliniku, ale aj v mladopaleozoických obalových metasedimentoch sú staršie tektonické záznamy bez zvyšku transformované na alpínske štruktúry, pretože študované územie zachytáva len vrchnú štruktúrnu etáž. Náznaky prítomnosti hybridného komplexu v doline Dobšinského potoka sú na bližšiu špecifikáciu predalpínskych prvkov nedostatočné.

Analýzou kryštalinických hornín bolo možné v jz. časti regiónu vyčleniť dve skupiny predalpínsky metamorfovaných súborov, ktoré sa vyskytujú aj v Nízkych Tatrách (cf. Biely a Bezák et al., 1997) a v z. časti Slovenského rudohoria (cf. Bezák et al., 1999)

Vyššie metamorfované komplexy (prevažne amfibolitová fácia), prekambrického(?), staropaleozoického veku. – Z hľadiska protolitu je pre ne charakteristická malá faciálna pestrosť. Pôvodne pozostávali z drobových a drobovo-arkózových pieskovcov s variabilným podielom ílovitej zložky so sprievodnými prejavmi magmatickej a vulkanickej aktivity kyslého a bázického zloženia. Metamorfnými produktmi sú: pararuly a ortoruly, synkinematické migmatity, amfibolické ruly, amfibolity. V regióne sú zachované veľmi rudimentárne, najmä vo forme reliktov v granitoidoch kráľovohoľského komplexu.

Nižšie metamorfované súbory (vo fácii zelených bridlíc). – Formujú faciálne pestrú revúcku skupinu.

Granitoidné horniny. – Sú súčasťou rozsiahleho veporského plutónu, v ktorom intruzívna činnosť sa odohrávala dlhodobo a vo viacerých pulzoch, ako to dokumentujú početné geochronologické datovania. Vekové rozpätie tvorby

granitoidov bolo pred 360–300 mil. rokov. Proces tektonického prepracovania granitoidov spôsobil ich blastomylonitizáciu v podmienkach biotitovej až granátovej zóny a súčasne nastala diaftoréza metamorfitov. Časovo tento proces spadá do neskorohercýnskeho obdobia.

Alpínsky tektonický vývoj v oblasti Kráľovej hole, Trestníka a Dobšinského potoka charakterizuje nízkoteplotná *alpínska metamorfóza* veporika en block (kryštalinikum a obalové sekvencie – revúcka, federatská, veľkobocká), tektonická štrukturalizácia basementu a obalu v kompresnom režime (prešmykové tektonické línie, príkrovové šupiny). V kompresnom režime sa predpokladá aj násun časti gemerika na veporikum. Kompresný režim spojený s prešmykmi a násunmi so severnou vergenciou (v dnešných koordinátach) sa vo veporiku začal meniť na transpresný. Dôkazom toho sú strečingové lineácie (lineácie predĺženia minerálov) v kryštaliniku, ale aj vo všetkých obalových sekvenciách, a tektonické línie typu pohorelskej (cf. Hók a Hraško, 1990; Madarás et al., 1994), pozdĺž ktorých došlo k zblíženiu rôzne metamorfovaných komplexov kryštalinika a k zblíženiu až laterálnemu preskupeniu čiastočne faciálne rozdielnych typov obalov (revúckeho, federatského, veľkobockého). Tento model je možné v hrubých črtách porovnávať s transpresným tektonickým štýlom v bradlovom pásme, kde sa k sebe či vedľa seba dostali taktiež rozdielne vývoje (plytkovodný, hlbokovodný, resp. južnejší a severnejší). Kvázi bradlový tektonický štýl je možné pozorovať v blízkosti muránskej línie, kde šošovky stredno- a vrchnotriasových karbonátov „plávajú" v plastických spodnotriasových (verfénskych) bridliciach. V gemeriku v režime transpresie vznikali strižné zóny (Grecula et al., 1990) orientované obdobne ako v kryštaliniku veporika.

Kým v okrajových zónach severného veporika doznievala transpresia, v centrálnej zóne sa tektonický režim začal meniť na *extenzný,* resp. *transtenzný*, až sa postupne extenzia stala určujúcim tektonickým režimom celej oblasti vrátane obalových členov. Na časovú súslednosť transpresie na severe a extenzie v centre, resp. v južných zónach veporika poukazuje identický, resp. málo odlišný rádiometrický vek hornín (cf. Cambel et al., 1990; Maluski et al., 1993; Dallmeyer et al., 1993; Kováč et al., 1994). Proces odstrešovania (unroofing) a skĺzavania horninových súborov s vergenciou na V je evidentný najmä na v. okraji veporika, na styku s gemerikom a vyššími príkrovmi. V kryštaliniku sa extenzia prejavuje vznikom subhorizontálnych mylonitových (strižných) zón (napr. masív Kráľovej hole), zmenou pôvodne násunových línií na poklesové – listrické – zlomy (napr. pohorelská tektonická zóna – cf. Hók a Hraško, 1990; Madarás et al., 1994, 1996) a vznikom minerálnych lineácií, smerovo takmer totožných, resp. zhodných s transpresnými. Extenzný režim zostal určujúcim tektonickým fenoménom v centrálnych Karpatoch aj po skončení hlavných fáz alpínskeho vrásnenia vo vrchnej kriede. Záverečné fázy deformácie však prebiehali v krehkých podmienkach (Hók et al., 1993). Na extenznú krehkú

tektoniku západného, ale aj východného okraja gemerika poukazuje aj Grecula (1982) a Grecula et al. (1990). Konečným efektom odstrešovania je vyklenutie celého masívu Kráľovej hole a Trsteníka, obnaženie basementu vo vrcholovej časti klenieb, erodovanie zvyškov sedimentárneho obalu a skĺznutie vyšších príkrovov a príkrovových šupín do depresií [chočského príkrovu na S, silického (stratenského) príkrovu na V a muránskeho na JV].

Metamorfované sedimenty federatskej (struženickej) sekvencie v danom území tektonicky generálne spočívajú na revúckej skupine. Prevažne kremencové a dolomitové sedimenty v oblasti Troch kopcov sú v podobe tektonických šupín pravdepodobne zavrásnené v slatvinskom súvrství revúckej skupiny. Šupinová stavba oboch komplexov je evidentná aj v oblasti doliny Zubrovice nad Telgártom. Čiastková šupina slatvinského súvrstvia je tu nasunutá na federatský sedimentárny obal (metakremence a metakarbonáty). Táto zložitá tektonická pozícia je pravdepodobne výsledkom alpínskej extenznej tektoniky spätej s vyklenovaním masívu Kráľovej hole a uplatnením skĺzových procesov (cf. Madarás, 1998).

Mezozoické komplexy sekvencie Veľkého boku vystupujú vo všeobecnosti v tektonickom nadloží revúckej a federatskej skupiny a v podloží chočského príkrovu. Na základe celkovej tektonickej stavby a analýzy je možné komentovať tektonický styk revúckej skupiny a sekvencie Veľkého boku ako výraznú prešmykovú líniu uklonenú na S, resp. SZ (cca 70–80°), podľa ktorej došlo **k spätnému prešmyku sekvencie Veľkého boku na revúcku skupinu.**

Z tektonických zlomov sa v študovanom území najviac prejavuje zlomový a násunovo-prešmykový systém „pohorelského smeru" SV–JZ. Súvisí s uplatnením kompresných a transpresných procesov v priestore pohorelskej línie, ktorej priebeh sa predpokladá v uvedenom území na rozhraní sekvencie Veľkého boku a revúckej skupiny, zhruba na línii kót Prašivok (1 329 m) – Úplaz (1 554 m) – Predná hoľa (1 545 m). Jej zakončenie ďalej na V predpokladajú Madarás et al. (1994) v oblasti Hranovnického plesa. Pohorelská línia so sprievodným systémom prešmykových zón predstavuje v študovanom území plochu zblíženia veporidných obalových sekvencií – severnej, veľkobockej a južnej, federatskej (struženickej). Severovýchodno-juhozápadný smer tektonických línií je porušený druhým výrazným zlomovým systémom – smeru SSZ až JJV až S–J. Výrazné je najmä zlomové rozhranie metasedimentárnych komplexov s kryštalinikom Kráľovej hole (spojnica Prašivok – Tri kopce – Holá pálenica – Zadná dolina). V zlomovom rozhraní s kryštalinikom sú začlenené aj úzke pruhy federatských triasových karbonátov a pravdepodobne chočských karbónskych bridlíc (sedlo medzi Troma studňami a Troma kopcami). Masív Troch kopcov je zo sv. strany ohraničený ďalším zlomom (spojnica Úplaz – Košarisko), čím vytvára tektonicky vymedzený blok s odlišnou orientáciou priebehu litologických štruktúr. Za ním sú pruhy metabázických hornín, ako aj

federatských sedimentov zrotované zo smeru SSZ–JJV do smeru SV–JZ, paralelne s priebehom hlavných tektonických rozhraní.

Územie s pestrou geologickou stavbou leží v tektonicky exponovanej oblasti pohorelského násunovo-prešmykového a zlomového systému na pravdepodobnom styku obalových sedimentov severného a južného veporika. Dnešná pozícia horninových komplexov v spomenutých tektonických jednotkách je výsledkom alpínskeho tektonického cyklu, v rámci ktorého prebehla kompresná a extenzná etapa, ako vyplýva z analýzy mezoštruktúr hlavných litologicko-tektonických jednotiek. Horninovo pestrá revúcka skupina má podobnú litologickú náplň ako najspodnejšie časti federatskej jednotky v oblasti Dobšinského potoka, aj keď isté rozdiely tu existujú. Týka sa to najmä zastúpenia bázických a kyslých vulkanogénnych hornín (v oblasti Dobšinského potoka sú bázické členy zriedkavé, kyslé absentujú), ako aj celkového rozšírenia základných litologických typov v „komplexe Prednej hole" – fylitov s polohami metapieskovcov a metaarkóz, ktoré sú v Dobšinskom potoku neporovnateľne menej zastúpené. Naopak, čo sa týka rozšírenia mezozoických členov federatskej jednotky, na východných svahoch Kráľovej hole je ich zastúpenie chudobnejšie ako v dobšinskom polokne.

Tektonický model vývoja federatskej jednotky predložil Plašienka (1993).

Hronikum

Je to tektonická jednotka, s ktorej odlíšením v severnejších zónach centrálnych Karpát je relatívne málo problémov (ak odhliadneme od diskusií o tom, či niektoré časti s wettersteinskými, prípadne schreyeralmskými vápencami sú súčasťou hronika alebo silicika), pretože všade leží viac-menej zreteľne na krížňanskom príkrove. Taká je situácia aj v tomto regióne severnejšie od pohorelskej línie v miestach, kde chočský (tu označovaný aj ako bociansky) príkrov leží na neokómskych slieňovcoch jednotky Veľkého boku.

Už menej jednoznačná je situácia južnejšie od tejto línie, keďže k hroniku sa tu zaraďuje iba pruh karbónskych hornín, ktorý rovnako úspešne iní autori zaraďujú ku gemeriku.

Na regionálnej geologickej mape Nízkych Tatier (Klinec, 1976; Biely et al., 1992) sa za súčasť hronika (karbónske sedimenty vo vernárskom pruhu) považujú aj horniny vystupujúce v zakončení hrebeňa Holej pálenice na hornom toku Hnilca, j. od Prednej hole, v sedle j. od k. 1 506, Tri kopce, a časť karbónskych hornín v doline Zubrovica nad Telgártom. Ako uvádza Madarás (1999), vo všetkých prípadoch ide o anchimetamorfované, krehko-plasticky deformované, laminované, jemnozrnné tmavosivé až čierne bridlice s dobre vyvinutou krenulačnou klivážou, minerálnou a intersekčnou lineáciou. Z hľadiska deformačného postihu a orientácie planárnych a lineárnych prvkov nie sú tieto

horniny odlišné od veporidných obalových komplexov v masíve Kráľovej hole – prednohoľského a federatského. Preto ich zaradenie do hronika sa mu javilo problematické, a sú tu teda zaradené k veporiku.

Možno však povedať (aj po najnovších výsledkoch z oblasti Muránskej planiny; Soták, ústna informácia), že známa generálna superpozícia tektonických jednotiek (odspodu hore: veporikum, hronikum, gemerikum, silicikum) zostáva zachovaná. Meliatikum sa vsúva južnejšie medzi gemerikum a silicikum. Nie celkom jednoznačná je jeho pozícia v oblasti Ondrejiska, kde leží medzi veporikom a silicikom, čo však nemusí znamenať narušenie uvedenej schémy.

Tektonická jednotka hronikum je rozšírená na periférii regiónu, hlavne s. od Vernára a vo vikartovskom chrbte, v oblasti Pustého poľa a pri Telgárte. Hronikum ako príkrovová jednotka leží na rozličných elementoch veporika a je v podloží silicika, v oblasti Hornádskej kotliny je prikryté popríkrovovými terciérnymi sedimentmi podtatranskej skupiny. Podľa Bieleho [in Biely a Bezák (edit.), 1997] celkove hronikum, a to nielen v Nízkych Tatrách, vystupuje vo viacerých rôzne veľkých izolovaných kryhách, pričom platí: čím menšia kryha, tým jednoduchšia vnútorná stavba a naopak. Toto v podstate správne konštatovanie však treba pochopiť tak, že aj malá jednoduchá erozívna troska môže byť zvyškom pôvodne zložitej sústavy.

Najrozsiahlejšia súvislá masa hronika buduje v tomto území vikartovský chrbát a sv. svahy Nízkych Tatier od Vernára po Hranovnicu a Spišské Bystré. V Nízkych Tatrách definoval Biely (1963) tri čiastkové jednotky predtým vymedzeného chočského príkrovu, neskôr nazvané ako bocianska, malužinská a svarínska (Biely in Andrusov, 1965) šupina chočského príkrovu. Po zavedení termínu hronikum sa dve spodné jednotky, ktorých trias predstavuje typovú oblasť čiernovážskej „série", považovali za čiastkové príkrovy štureckého príkrovu a vrchná jednotka, ktorej trias predstavuje typovú oblasť bielovážskej „série", za chočský príkrov (Biely, 1976 a iné). Túto klasifikáciu Biely [in Biely a Bezák (edit.), 1997] rozšíril na termín čiastkový príkrov. V zobrazenom území regiónu podľa uvedenej klasifikácie je zastúpená najspodnejšia jednotka, teda bocianska šupina, resp. bociansky čiastkový príkrov.

Pri hodnotení tektonickej stavby je nutné osobitne hodnotiť výskyt bocianskeho čiastkového príkrovu v území vikartovského chrbta a podložie podtatranskej skupiny v Hornádskej kotline a j. od Hranovnice až Spišského Bystrého, kde príkrovová jednotka má pomerne jednoduché postavenie – predstavuje geometrické teleso „príkrovovej dosky" s monoklinálnym uložením so sklonom na S (prevažne 5–35°). Takéto teleso je postihnuté mladšími zlomami prevažne smeru S–J a V–Z, pozdĺž ktorých sa posunuli segmenty vo vertikálnom i horizontálnom smere. Miestami možno na súboroch vrstiev pozorovať flexúrové ohyby a klinovanie. Sprievodným znakom sú A–C pukliny, sekundárne vyplnené chloritom, kalcitom a kremeňom.

Pri Hranovnickom plese ipoltická skupina bocianskeho príkrovu zo severnej strany prechádza na južnú stranu sekvencie Veľkého boku. Je to zložitý tektonický uzol a hoci je vyklinenie sekvencie Veľkého boku vo vernárskom polokne kombinované aj zlomom, predpokladáme, že sukcesia ipoltickej skupiny medzi horným tokom Hnilca a Vernárskym potokom a nad ňou ležiace dolomity betlanovského pruhu v zmysle Maheľa (1957b) sú súčasťou bocianskeho čiastkového príkrovu hronika (cf. Biely, 1966).

Sekvencie ipoltickej skupiny nie sú vôbec deformované, alebo len veľmi slabo. Výnimku predstavuje oblasť väčšej tektonickej exponovanosti j. od Vernára, oblasť Prednej hole, Besník, Pusté pole a Telgárt. Stupeň premeny je veľmi nízky, charakterizovaný spoločenstvom minerálov pumpellyit – prehnit – kremeň, opísaným z vulkanitov (Vrána a Vozár, 1969), a kremeň – prehnit – chlorit – kalcit – muskovit zo sedimentov (Vozárová in Vozárová a Vozár, 1988), pričom je charakteristické zachovanie ílových minerálov v bridliciach i v základnej hmote. Illit, montmorillonit a kaolinit z permských sekvencií opísal Ďurovič (1971). V blízkosti tektonických porúch, hlavne v oblasti Prednej hole, Besníka, Pustého poľa a Telgártu, ale aj na lokalite Starý Vernár sme pozorovali vyššiu premenu, pri ktorej nastala najmä tlaková deštrukcia zŕn, ich prednostné dorastanie za súčasne orientovanej rekryštalizácie štruktúry zŕn. Minerálna asociácia vzniknutá v takýchto miestach zodpovedá fácii zelených bridlíc, subfácii kremeň – chlorit – muskovit ± grafit, turmalín a albit (Vozárová in Vozárová a Vozár, 1988). Ako uvádzajú Madarás a Ivanička (in press), vo všetkých prípadoch (pozri uvedené lokality) ide o krehko-plasticky deformované laminované jemnozrnné tmavosivé až čierne bridlice s dobre vyvinutou krenulačnou klivážou, minerálnou a intersekčnou lineáciou.Všetky uvedené premeny sú, samozrejme, odrazom alpínskej etapy.

Gemerikum

Gemerikum podľa niektorých predstáv reprezentuje najjužnejšiu – najvnútornejšiu – časť oblúka Západných Karpát na území Slovenska. Pozostáva z viacerých čiastkových tektonických jednotiek. Tu však treba dôsledne rozlišovať tektonické jednotky alpínske, hercýnske, prípadne ešte staršie, kaledónske. Je to veľmi zložitá a rozsiahla problematika a tu ju nebudeme rozoberať, pretože nášho regiónu sa dotýka len okrajovo. Bude hlavnou náplňou geoatlasu máp SGR.

Tektonická jednotka gemerikum zahŕňa staropaleozoické súbory a ich mladopaleozoicko-triasový obal. Z hľadiska alpínskej tektoniky sa zreteľne črtá možnosť členenia na severné a južné gemerikum. V tektonickom nadloží gemerika sú obdukované časti z meliatského sedimentačného bazénu, t. j. príkrov Bôrky a nízko metamorfované časti meliatika s. s. Najvyššie príkrovové trosky

patria k turnaiku (mimo zobrazeného regiónu) a siliciku. Táto viacetážová stavba je zreteľným produktom alpínskej tektogenézy.

Pri celkovom pohľade na gemerikum a osobitne na jeho severnú časť vidno, že má oblúkovitý priebeh, pričom tento oblúk možno rozdeliť na tri časti: strednú, na ktorú zo severu nadväzuje stratenské mezozoikum a ktorá je hlavne znázornená na predkladanej mape, a na akési krídla, ktoré sa odtiaľto tiahnu na SZ a JV. Už na prvý pohľad je zrejmé, že štýl stavby a zastúpenie jednotiek v centrálnej časti a na „krídlach" je odlišný, hoci aj tu možno nájsť spoločné znaky. Predovšetkým v centrálnej časti chýba zastúpenie spodnokarbónskych súvrství, ktoré na krídlach tvoria výrazné štruktúry – ochtinskú a črmeľskú. Rakovecká skupina je zastúpená iba v severnej a v juhovýchodnej časti.

V ochtinskom a črmeľskom krídle severného gemerika dominuje prešmyková stavba s úklonom prešmykových plôch a kliváže na JV, resp. JZ a výrazné prešmykové plochy s takýmto priebehom oddeľujú aj čiastkové jednotky gemerika. Stredná časť má skôr monoklinálnu stavbu s úklonmi súvrství na S, ale tiež silno narušenú prešmykmi a klivážou na S (uklonenými na J). Vo vrchnej stavbe, najmä už v siliciku, sú výrazné spätné prešmyky na JV (plochy uklonené na SZ), ktoré sa spájajú s povrchnokriedovými posunmi na muránskom zlome. Mali by teda byť mladšie ako severovergentné prešmyky v gemeriku.

Prešmyky v severnej časti gemerika najnovšie klasifikoval Németh (1999b). Podľa neho najstaršie sú variské prešmyky uklonené na S. Alpínske prešmyky sú uklonené na J (treba doplniť, čo je uvedené v predchádzajúcom texte: najmladšie prešmyky, ktorých vznik je spojený s pohybmi na muránskom zlome/posune, sú opäť uklonené na S, prejavujú sa však najmä v siliciku).

Odlišnosti v stavbe, ktoré dnes pripisujeme tomu, že ide o dve odlišné tektonické jednotky, boli dobre známe už Maheľovi (napr. in Maheľ et al., 1967, s. 429; Maheľ, 1986). Videl v nich však skôr odlišnosti povrchového a hlbinného tektonického štýlu, ktoré na seba nadväzujú v rámci tej istej tektonickej jednotky (spišského, resp. besníckeho príkrovu).

Pri charakterizovaní tektonickej stavby severnej časti gemerika treba podľa Németha (1999b) brať do úvahy regionálnu tektonickú stavbu celého gemerika. Severná vergencia a prevažne stredné úklony planárnych štruktúr sú známe v južnej časti gemerika. Planárne štruktúry s úklonmi na S, ktoré sa vyskytujú v s. časti gemerika, sú spravidla penetrované aj mladšou generáciou planárnych štruktúr uklonenou na J. Z pohľadu tektonickej stavby celého gemerika bola v minulosti definovaná antiklinála Volovca (Maheľ, 1953). V osovej časti antiklinály boli interpretované alpínske granity (napr. Snopko a Ivanička, 1980), pričom ich prítomnosť indikovali reziduálne anomálie tiažového poľa a magnetické anomálie (Plančár et al., 1977). Podľa spomínanej koncepcie pri formovaní súčasnej stavby gemerika hrali dominantnú úlohu alpínske procesy. Túto interpretáciu aj v súčasnosti akceptujú početní odborníci.

Interpretácia tektonickej stavby gemerika podľa Greculu (1982) pripisuje hlavný význam variskej orogenéze a kolíznemu vytvoreniu vejára vrásových prešmykov a príkrovov s prevahou severnej vergencie (tu je istá diskrepancia s dnes poväčšine preferovanými vergenciami variských štruktúr od S na J). Koreňová a sutúrna zóna zaniknutého variského bazénu Paleotétys sa umiestňuje do rožňavskej zóny diskontinuity. Južnejšie ležiace tektonické jednotky sa vyznačujú prechodným typom kôry a charakterom sedimentácie typu kontinentálneho svahu. Prítomnosť granitov je príznačná iba pre isté jednotky, pričom je charakteristické aj pásmové usporiadanie telies a blokov granitoidov (l. c.).

Spodno- a strednokarbónske kolízne udalosti postihovali už aj časť mladopaleozoických sedimentov. Severogemeridný karbónsky sedimentačný priestor sa vyvíjal na dynamickom staropaleozoickom podloží vo forme členitých zvyškových bazénov (Grecula a Kucharič, 1992). Ich vrásovo-šupinovitá stavba poukazuje na tektonicky neskorovariské a alpínske procesy (l. c.). Do tohto obdobia pravdepodobne spadá aj založenie mlynskej línie (definovanej už Vachtlom, 1938), ktorú reprezentuje hlboko zavrásnený pruh karbónu (miestami aj s permom) pozdĺž mohutnej prešmykovej línie do rakoveckej skupiny.

Výskumy v posledných rokoch priniesli niekoľko závažných skutočností, ktoré sa musia zohľadniť pri tektonickej interpretácii severogemeridnej zóny. Ide o doloženie vysokotlakovej metamorfózy (12 kbar, 600–550 °C) *tmelu* rudnianskych zlepencov (Radvanec, 1998). Nedávne prezentovanie vysokotlakovej metamorfózy aj ďalších členov severogemeridnej zóny (metabazalty, alternatívne horniny vrchného plášťa; Radvanec, 1999) popri starších zisteniach Hovorku et al. (1988) vyžadujú nevyhnutnosť uvažovania o subdukčno-exhumačných procesoch aj v severogemeridnej zóne. Ťažkosti, ktoré tu máme s oddeľovaním silického príkrovu, svedčia o tom, že ešte sme na čosi dôležité neprišli. V tejto súvislosti je zaujímavé, že Kozur a Mock (1995) vedú *folkmársku sutúru* zhruba týmto koridorom, teda j. od severogemerickej synklinály, žiaľ, bez bližšej argumentácie a zdôvodnenia. Sú mnohé indície z mapovacích prác, alebo aj exaktné laboratórne zistenia (porov. napr. Ivan, 1998), že tu môže ísť o ďalšie výskyty príkrovu Bôrky. Zatiaľ však máme k dispozícii veľmi málo dobre dokumentovaných údajov.

Popri interpretácii prezentovanej v týchto vysvetlivkách existuje aj iná, koncepčne odlišná interpretácia Radvanca (1997a, b). Tento odlišný model predpokladá subdukciu paleozoickej oceánskej domény s úklonom subdukčného kanála na S v priestore juhogemeridnej zóny (t. j. priestorovo pod gelnickú skupinu). Subdukčné procesy mali byť zakončené triasovou kolíziou a jurskou exhumáciou vysokotlakových metamorfitov. Horniny fácie modrých bridlíc v severogemeridnej zóne a horniny fácie modrých bridlíc derivované z meliatskeho bazénu (t. j. príkrov Bôrky) Radvanec (l. c.) považuje za záznam toho istého mladopaleozoicko-mezozoického subdukčno-kolízneho procesu.

Zachovaný sedimentárny záznam z triasového a jurského obdobia však nepodporuje túto hypotézu (triasové a spodnojurské sedimenty vznikli evidentne v extenznom režime, stredno- a vrchnojurské v kompresnom až subdukčnom).

Počas alpínskej orogenézy sa variské príkrovy gemerika podľa Greculu (1982) správali ako skonsolidovaný blok. V skutočnosti však tento blok bol silno alpínsky prepracovaný a nasunutý na veporikum. Prevažná časť autorov sa prikláňa k alpínskemu veku násunu (dnes azda už nikto nepochybuje o mezozoickom veku federatskej alebo ružínskej sekvencie, na ktoré je gemerikum nasunuté). O spojenie tohto procesu s variskou tektogenézou sa opäť pokúšali Grecula a Kucharič (1992), pričom vo vytvorenom zvyškovom – pokolíznom – bazéne mali sedimentovať faciálne pestré mladopaleozoické sekvencie v závislosti od vplyvu dominantnej zdrojovej oblasti (veporickej či gemerickej).

Štruktúrny výskum v priestore severogemeridnej zóny indikuje významnú úlohu transpresno-transtenzných procesov počas mladopaleozoickej evolúcie (predovšetkým karbónskej). Indikujú to najmä početné planárne štruktúry s úklonom na S (pôvodná metamorfná bridličnatosť) so subhorizontálnymi, resp. mierne šikmými lineáciami. Doloženie vysokotlakovej metamorfózy časti rakoveckých sekvencií a rudnianskych zlepencov vyžaduje implementovať do uvádzanej evolúcie subdukčno-exhumačný model. Jeden z autorov tohto textu (Z. Németh) nezastáva názor, že ide o presun týchto sekvencií z J na S, lebo by sa to muselo odzrkadliť generovaním syngenetických synmetamorfovaných lineácií v.-z. priebehu.

Po období variskej šikmej konvergencie, ktorá vyvrcholila vo vrchnom karbóne, obdobie od spodného permu až do spodnej jury charakterizuje extenzia, tvorba listrických zlomov v počiatočnom štádiu, rovnako ako magmatické procesy. Vrchnokôrovým prejavom magmatizmu je vznik granitových intrúzií v gemeriku (výsledky Rb-Sr datovania granitov v severnej a východnej časti gemerika vykazujú vrchnokarbónsky, permský, ojedinele spodnotriasový vek; Kovách et al., 1986). S extenznými štruktúrami je späté generovanie granitovej taveniny typu S, ale aj typu A (Petrík et al., 1994), hydrotermálna aktivita a permský vulkanizmus v severogemeridnej zóne. Tento synchrónny magmaticko-vulkanický proces nachádzal odzrkadlenie aj v generovaní časti rudných žíl (mohol byť aj priamym pokračovateľom pokolízneho termicko-metamorfného procesu v zmysle Greculu, 1982), rovnako ako v hydrotermálnych alteráciách časti staropaleozoických, ale najmä mladopaleozoických sekvencií, nachádzajúcich sa často ešte v štádiu diagenézy.

Poznatky z posledných rokov umocňujú význam kimerskej orogenézy s hlavnými kolíznymi udalosťami vo vrchnej jure. Vytváranie kimerského (meliatskeho) oceánskeho priestoru je späté s počiatkom nového oceánskeho cyklu, ktorý sa začal po skončení variských kolíznych udalostí spodnopermskou extenziou a vytváraním polgrabenov na severe a juhu gemerika. Vývoj v exten-

znom režime pokračoval až do spodnej jury, pričom dominantná zložka extenzného pohybu bola na juhu gemerika a vo finálnom štádiu bola spätá s vytvorením oceánskej kôry (pravdepodobne opäť zaoblúkového typu). Jedným z dôsledkov konvergencie a následných kompresných udalostí (stredná a vrchná jura) bola obdukcia stredno- a vysokotlakových metamorfitov a reprezentantov pôvodnej oceánskej kôry na mladopaleozoické, ale aj staropaleozoické sekvencie gemerika vo forme príkrovu Bôrky (sensu Mello et al., 1997; Mello et al., 1998 a staršie práce; Németh, 1994, 1996).

Následné kriedové udalosti sa vyznačujú disjunktívnou tektonikou s prevažne krehkými (v miestach povrchového vystupovania) zlomovými plochami sz.-jv. a sv.-jz. priebehu a horizontálnymi zmyslami pohybu v režime jednoduchého strihu. Po týchto procesoch nasledovala rozsiahla extenzia, vytváranie severo--južných zlomov charakteru čistého strihu, hrasťovité prepadávanie a pohyby blokov.

Lokálnou rotáciou hlavnej kompresnej zložky s_1 v jednotlivých regiónoch konvergujúceho a kolidujúceho priestoru dochádza k podstatnej zmene deformačného mechanizmu v týchto regiónoch. Preto sa všetky kompresné udalosti stávajú (spravidla v neskorších štádiách evolúcie) transpresnými a hlavným deformačným mechanizmom je jednoduchý strih. *Všetky príkrovové hranice sú v skutočnosti plocho ležiace časti strižných zón.*

Z generálneho pohľadu v tektonickej jednotke gemerikum (geograficky korešpondujúcej so Spišsko-gemerským rudohorím) je možné vyčleniť hlavné variské deformačné štádium VD a tri alpínske deformačné štádiá AD_{1-3}. Toto členenie je silno schematické a každé deformačné štádium je možné rozčleniť aj na deformačné udalosti nižšieho rádu. Pri detailnejšom členení by sa ale popretŕhali časové vzťahy medzi týmito udalosťami, t. j. neboli by synchrónne pre podmienky Spišsko-gemerského rudohoria. Detailnou štruktúrnou analýzou z oblasti Gretla – Ráztoky sa podarilo dešifrovať sukcesiu jednotlivých mezoskopických štruktúr a úlohu jednotlivých vyčlenených deformačných štádií pri ich generovaní [Németh in Gazdačko (red.), 1998].

Na záver načrtnutej tektonickej evolúcie horninových súborov gemerika môžeme zrekapitulovať, že od obdobia sedimentácie staropaleozoických hornín až do kriedového obdobia bolo gemerikum v kompresnom napäťovom poli s.-j. orientácie. Hlavnou príčinou tohto napätia bola konvergencia a kolízia kadomsko-kaledónskej (+variskej počas alpínskej orogenézy) laurázijskej litosférickej platne, v študovanej oblasti reprezentovanej veporikom, a južne lokalizovanej Gondwany. Analýzou štruktúr variského deformačného štádia a troch alpínskych deformačných štádií sa zistilo, že kompresiu v každom deformačnom štádiu sprevádzala transpresia a lokálne transtenzia. Tieto zmeny boli spôsobené odchýlením od kolmosti konvergencie a kolízie a ich zošikmením v dôsledku bariérového efektu veporika.

Silicikum

Silicikum je v regióne reprezentované stratenským a vernárskym príkrovom.

Vyčlenenie tejto tektonickej jednotky v Stratenskej hornatine a v Galmuse môže byť pre zástancov odvodzovania geologickej stavby z kvalitnej geologickej mapy provokáciou, pre zástancov metódy, že do terénu treba ísť už s jasnou predstavou, ktorú len treba potvrdiť, satisfakciou. Faktom je, že vyčlenenie stratenského príkrovu silicika v tomto území, najmä jeho oddelenie od jednotky gemerika, nevyplynulo z geologického mapovania, ale z hypotézy, že tak to musí byť. Nebyť vyčlenenia meliatika a silického príkrovu v Slovenskom krase, stratenská sekvencia by sa ešte stále bez problémov pokladala za gemerickú a s najväčšou pravdepodobnosťou by to nespochybnilo ani podrobné geologické mapovanie.

Aj po novom mapovaní a reambulácii zostáva totiž naďalej skutočnosťou, že v území medzi Dankovou a Krompachmi sa nikde nezistilo opakovanie vrstvového sledu ani existencia šošoviek meliatskeho typu, ktoré by pomohli detegovať násunovú plochu silického príkrovu na gemerikum (ak odhliadneme od kontroverzného a samotnými autormi čiastočne spochybňovaného vyčlenenia príkrovu Bôrky pod jv. okrajom Galmusu). Odčleňovanie tektonických jednotiek v normálnom vrstvovom slede je vždy veľmi delikátna záležitosť.

Stratenský príkrov je zložený z viacerých čiastkových štruktúr. Najrozsiahlejšie sú geravský, glacký a galmuský čiastkový príkrov. Pri okrajoch týchto štruktúr možno nájsť menšie šupiny. Pri severnom okraji je to šupina Kopanca (Červeného štrosu), pri južnom šupina Dubnice a šupiny v okolí Bielych Vôd, Dediniek a Ondrejiska [Maheľ (1968) pre časť z nich použil označenie hýľska jednotka].

Stratenský príkrov je zo SZ uťatý na muránskom zlome, ktorý má najmä znaky posunu. Na ňom sa stýka s vernárskym príkrovom. Faciálny skok medzi nimi je taký významný, že tu treba predpokladať značné zblíženie pôvodne vzdialených teranov, aj keď niektorí autori, a rovnako je to aj na tejto mape, zaraďujú vernársky príkrov do skupiny príkrovov silicika. O tektonickej pozícii vernárskeho príkrovu sa hovorí ďalej.

Geravský čiastkový príkrov sa ponára pod severnejší, glacký príkrov (čo je dokázané o. i. vo vrte SM-2 Smižany; Maheľ a Vozár, 1971), pričom súvrstvia upadajú generálne na SZ. Na SV pozdĺž toku Hornádu sú štruktúry najširšie, na JZ sa zužujú a zbiehajú do tzv. besníckeho uzla. Takáto stavba spolu s ďalšími menšími šupinami pripomína vejárovitú stavbu. Tá je evidentne výsledkom vzniku mladých spätných prešmykov vo forme „flower structure" pri laterálnych pohyboch na muránskom zlome (Marko, 1993). Svedčia o tom aj zacviknuté zvyšky vrchnokriedových sedimentov medzi čiastkovými štruktúrami pri Dobšinskej ľadovej jaskyni a pri Bielych vodách. Je teda takmer vylúčené, že by

mohlo ísť o duplexy, teda o čiastkové štruktúry vzniknuté pri nasúvaní príkrovu niekedy vo vrchnojurskom alebo v spodnokriedovom období. Takéto poznanie má význam pre palinspastickú rekonštrukciu v tom zmysle, že sedimentačný priestor glackého príkrovu sa nachádzal severnejšie (v dnešných koordinátach) od geravského, a nie opačne.

Žiada sa ešte zdôrazniť, že samotná Stratenská hornatina má monoklinálnu stavbu. Dojem synklinálnej či „synklinoriálnej" stavby vzniká až po pridaní časti, ktorá je za muránskym zlomom. Podobne je to aj s *vejárovou* stavbou, v ktorej muránsky zlom/posun tvorí osovú časť vejára *(flower structure)*.

Nie je teda akceptovaná, na prvý pohľad veľmi príťažlivá, idea *besníckeho príkrovu* (Maheľ, 1967, 1982, 1983, 1986), čo by mal byť príkrov s litostratigrafickou náplňou od rakoveckej skupiny až po stratenskú skupinu [v maximálnom ponímaní; podľa iných predstáv (napr. Plašienka, 1985 in Maheľ, 1986, s. 184) len od permu nahor, alebo inde dokonca len od bázy mezozoika nahor. Interpretácia je od práce k práci, resp. od územia k územiu iná]. Išlo by o severogemerickú jednotku, teda o akýsi pendant severoveporicko-krížňanskej jednotky, ktorej južná časť je zakorenená, spojená so soklom, čiastočne metamorfovaná. Severná, mezozoická časť je nasunutá na predpolie, pričom nevykazuje známky metamorfného postihnutia. Hlavným dôvodom proti je, že argumenty, ktoré uvádzal Maheľ (najmä 1983) proti existencii meliatika a proti existencii mezozoika podobného silickému príkrovu v severogemerickej synklinále, sa ukázali ako nedostatočné (a do istej miery interpretované tendenčne). Naopak, medzičasom sa tu našli ďalšie dôležité výskyty meliatika a ukázalo sa, že stratenská sekvencia má omnoho viac spoločných faciálnych znakov so silicikom, než bolo dovtedy známe. Vyplynulo to najmä z presnejšieho stratigrafického zaradenia súvrství. Napríklad argument o troch paleotektonicky odlišných typoch vápencovo-dolomitických súvrství *vedľa seba* – glackom s mocným riasovým vápencom, Matky Božej s hlbokovodným rohovcovým vápencom a lešnický s mocným dolomitom (Maheľ, 1957, 1983, s. 9) – vôbec nie je argumentom, ak si uvedomíme, že ide o súvrstvia odlišného veku – prvé je ladinského, druhé norického a tretie karnského veku (to, napokon, bolo asi známe už aj autorovi). Fácie tohto typu a veku sú v silickom príkrove bežné.

Vernársky príkrov je druhá významná súčasť silicika v regióne, hoci jeho zaradenie k vyššej tektonickej jednotke bolo vždy problematické a ani dnes nie je definitívne doriešené. Problematiku zhrnul jeden z autorov (M. Havrila) takto:

„O zaradenie vernárskeho príkrovu k vyššej tektonickej jednotke sa možno pokúsiť na základe stanovenia pozície vernárskeho príkrovu v rámci tektonickej superpozície paleoalpínskych tektonických jednotiek, alebo na základe jeho litofaciálnej náplne.

Pozícia vernárskeho príkrovu *na základe tektonickej superpozície* medzi (nad) hronikom a (pod) silicikom sa z jestvujúcich máp zdá zreteľná. V sku-

točnosti však vidíme, že vernársky príkrov leží nad betlanovskou šupinou, ktorej príslušnosť k vyššej tektonickej jednotke vzhľadom na jej chudobnú litofaciálnu náplň je rovnako neznáma a, navyše, jej vzťah k iným tektonickým jednotkám, t. j. k hroniku, je zastretý zlomom. V mieste nevystupovania betlanovskej šupiny pod vernárskym príkrovom, t. j. v úseku medzi Zadnou a Mlynnou dolinou, je styk s podložím, teda so sedimentmi karbónu, ktorých tektonické zaradenie však nie je jednoznačné [zaraďujú sa buď k hroniku (Kettner, 1937b, 1938b; Zoubek, 1957; Biely, 1966; Zelman, 1969; Vozárová a Vozár, 1988; Madarás a Ivanička, 2000, in press), alebo ku gemeriku (Maheľ, 1957a, s. 171)], opäť zastretý zlomom. Možno povedať, že až južne od Zadnej doliny vernársky príkrov leží na spomenutých sedimentoch karbónu. Vernársky príkrov teda leží buď na veporiku, hroniku, alebo na gemeriku.

Vzhľadom na to, že superpozícia vernárskeho príkrovu nie je jednoznačne vyriešená, možno sa pokúsiť riešiť ju nepriamo prostredníctvom zistenia superpozície tektonických jednotiek ekvivalentných vernárskemu príkrovu, t. j. jednotiek s rovnakým tektonickým postavením alebo so zhodným litofaciálnym obsahom. Za také možno považovať muránsky príkrov a príkrov Drienku.

Muránsky príkrov leží v jz. pokračovaní vernárskeho príkrovu, na báze s takým istým spodným triasom (obsahujúcim kremité porfýry), aký je súčasťou vrstvového sledu vernárskeho príkrovu. Logicky sa teda zdá, že je to ten istý príkrov (uznať to nám doteraz bráni ich odlišný litofaciálny obsah karbonátovej časti sukcesie) a že len v oblasti sedla Besník sú jeho karbonátové členy denudované. V podloží muránskeho príkrovu a súčasne v nadloží kryštalinických hornín veporika a ich mezozoického sedimentárneho obalu, t. j. série federata, leží už spomenutý karbón. V oblasti Furmanca sa preukázalo (Plašienka in Bezák et al., 1996), že vrchná časť tohto karbónu patrí k ochtinskému karbónu gemerika, pričom spodná časť tohto karbónu patrí (zostáva v) k hroniku (Vozár, ústna informácia). Možno teda povedať, že muránsky príkrov ako ekvivalent vernárskeho príkrovu leží na severnom gemeriku [v zmysle Vozárovej in Rakús (red.), 1998] a severné gemerikum na hroniku.

Za litologický ekvivalent vernárskeho príkrovu možno považovať príkrov Drienku. Má litologicky zhodný typ spodného triasu (tiež obsahuje kremité porfýry, ktoré nepoznáme z iných, ako tu spomenutých tektonických jednotiek). Aj karbonátové členy vrstvového sledu príkrovu Drienku sú porovnateľné s karbonátovou sukcesiou vernárskeho príkrovu. O príkrove Drienku možno jednoznačne povedať, že vystupuje v nadloží tektonických telies hronika. Nepriamo možno potom povedať, že aj vernársky príkrov (a tiež muránsky príkrov) leží v nadloží hronika.

Vzťah vernárskeho príkrovu k južným, t. j. nadložným tektonickým jednotkám, teda k siliciku Stratenskej hornatiny, je opäť zastretý zlomom (muránskym). Len v Píľanskej doline, t. j. v údolí potoka Veľká Biela voda po

oboch stranách zlomu, vystupujú sedimenty zjavne patriace k tej istej tektonickej jednotke. Niet pochýb, že južne od zlomu ide o príkrov Glacu. Možno teda povedať, že s. od zlomu v nadloží vernárskeho príkrovu vystupuje príkrov Glacu, v súčasnosti zaraďovaný k siliciku.

Muránsky príkrov sa v súčasnosti celý zaraďuje k siliciku. Treba však povedať, že v okolí Červenej skaly bol z tmavých vápencov s rohovcami, považovaných za netypické gutensteinské vápence spodného anisu, preukázaný kordevol (Havrila, 1997a). Nad nimi ležia svetlé steinalmské vápence, ktoré na základe dasykladálnych rias majú paleontologicky preukázaný vek spodný anis (Bystrický, 1959). Z uvedeného vyplýva, že vnútri telesa muránskeho príkrovu treba viesť presunovú plochu, ktorá tak oddelí *spodnú tektonickú jednotku*, zahŕňajúcu vrstvový sled v rozpätí spodný trias (obsahujúci kremité porfýry) až kordevol, od *vrchnej tektonickej jednotky,* t. j. *vlastného muránskeho príkrovu* patriaceho k siliciku. Spodný trias s kremitými porfýrmi (ktoré z iných priestorov silicika nepoznáme) potom prestane byť súčasťou muránskeho príkrovu. Odstráni sa tak aj paradox, keď po štruktúrnej stránke sa nám muránsky a vernársky príkrov javili ako jeden muránsko-vernársky príkrov, ale ich rozdielny litologický obsah nám to bránil uznať. Možno teda povedať, že s. od muránskeho zlomu, v nadloží tektonickej jednotky – po štruktúrnej a snáď aj litologickej stránke ekvivalentnej vernárskemu príkrovu, leží muránsky príkrov, t. j. tektonická jednotka silicika.

Tektonickú jednotku vystupujúcu v nadloží príkrovu Drienku nepoznáme.

Vernársky príkrov a jemu ekvivalentné tektonické jednotky vystupujú v nadloží ochtinského karbónu zaraďovaného k severnému gemeriku a v podloží silicika.

Zaradenie vernárskeho príkrovu k vyššej tektonickej jednotke *na základe litofaciálnej náplne* nebolo v minulosti jednoznačne možné.

Nie je to možné ani po doplnení vrstvového sledu (Havrila, 1995a, b) o: 1. reiflinské vápence, ktoré v starších prácach (Maheľ in Maheľ et al., 1963) boli pôvodne označené ako aniské tmavé vápence, miestami s rohovcami, a začlenené ku gutensteinským vápencom, 2. nádašské vápence, vystupujúce v nadloží reiflinských vápencov a v podloží wettersteinských vápencov, 3. raminské vápence, 4. dachsteinské dolomity s megalodontmi a s pomerne dobre zreteľnými Fischerovými cyklami, v najvyššej časti vrstvového sledu triasu odkryté v záreze cesty Pusté pole – Dobšinská ľadová jaskyňa.

Doplnenie vrstvového sledu, teda hodnotenie celej sukcesie, nám dáva lepšie možnosti korelácie vernárskeho mezozoika s inými paleoalpínskymi jednotkami Západných Karpát (napr. so sukcesiou príkrovu Drienku). Väčšina členov vrstvového sledu je však bežná pre hronikum i silicikum. O súvrstviach, ktoré sú dôležité na analýzu, sa v ďalšom texte hovorí podrobnejšie.

Bazálnym súvrstvím vernárskeho príkrovu je súvrstvie spodného triasu (bodvasilašské a sinské vrstvy), ktoré je litologicky zhodné so spodným triasom silicika a líši sa od neho len vystupovaním telies vulkanických hornín.

Mezozoikum vystupujúce pri Vernári sa mohlo zaraďovať k chočskému príkrovu, resp. k hroniku dovtedy, kým sa vulkanické horniny vystupujúce v siliciklastických súvrstviach na báze príkrovového telesa považovali za melafýry, typické pre malužinské súvrstvie hronika. Práce Bieleho (1956) a Zorkovského (1959a, b) potom „skomplikovali" situáciu a odvtedy tie isté horniny pod novým menom (kremité porfýry) sú argumentom na zaraďovanie tejto tektonickej jednotky do silicika. Zaradenie vernárskeho mezozoika je však stále problematické. Zistilo sa (Havrila, 1997a), že v podloží karbonátovej sukcesie muránskeho príkrovu, zaraďovanej do silicika, vystupuje ešte jedna karbonátová sukcesia, ktorej súčasťou je aj spodný trias (litologicky zhodný so spodným triasom silicika) s kremitými porfýrmi. Príslušnosť tejto sukcesie nie je známa, nemusí teda patriť k siliciku. Za tohto predpokladu sa kremité porfýry už v siliciku nevyskytujú a ich výskyt sa môže opäť považovať za argument na zaradenie k tektonickej jednotke, tentoraz k tektonickej jednotke s prechodným postavením medzi hronikom a silicikom.

Väčšina litostratigrafických jednotiek karbonátovej časti vrstvového sledu vernárskeho príkrovu sa vyskytuje v hroniku i v siliciku. Na základe ich prítomnosti preto nemožno rozhodnúť o príslušnosti k tektonickej jednotke vyššieho rádu.

Prítomnosť reiflinských, nádašských a raminských vápencov v sukcesii vernárskeho príkrovu je v rozpore s jeho častým zaraďovaním (na základe mohutného vývoja dolomitov) do štureckého príkrovu hronika (v zmysle Andrusova et al., 1973), teda do čiernovážskej faciálnej oblasti. Karbonátová časť sukcesie je teraz skôr podobná sukcesii veterníckeho a štureckého príkrovu (v zmysle Bystrického, 1973 a Havrilu, 1997b, s. 7), resp. sukcesii príkrovu Drienku, s ktorou sa, navyše, zhoduje aj vývojom spodného triasu a vystupovaním kremitých porfýrov.

Lunzké vrstvy sa v minulosti považovali za identifikačný znak hronika, nie silicika. Preto výskyt typických lunzkých vrstiev, t. j. bridlíc s pieskovcami, ktoré zistil Maheľ (1957a, s. 169; 1957b, s. 91–92) z masívu Bukovca vo vernárskom príkrove, sa mohol pri rozhodovaní o príslušnosti tohto príkrovu k vyššej tektonickej jednotke použiť na jeho priradenie k hroniku. Z literatúry je však známy výskyt siliciklastických sedimentov karnu aj z muránskeho príkrovu (Pouba, 1951; Bystrický in Fusán et al., 1963; Bystrický a Biely in Klinec, 1976), t. j. zo silicika. Sivočierne bridlice, litologicky zhodné s reigrabenskými bridlicami, sú známe aj zo silicika Stratenskej hornatiny, odkiaľ ich uvádza Maheľ (1957b, s. 55) a tiež Bystrický (1982, s. 302). V súčasnosti sú známe z nasledujúcich lokalít: sv. svahy Ondrejiska, lúky z. od kóty Belá, z. svahy

Doštianky, sedlo Kopanec, z. svahy horskej skupiny Geráv, jz. svah Suchého vrchu, v. svah Brestovej, t. j. s. od Havranej skaly. Na lokalitách z. svahy Doštianky, sedlo Kopanec a jz. svah Suchého vrchu v uvedených bridliciach sa vyskytujú aj polohy pieskovcov, litologicky zhodné s pieskovcami lunzkých vrstiev. Možno teda konštatovať, že spomenuté súvrstvie je litologicky podobné s lunzkými vrstvami a že tieto vrstvy sa vyskytujú aj v siliciku Stratenskej hornatiny.

Dolomitový vývoj vo vrchnom triase, t. j. existencia vrchnotriasových karbonátových plošín, sa síce považuje za typický znak hronika a, naopak, nie je známy zo silického príkrovu Slovenského krasu, ale opäť sa vyskytuje v siliciku Stratenskej hornatiny.

Sedimenty ?liasu vystupujú vo vernárskom príkrove len vo forme neptunických dajok zasahujúcich hlboko do podložia tvoreného karbonátmi triasu s bližšie neurčeným vekom pri súčasnej zjavnej neprítomnosti sedimentov rétu. Litologicky zhodná výplň neptunických dajok uprostred más vrchnotriasových vápencov sa zistila aj v siliciku Stratenskej hornatiny v okolí Dobšinskej ľadovej jaskyne, opätovne pri neprítomnosti sedimentov rétu. Dajky krinoidových vápencov ?liasu sa zistili aj vo vápencoch vrchného triasu pri horárni Biele vody, a to rovnako bez sedimentov rétu. Neptunické dajky tvorené sedimentmi liasu sa vyskytujú v silickom príkrove Slovenského krasu, kde sa tiež vyskytujú v sedimentoch vrchného triasu (norika). Zdá sa teda, že tento jav je spoločným znakom sedimentačného priestoru vernárskeho príkrovu, silicika Stratenskej hornatiny aj silicika Slovenského krasu. Naopak, tento jav sme nepozorovali v sedimentačnom priestore hronika, kde, navyše, prebiehala sedimentácia neprerušene počas norika, rétu a liasu.

Na základe litofaciálnej analýzy sukcesie vernárskeho príkrovu možno jeho sedimentačný priestor umiestniť južne od hronika (súčasne j. od sedimentačného priestoru ochtinského karbónu), podmienečne do silicika s. l. Napriek tomu, že aj keď má viac spoločných znakov so silicikom ako hronikom, predsa má aj odlišné znaky, a to najmä v porovnaní so silicikom Slovenského krasu, t. j. južnou časťou silicika s. s. Najviac spoločných znakov má so silicikom Stratenskej hornatiny, t. j. so severnou časťou silicika s. s. Ani s ním sa však celkom nezhoduje. Odlišuje sa napr. výskytom kremitých porfýrov v spodnom triase. Ich výskyt je spoločným znakom len pre vernársky príkrov, spodný muránsky príkrov a príkrov Drienku, a tak sa zdá, že vytvárajú samostatnú sedimentačnú zónu v severnej časti silicika, ktorá je podmienečne zaradená do silicika s. l.

Preukázalo sa (Havrila a Ožvoldová, 1996), že silicikum Stratenskej hornatiny podobne ako silicikum Slovenského krasu leží v nadloží meliatika a zároveň v nadloží južného gemerika [v zmysle Vozárovej in Rakús (ed.), 1998]. Takáto pozícia nie je zatiaľ preukázaná pre tektonické jednotky silicika s. l. Pre tieto

tektonické jednotky je preukázaná len pozícia v nadloží ochtinského karbónu zaraďovaného k severnému gemeriku.

Tektonická a zároveň paleogeografická pozícia sa tu poníma v zmysle práce Hók a Kováč (1993), resp. Hók et al. (1995)."

Deformácia hornín gosauskej skupiny

Podľa Plašienku (1996, s. 28–29) na súvrstviach gosauskej skupiny možno zistiť účinky troch miocénnych deformačných štádií:

– najstaršie deformačné štádium (eger–egenburg) sa prejavilo sv.-jz. kompresiou prispôsobujúcou sa príkrovovým násunom, ktoré sa postupne transformovali na laterálne posuny v dôsledku vertikálneho nakopenia;

– počas druhého deformačného štádia (egenburg–spodný báden) dominovali šikmé prešmyky smeru S–J spojené s laterálnymi pohybmi smeru SZ–JV a SV–JZ;

– tretie a posledné deformačné štádium (vrchný báden–spodný sarmat) sa vyznačuje extenznou tektonikou, vyjadrenou najmä sz.-jv. normálnymi zlomami, konkominantnými s tvorbou extenzných žíl a rozlamovaním obliakov.

Na rozdiel od iných autorov (Marko, 1993; Nemčok et al., 1993) sa predpokladá absencia kompresie sz.-jv. smeru. Táto kompresia mohla podľa Plašienku (l. c.) súvisieť s presúvaním mezozoických príkrovov, prípadne s ich gravitačným skĺzavaním, dokazujúc tak zreteľne postorogénnu pozíciu vrchnokriedového súvrstvia.

Zlomy a posuny

Príkrovovú stavbu porušujú početné zlomy. Môžeme ich ďalej členiť podľa zmyslu pohybu blokov, ktoré na nich prichádzajú do styku, na zlomy „s. s.", teda poklesy, výzdvihy (vertikálne pohyby) a posuny (*strike-slipes,* horizontálne pohyby) rôznej veľkosti a orientácie.

Najvýraznejším zlomom v území je nesporne *muránsky zlom*, zreteľný aj z kozmických snímok (Pospíšil et al., 1986, 1989).

Podrobné výskumy ukázali, že ide najmä o laterálny posun (l. c.; Marko, 1993 a i.), ktorý môže dosahovať rádovo desiatky kilometrov. Z toho vyplýva, že nie je možné bez problémov spájať jednotky z jednej a druhej strany zlomu, resp. hľadať ich priame pokračovanie. Navyše, ako ukázali výskumy Marka (1993), ale aj výskumy niektorých predchádzajúcich autorov, ide tu o klasickú vejárovú štruktúru. V tzv. besníckom uzle sa všetky prvky tejto štruktúry (silicikum, hronikum, gemerikum, meliatikum a veporikum) zbiehajú.

Paleogén Hornádskej kotliny predstavuje plocho uklonený, veľmi mierne zvrásnený, do 1 km hrubý komplex, ktorého vnútorná stavba je podmienená sústavou zlomov, členiacich územie na celý rad krýh.

V priebehu vrstvovitosti jednotlivých paleogénnych súvrství je možné sledovať zmeny v rámci sukcesie od bazálnych členov do nadložia. Bazálne fácie sú uklonené prevažne 5–20° na SZ–SSV, lokálne sa vyskytujú sklony na JV–J (j. od Smižian). Sklon vrstiev môže byť primárny (spôsobený uložením na naklonenom povrchu) alebo sekundárny, podmienený popaleogénnym zdvihom priľahlých pohorí. Mierne pootočenie smeru sklonu je badateľné už pri tomášovských vrstvách (5–15° na S–SV, v okolí Spišskej Novej Vsi až na V). Výrazná zmena úložných pomerov sa prejavuje v hutianskom (5–15° na S–V–J), a najmä v zubereckom súvrství (5–15° na V–JJZ) a v kežmarských vrstvách (10–15° na V–J). Sklony strmšie ako 30° sa vyskytujú veľmi zriedkavo a súvisia s lokálnym prevrásnením v blízkosti tektonických porúch. Rozdiel v priebehu vrstvovitosti bazálnych fácií oproti flyšovým súvrstviam možno dávať do súvislosti s popaleogénnym zdvihom hrasti Kozích chrbtov na severnom okraji kotliny.

Z tektonických porúch, zúčastňujúcich sa na stavbe Hornádskej kotliny, prisudzujeme najdôležitejšiu úlohu zlomom smeru Z–V až SZ–JV, pozdĺž ktorých poklesáva podložie paleogénu postupne až do hĺbky 800–900 m. Z porúch tohto systému je najvýraznejší zlom potoka Brusník, ohraničujúci z JZ a J iliašovskú depresiu, zlom hrabušického rašeliniska, pozdĺž ktorého sa stýka hutianske súvrstvie s hornádskymi vrstvami, resp. priamo s triasom stratenského príkrovu, zlom Tomášovského potoka a sústava zlomov, podmieňujúcich vznik depresie Harichovce – Trsťany. Pokračovaním zlomu hrabušického rašeliniska smerom na Z sú zrejme v.-z. poruchy na rozhraní tomášovských vrstiev a hutianskeho súvrstvia v okolí Hranovnice. Jeho pokračovaním smerom na V sú pravdepodobne zlomy v okolí Ľudmianky, spôsobujúce poklesy borovského súvrstvia oproti triasovým vápencom o 20–70 m. Pokračovanie zlomu Tomášovského potoka smerom na Z treba zrejme hľadať v doline Hornádu medzi Hrabušicami a Spišským Štiavnikom. Uvedený systém zlomov je narušený poruchami smeru JZ–SV, častými najmä v z. časti kotliny. Tieto poruchy je možné interpretovať zväčša ako šikmé sinistrálne posuny s poklesmi sz. krýh. Zlomy jz.-sv. smeru v oblasti Hrabušice – Betlanovce pravdepodobne súvisia s priebehom muránskej línie. Na základe geofyzikálneho prieskumu, ako aj morfológie a litológie možno uvažovať o jej pokračovaní do priestoru Spišského Štvrtka, pričom by zrejme išlo o zlom poklesového charakteru so strmým sklonom na JV. Osobitým fenoménom je tektonicky komplikovaná oblasť Čingova, kde okrem porúch uvedených systémov sa výrazne prejavujú aj zlomy s.-j. smeru. Morfologicky najvýraznejší zlom prebieha medzi hotelmi Flóra a Čingov a pokračuje j. od Hornádu v z. svahu kóty 644. Pozdĺž neho poklesla západná kryha približne o 100 m. Čingovský blok je z J ohraničený výrazným zlomom smeru Z–V, pozdĺž ktorého poklesol paleogén oproti triasu stratenského príkrovu minimálne o 100 m. Severo-južné zlomy sú častejšie v strednej

a východnej časti kotliny (dolina Levočského potoka, dolina Lodiny medzi Spišským Hrhovom a Jamníkom). Najvýraznejší zlom smeru S–J ohraničuje kotlinu oproti Branisku s. od Slatviny. Ide o kolmý zlom s amplitúdou poklesu z. bloku n.10^2 m. Pri jv. ohraničení kotliny sú časté výrazné tektonické poruchy smeru JV–SZ, predovšetkým zlom na styku paleogénu s Braniskom v okolí Vojkoviec a zlom prechádzajúci z údolia Hornádu do doliny potoka Braniska. Posledný z uvedených zlomov pravdepodobne spolupôsobil pri vzniku travertínovej kopy Dreveníka.

Horniny paleogénu sú prestúpené puklinami, často vyhojenými kalcitom. Z ich priebehu (výrazné maximum smeru S–J so strmými sklonmi na obe strany) možno usudzovať na prevažujúcu v.-z. extenziu v záverečnej fáze tektonického vývoja.

GEOLOGICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA

Geologický vývoj územia možno rekonštruovať až po dôkladnom poznaní geologických formácií (ich zloženia, veku, textúrnych a štruktúrnych znakov a p.) a geologickej stavby. Preto je táto kapitola, na rozdiel od doteraz zaužívaných zvyklostí pri zostavovaní vysvetliviek, zaradená až po kapitolách poskytujúcich uvedené informácie.

Geologické a tektonické jednotky, ktoré sa zúčastňujú na stavbe tohto územia, vznikali nesmierne dlhú dobu (podľa horninového záznamu viac než 500 miliónov rokov). Počas nej sa mnohokrát zmenili (paleo)geografické a klimatické podmienky. Pre laika azda najšokujúcejšia môže byť informácia, že žiadna jednotka ani hornina zobrazená na mape, azda s výnimkou najmladších kvartérnych usadenín, nevznikla na mieste ani v prostredí, kde sa dnes nachádza. Pôvodné miesta ich vzniku sú od dnešných vzdialené desiatky, ba i stovky kilometrov. Zastúpené geologické formácie vznikali v najrozmanitejších podmienkach – na kontinente, v moriach a oceánoch, sopečnou činnosťou i pretavovaním a metamorfózou starších formácií. Obdobia relatívneho pokoja sa striedali s obdobiami tektonickej aktivity a vulkanizmu, hlbinné horniny alebo morské sedimenty sa dostali na zemský povrch, iné horniny z povrchu boli, naopak, pohltené v subdukčných zónach a nenávratne zmizli.

Všetky horniny znázornené na mape vznikli v dvoch horotvorných cykloch: variskom a alpínskom. Relikty starších orogénov sa nepodarilo spoľahlivo preukázať.

Pokúsme sa teda načrtnúť geologický vývoj blokov a zón, na ktorých alebo z ktorých vznikli geologické a tektonické jednotky zobrazené na mape, od staršieho paleozoika dodnes.

Staršie paleozoikum (–570 až –362 mil. rokov)

Staropaleozoické horniny sú zachované v jednotkách veporika a gemerika. Opíšeme osobitne staropaleozoický vývoj vo veporickom a v gemerickom bloku.

Počiatky vývoja kryštalinických hornín, ktoré sú dnes súčasťou *veporického bloku,* sú rudimentárne zaznamenané v komplexoch kryštalinických hornín, formujúcich juhozápadný a východný okraj regiónu.

V južnom zakončení pohoria Branisko (lodinský a miklušovský komplex – Jacko, 1978, 1985) migmatity, ruly a amfibolity predstavujú pôvodne flyšoidné a vulkanogénno-sedimentárne horniny, ktoré boli ?predvarisky, resp. paleohercýnsky (paleovarisky) (–430 až –380 mil. r.) metamorfované, prevrásnené, transportované zo spodných kôrových úrovní do vyšších a nasunuté na stredno-

kôrové metamorfované horniny (Bezák et al., 1997). Ojedinele tu nachádzame aj predgranitoidné vrásové štruktúry, ktoré boli v hlavnom variskom orogéne fixované granitoidnými intrúziami (Jacko in Polák et al., 1997).

V oblasti Kráľovohoľských Tatier nižšie metamorfované súbory (fácia zelených bridlíc), pravdepodobne mladopaleozoického veku, formujú faciálne pestrý vulkanickosedimentárny súbor hornín, novozaradený do obalovej revúckej skupiny. Predtým sa zaraďoval do spodnopaleozoického komplexu Prednej hole (cf. Bajaník et al., 1979). Sedimentáciu terigénnych hornín – arkóz, drôb, ílovitých bridlíc – sprevádzali výlevy kremenných keratofýrov, bazaltov, ich tufov a tufitov. Vulkanity v oblasti Prednej hole predstavujú bazaltovo-keratofýrovú asociáciu tholeiitového magmatického trendu (Biely a Bezák et al., 1997, s. 54). Regionálna metamorfóza maximálne v spodnej časti fácie zelených bridlíc postihla spomenuté horniny pravdepodobne v neskorej fáze variskej tektogenézy – v neskorohercýnskom (variskom) štádiu (na rozhraní permu a spodného triasu, a najmä počas alpínskych orogenetických fáz).

K staršiemu paleozoiku môžu patriť diaftoritické svory vystupujúce vo vrcholových častiach Kráľovej hole. Dôkazy o ich veku a pôvode (môže ísť taktiež o silno deformované, mylonitizované a hydrotermálne alterované variské granitoidy) však nie sú jednoznačné. Zriedkavé výskyty hybridných granitoidov, migmatitov a rúl ako zvyškov metamorfovaného plášťa vo forme xenolitov v granitoidoch nedovoľujú bližšiu rekonštrukciu geologického vývoja pred intrúziami granitoidov. Na základe analógie so susednými oblasťami veporika a tatrika je však veľmi pravdepodobné, že tieto horniny prekonali predhercýnsku tektonickú udalosť, ktorá mala charakter vysokotlakovej a vysokoteplotnej metamorfózy (Hovorka a Méres, 1989; Janák et al., 1993). Počas neskorších tektonických procesov boli niekoľkokrát diaftoritizované.

Kvôli komplexnej a dynamickej interpretácii evolúcie *gemerického bloku* počas staršieho paleozoika je nevyhnutné zohľadniť tektogenézu a faciálnu zonalitu celého gemerského pásma, nie iba územie, ktoré je zobrazené na predloženej mape.

Základným znakom dnešného vystupovania staropaleozoických hornín v oblasti gemerika je podstatné zastúpenie produktov bazaltového vulkanizmu v severnom, „rakoveckom" pruhu, tvoriacom severné ohraničenie staršieho paleozoika gemerika, v porovnaní s podstatným zastúpením produktov acidného vulkanizmu v ostatnom gemeriku. Takto boli vyčlenené dve jednotky prvého rádu: gelnická (obal panafrického fundamentu) a rakovecká (relikt oceánskej kôry zaoblúkového typu). Ich formálne litostratigrafické označenie sa postupne menilo – séria, skupina, terén, teran či komplex. Súčasný názor, že ide o synchrónny a kontinuálny vývoj oboch jednotiek, sa objavil už v sedemdesiatych rokoch (Grecula, 1970a). Tento vývoj spočíva v ordovicko-silúrskej extenzii typu kontinentálneho riftingu s postupným vytváraním kôry zaoblúkového typu v devóne (sensu Ivan, 1997 a staršie

práce). Gelnická skupina teda reprezentuje sedimenty severného okraja kontinentu (panafrickej príslušnosti), parciálne s produktmi ostrovnooblúkového vulkanizmu (sensu Bajaník a Reichwalder, 1979), v ktorej ale prevažujúcim sa stal bimodálny vulkanizmus (typický pre zaoblúkové bazény) v súvislosti s postupnou oceanizáciou kôry (vytvorením pretiahnutej Paleotétys sensu Grecula, 1982).

Staropaleozoické horniny je možné rozčleniť na niekoľko základných litológií – mohutné flyšoidné súbory, čiernobridličnaté horizonty, zelenofylitické súbory a produkty acidného a bázického vulkanizmu. Názory na superpozíciu týchto horninových súborov a ich charakteristika sa v priebehu dlhoročného výskumu menili [Kuthan, 1950; Fusán et al., 1955; Máška in Klinec, 1959; Snopko, 1957b; Andrusov, 1958; Bajaník a Vozárová (eds.), 1983; Grecula, 1970b, 1982].

Uvedené litostratigrafické jednotky nie je možné chápať ako uzavreté sedimentárne megacykly. Už vývoj v kontinentálnej extenznej a prehlbujúcej sa zóne predurčuje určité prelínanie fácií v závislosti od pozície sedimentárneho sledu v konkrétnej časti sedimentačného bazénu. Súčasne je nevyhnutné zohľadniť aj vulkanickú aktivitu a jej pyroklastické produkty, ktoré sa musia nevyhnutne miešať s detritickým materiálom z kontinentu. Túto skutočnosť zvýraznil už Grecula (1982) vyčlenením dvoch pestrých vulkanických horizontov ako výsledku zvýšenej vulkanickej činnosti počas períód rapídneho riftingu. Németh (1999) prezentoval názor, že flyšoidná sedimentácia pokračovala aj v období produkcie vulkanosedimentárnych súborov hnileckého súvrstvia. Išlo o obdobie, keď sa už začínala oceanizácia kôry prejavujúca sa bazaltovým vulkanizmom. Reliktom takéhoto flyšoidného horizontu sú psamiticko-pelitické sedimenty, lokálne s preplástkami pyroklastického materiálu. Bazaltovým vulkanizmom, neskôr sa generujúcim v osi riftu, sa zmenil charakter sedimentácie. Jej dnešnými reprezentantmi sú zelenofylitické súbory s preplástkami diabasových pyroklastík ako ich integrálnej súčasti, mohutné polohy diabasových pyroklastických produktov a bázické vulkanické horniny. Je potrebné zdôrazniť, že aj túto sedimentáciu sprevádzali lokálne turbiditné prúdy. Keďže išlo o flyšovú sedimentáciu vzdialenejšiu od zdrojovej oblasti, jej produktmi boli vyzretejšie a vytriedenejšie sedimenty než v prípade flyšovej sedimentáce v gelnickom komplexe. Z pohľadu vekového zaradenia vulkanickú aktivitu a s ňou spätú sedimentáciu v rakoveckom komplexe považujeme za mladšiu než v gelnickom komplexe. Preto lokálne čiernofylitické polohy v rakoveckej skupine ako najdistálnejší produkt jej turbiditnej sedimentácie Németh (1999b) nepovažuje za ekvivalent betliarskeho súvrstvia gelnického komplexu. Rekonštrukciu stratigrafických vzťahov v severogemeridnej zóne (pred jej rozsiahlou tektonizáciou) znázorňuje litotektonická kolónka.

Ďalšia evolúcia opisovaného pretiahnutého zaoblúkového bazénu a doloženie stredno- a vysokotlakových metamorfitov v tejto zóne (vrátane časti karbónskych sedimentov; Radvanec, 1998) indikuje subdukčno-kolízne uzavretie tohto priestoru.

Úklon subdukčnej zóny interpretujeme smerom na S, t. j. pod súčasné veporikum. Táto interpretácia je konformná s niektorými staršími predstavami (napr. Vozárová a Vozár, 1987), ale aj najnovším modelom Putiša a Greculu (in Plašienka et al., 1997, obr. 1). Neskoršou exhumáciou v transpresno-transtenznom režime v povestfálskom období, ale pred triasom (typ alpinotypnej exhumácie sensu Platt, 1993; Ernst a Liou, 1995), sa dostali vedľa seba stredno- a vysokotlakovo metamorfované horniny pôvodného zaoblúkového bazénu a silno tektonizované (mylonitizované) horniny pasívneho kontinentálneho okraja, pri ktorých bola doteraz doložená len nízkostupňová metamorfóza. Exhumované horniny reprezentujú tektonickú melanž blokov rôznych stupňov metamorfózy a tektonizácie a reprezentujú rakovecko-klátovský subdukčno-exhumačný teran. Reologicky priaznivé prostredie flyšových sekvencií na rozhraní gelnickej a rakoveckej skupiny reprezentuje hlavný tektonický (exhumačný) horizont, pričom smerom na J – do stratigraficky nižších úrovní gelnickej skupiny – stupeň tektonizácie (mylonitizácie) klesá. Situácia je podobná smerom na S od hlavného exhumačného horizontu, ale je čiastočne zneprehľadnená vystupovaním rigidných blokov stredno- a vysokotlakovo metamorfovaných hornín v plastickom zelenofylitickom prostredí. Transpresno-transtenzná kinematika predpokladá pravostranný šikmý násun exhumovaných horninových sekvencií na gelnickú skupinu, t. j. generálne zo severu na juh.

Problematická ostáva litologická náplň rakoveckej skupiny. Németh (1999b) v súlade s názormi niektorých iných autorov (napr. Grecula, 1982) do rakoveckej skupiny pričleňuje aj horniny tzv. rulovo-amfibolitového klátovského komplexu, ktorý vystupuje v oblasti Klátova, Rudnian a Dobšinej. Z pohľadu geotektonickej rekonštrukcie ruly a amfibolity klátovského komplexu môžu reprezentovať metamorfované sedimenty pôvodného severného okraja oceánskeho priestoru, t. j. severne od stredooceánskeho chrbta, ktoré boli vtiahnuté do subdukčnej zóny a neskôr tvorili nadložie (hanging wall) nad podsúvajúcou sa subdukujúcou platňou. Súčasné vystupovanie hornín klátovskej skupiny na rakoveckej skupine a pod vysokotlakovo metamorfovanými karbónskymi sedimentmi indikuje spoločnú exhumáciu všetkých troch súborov, samozrejme, s akceptovaním možnosti určitých diferenciálnych pohybov medzi jednotlivými rigidnými blokmi. Niektoré staršie interpretácie (Hovorka et al., 1984; Spišiak et al., 1985) vyčleňujú samostatnú klátovskú skupinu, resp. príkrov, a v samotnej rakoveckej skupine ponechávajú len nižšie metamorfované produkty bazaltového vulkanizmu a s ním spätej sedimentácie. Ani takáto interpretácia neodporuje exhumačnej kinematike prezentovanej v predchádzajúcom texte.

Mladšie paleozoikum (–362 až –245 mil. rokov)

Na začiatku mladšieho paleozoika rozhodujúci vplyv na formovanie kryštalinika vo *veporickom bloku* mali tektonické procesy mezohercýnskeho deformačného štádia (–380 až –340 mil. rokov), ktoré bolo hlavným kolíznym

štádiom a počas ktorého prebiehala najväčšia vnútorná štrukturalizácia komplexov kryštalických bridlíc. Vznikali hlavné hercýnske litotektonické jednotky a horniny boli vo vyšších kôrových úrovniach vnútorne deformované. Regionálnu barrowskú (strednotlakovú) metamorfózu sprevádzali intrúzie syntektonických granitoidov, hlavne typov S (Bezák et al., 1997).

Mladopaleozoické komplexy vo veporickom bloku sú v študovanom regióne zastúpené predovšetkým granitoidnými horninami a ich obalom, reprezentovaným súborom metamorfovaných klastických sedimentov so sporadickým výskytom vulkanických hornín.

Variská tektogenéza bola spojená s tvorbou generálne juhovergentných príkrovov s odlišnou litologickou náplňou jednotiek (Bezák, 1994; Bezák et al., 1997). Najvrchnejšia jednotka pozostávala z nízkostupňových metamorfitov staropaleozoického veku (v našom regióne jej výskyt nie je jednoznačne potvrdený). Vrchnú jednotku formovali vysoko metamorfované horniny (ruly, migmatity) pravdepodobne proterozoického veku, metamorfované pred variským orogénom (miklušovský komplex v Branisku). Stredná jednotka mala charakter flyšoidnej sekvencie (metapelity, metapsamity), ako na to poukazujú geochemické výskumy a predpokladaný model generovania granitoidov typov S, ktoré vznikali v kompresnom štádiu hercýnskej akrečnej prizmy, práve na rozhraní vrchnej a strednej jednotky (Petrík et al., 1994). V Branisku k strednej jednotke zaraďujeme lodinský komplex, v Kráľovohoľských Tatrách a Stolických vrchoch vystupuje pravdepodobne v podloží granitoidov. Spodná jednotka (subautochtónne nízkostupňové metamorfity) v širšom okolí regiónu nevystupuje.

Na variský štrukturalizovanom podklade sa vo vrchnom karbóne (stefan) usadili sedimenty slatvinského súvrstvia. Slatvinské súvrstvie predstavuje produkt cyklickej plytkovodnej deltovej sedimentácie v humídnom prostredí (Vozárová a Vozár, 1982). Z geotektonického hľadiska predstavuje hercýnsku molasu znamenajúcu konsolidáciu oblasti po hlavnej fáze hercýnskeho orogénu. Bezák et al. (1997) pre toto obdobie vyčleňujú neohercýnske štádium (–380 až –260 mil. rokov) s dvoma subštádiami: –340 až –310 mil. rokov – kolízne procesy vo vonkajších zónach (uzavretie rakoveckej oceánskej domény v gemerickom priestore) a prechod z kompresného do transpresného tektonického režimu v interných zónach; obdobie –310 až –260 mil. rokov, počas ktorého je dominantný postkolízny vývoj, transtenzné a extenzné procesy spojené s formovaním molasových bazénov na povrchu, vulkanizmom (bazalty v hroniku) a intrúziami granitoidov typov I a A vo vrchnokôrových úrovniach.

V zmysle práce Bajaníka a Vozárovej (1983) dobšinská skupina sedimentovala v morskom prostredí s oscilačným prehlbovaním a splytčovaním dna sedimentačného bazénu. Sedimentácia sa zakončila paralickými sekvenciami hámorského súvrstvia a bola prerušená astúrskou fázou epeirogénneho charak-

teru. Vo vzniknutom diferencovanom sedimentačnom bazéne sedimentovali permské klastiká so sprievodnými vulkanickými produktmi.

V najnovšej geotektonickej štúdii Vozárovej (1998) sa uvádza rozdielny typ substrátu pre karbónske a permské bazény a dve kolízne udalosti. Kulminácia kolíznych udalostí v severogemeridnej zóne sa kladie do bretónskej a sudetskej fázy. Karbónske bazény vznikali na oceánskej kôre a deštruovanom ensimatickom oblúku, rovnako ako na vysokostupňových metamorfitoch spodnej časti kontinentálnej kôry. Spodnokarbónsky sedimentačný bazén, pravdepodobne relikt akrečnej prizmy, bol situovaný v intrasutúrnej pozícii. Vyznačoval sa postupným prechodom sedimentácie od flyšovej k litorálno-neritickej a bázickým vulkanizmom tholeiitov s výrazným MORB trendom. V následnej kolízii sa vytvorila geosutúra, v okolí ktorej sa počas vestfálu A vytvorili plytkomorské periférne bazény (sedimentácia a vulkanizmus rudnianskeho a zlatníckeho súvrstvia). Proces sa skončil paralickou sedimentáciou vo vestfáli D. Permské kontinentálne sedimenty sú uložené diskordantne na podloží. Permský vulkanizmus je asociovaný s extenznými zónami na (kolízne) zhrubnutej kôre a prejavuje sa vápenato-alkalickým až bimodálnym vulkanizmom.

Németh (1999b) sa prikláňa k interpretácii kontinuálneho devónsko-spodnokarbónskeho vývoja zaoblúkového bazénu. Vulkanosedimentárna aktivita rakoveckého komplexu kontinuálne pokračovala sedimentáciou ochtinského súvrstvia a črmeľskej skupiny v morskom a neritickom prostredí, pričom sa tento proces prejavoval určitou osciláciou a dynamikou súvisiacou s hercýnskou evolúciou. Skrátenie priestoru (z globálneho pohľadu) v dôsledku hercýnskych kolíznych udalostí sa odzrkadlilo v zmene sedimentácie (rudnianska fácia) a bolo impulzom k priehybu stenčenej zaoblúkovej kôry a počiatku lokálnej subdukcie. Bazaltová vulkanická aktivita pokračovala vo vestfáli B–C počas sedimentácie zlatníckeho súvrstvia. Geochemicky tento proces zmapoval Ivan (1997), ktorý E-MORB/OIT vulkanizmus v rakoveckom komplexe spája s počiatkom otvárania zaoblúkového bazénu, kým bazalty, dolerity a gabrá v zlatníckom súvrství spája so zrelým štádiom vývoja zaoblúkového bazénu. Interpretácia (l. c.) sa ale líši v zaradení „rakoveckých" a „zlatníckych" vulkanitov do dvoch separátnych zaoblúkových bazénov, pričom metamorfózu hornín rakoveckého bazénu spája s pravdepodobnou subdukciou (Ivan, l. c.). Uzavretie zaoblúkového bazénu zaznamenávajú sedimenty hámorského súvrstvia počas vestfálu D až stefanu A. Celý proces subdukcie bol s miernym oneskorením asociovaný s exhumáciou blokov z rôznych hĺbkových úrovní. Odohrával sa v transpresno-transtenznom režime a bol doznievaním priečnej konvergencie a kolízie v celom hercýnskom orogéne. Gemerický sedimentačný priestor a horninové sekvencie, ktorých evolúciu tu opisujeme, boli situované v periférnej zóne mimo hlavnej hercýnskej konvergencie a kolízie. Subdukčno-exhumačné procesy v súvislosti s uzatváraním zaoblúkového bazénu sú vo všeobecnosti zriedkavé, aj keď sa úplne nevylučujú (napr. Miyashiro et al., 1982).

V prípade severogemeridnej zóny ide o lokálny proces, spätý so zaoblúkovým bazénom, a nie oceánom a oceánskou kôrou s. s. Preto sa nezaznamenali ani petrochemické zmeny v permskom vulkanizme odzrkadľujúce subdukčný proces, či už v krompašskej skupine, resp. severnejšie ležiacich jednotkách (perme hronika, veporika či tatrika; sensu Vozárová a Vozár, 1987 a nasledujúce práce). Súčasné litotektonické vzťahy, t. j. gelnická skupina v tektonickom podloží rakoveckej a klátovskej skupiny, na nich súvrstvia severogemeridného karbónu a permu, boli dotvorené už pred sedimentáciou permských sekvencií. Názor Németha (1999) korešponduje s klasickými predstavami o vývoji severogemeridného „permo--triasu", o permskej metalogenéze a generovaní rudných žíl. Početnými technickými dielami sa dostatočne preukázalo, že rudné žily penetrujú už dotvorené litotektonické rozhrania medzi rakoveckou a klátovskou skupinou, rudnianskym, zlatníckym a hámorským súvrstvím a permom napríklad v zóne Rudňany – Bindt – Mlynky. Ak platí uvedená téza o permskom veku metalogenézy, zreteľne sa tým limituje horné vekové zaradenie opísaných subdukčno-exhumačných procesov. Transpresno-transtenzný až extenzný vývoj v severogemeridnom bazéne na základe štúdia petrochemických charakteristík vulkanizmu dokladajú Vozár (1997) a Vozárová a Vozár (1987 a ďalšie práce).

Interpretácia geologického vývoja v severogemridnej zóne musí nevyhnutne zohľadňovať pôsobenie dvoch orogénnych cyklov – variského a alpínskeho. Keďže existuje aj tzv. jaklovecké meliatikum, resp. diskutuje sa o odlíšení príkrovu Bôrky v severogemeridnej zóne, geologickú evolúciu je nutné interpretovať so zohľadnením geotektonických procesov aj na juhu gemerika.

Vývoj na juhu gemerika, skonsolidovaného variskou orogenézou, zahŕňa nový mladopaleozoicko-mezozoický orogénny cyklus, ktorý vyvrcholil kriedovými kolíznymi udalosťami. Meliatikum s. s. reprezentujú relikty oceánskej kôry s prítomnosťou hlbokovodných a pelagických sedimentov (rádiolarity, čierne bridlice), rovnako ako ultrabázik. Divergentný vývoj bazénu sa skončil jursko-kriedovými subdukčno-kolíznymi procesmi, pričom sa všeobecne akceptuje interpretácia úklonu subdukčnej zóny na juh. Takouto kinematikou je jednoduchšie vysvetliteľná kinematika exhumácie príkrovu Bôrky na gemerikum. Dôsledkom subdukcie bola vysokotlaková metamorfóza distálnejších fácií pasívneho juhogemerického okraja meliatskeho sedimentačného bazénu, čiastočný metamorfno-rekryštalizačný postih bezprostredných marginálnych fácií tohto bazénu, exhumácia vyššie- a vysokotlakových metamorfitov a ich tektonický transport na gemerikum vo forme príkrovu Bôrky, ale aj tzv. pasívny transport nemetamorfovaných hlbokovodných sekvencií meliatika s. s., prípadne silicika, na presúvajúcom sa príkrove Bôrky.

Meliatikum, doložené aj v tzv. folkmarskej sutúre v severogemeridnej zóne, zastupujú biostratigraficky doložené strednojurské turbidity (Kozur a Mock, 1995), čierne bridlice, ultrabáziká, mramory a rádiolarity. Jednou z interpretácií

prítomnosti týchto hornín v tzv. folkmarskej sutúre je existencia ďalšej tzv. severnej vetvy meliatského oceánu.

Mladšie paleozoikum *hronika* zachované ako relikt v tejto viacpríkrovovej jednotke je odrazom podmienok vývoja ipoltického teranu (Vozárová a Vozár, 1993, 1996). Bol lokalizovaný na kontinentálnej kôre ako súčasť variských interníd (Vozárová, 1996). Vzhľadom na charakter alpínskeho vývoja a príkrovovú stavbu vnútorných Západných Karpát bola časť mladopaleozoických sekvencií tektonicky amputovaná, a preto podklad ipoltického teranu možno interpretovať len na základe úlomkového materiálu deponovaného v klastických horninách vrchného paleozoika, predovšetkým v nižnobocianskom súvrství (Vozárová, 1973). K paleotektonickej interpretácii výrazne prispeli aj výsledky štúdia permských vulkanitov, ktoré s ohľadom na ich tholeiitový trend a celkové kontinentálne prostredie možno lokalizovať do režimu regionálneho riftu (o čom svedčí aj viac ako 400 km dlhý pruh zachovaných sedimentov a vulkanitov ipoltickej skupiny v Západných Karpatoch). Chemický charakter permských vulkanitov korešponduje s pozíciou medziplatňových bazaltov na kontinentálnom okraji alebo v rifte situovanom vnútri vulkanického oblúka (Vozár, 1997, 1999).

V riftovom kontinentálnom režime prevládala klastogénna sedimentácia v lakustrickom prostredí. Vrchnokarbónsku humídnu klímu s bohatými zvyškami flóry v perme vystriedali podmienky aridnej až semiaridnej klímy. Zmenil sa aj charakter sedimentov – vznikali aluviálne, fluviálne a fluviálno-jazerné sekvencie typu „red-beds". V sedimentačnom režime ipoltického riftového bazénu prevládal systém transverzálneho a longitudálneho transportu. Klastický detrit odráža pôvod z bezprostredného podložia alebo z obnaženého okraja bazénu, prípadne zo syngenetických vulkanitov, čo je evidentné v prípade ipoltickej skupiny. Ďalším znakom paleogeografického prostredia sú prejavy synsedimentárnej tektoniky – vývoj regionálnych megacyklov, veľká rýchlosť sedimentácie, prejavy intraformačných nesúhlasností a vulkanická aktivita. Petrofaciálna analýza indikuje proveniencium prevažne z kontinentálneho podkladu, prípadne aj zo zrezaného vulkanického oblúka (Vozárová, 1996; in Vozárová a Vozár, 1993, 1996).

Mezozoikum (–245 až –65 mil. rokov)

V kimerskom až paleoalpínskom období (perm–stredná jura–stredná krieda, teda pred 290–100 mil. rokov) najprv nastala peneplenizácia (zarovnávanie) variského horstva v kontinentálnych podmienkach. Vznikali mocné súbory zlepencov a pieskovcov permskej molasy. Proces na rozhraní perm/trias prešiel cez lagunárne podmienky (doložené mocnými súbormi evaporitov) do plytkomorských v spodnom triase. V ňom ešte prevládala detritická sedimentácia (pieskovce, ílovce, sliene) nad chemogénnou karbonátovou sedimentáciou.

Na začiatku stredného triasu vznikla rozsiahla karbonátová plošina, kde prevažne chemogénnou cestou, bez prínosu klastík, vznikali plytkovodné dolomity a vápence, čoraz viac za prispenia organizmov, ktoré svoje schránky a kostry budovali z karbonátov. Po ich odumretí sa úlomky z nich hromadili, boli tmelené buď jemným vápnitým kalom, alebo aragonitom vyzrážaným z vody, alebo vysoko magneziálnym kalcitom, dnes sparitom. Tak vznikli často až tisícmetrové súbory vápencov. Na mnohých miestach sa v nich nájdu zachované relikty pôvodných rifov (Kyseľ, Sokol, časť Galmusu) alebo rozsiahlych lagunárnych oblastí (Glac, Pelc).

Od strednej časti anisu (pelsónu) sa súvislá karbonátová platňa plytkého šelfu začala smerom od východu rozštiepovať (stenčenie kôry a rifting v dôsledku extenzných pohybov) a okraje karbonátovej platformy sa začali od seba vzďaľovať. V riftovom grabene nastupovali čoraz hlbokovodnejšie až oceánske podmienky sedimentácie za sprievodu podmorskej vulkanickej činnosti. Na svahoch medzi oceánskym trogom a karbonátovými plošinami vznikali sedimenty prechodného typu, pre ktoré sú charakteristické kondenzované sledy, polohy turbiditových a sklzových sedimentov z okraja karbonátovej platformy a časté vložky produktov vulkanickej činnosti.

Tri skupiny tektonických jednotiek, ktoré dnes vyčleňujeme priamo v Slovenskom raji, v podstate pochádzajú z troch spomenutých paleogeografických zón. Meliatikum vzniklo z hornín centrálneho oceánskeho mobilného pásma, označovaného ako Paleotétys (Sengör, 1984, 1985), alebo v poslednom čase čoraz častejšie ako kimerský oceán (Kozur, 1991). Turnaikum (niektorými autormi označované aj ako rudabányaikum) sa vytvorilo zo sedimentov (a vulkanitov), ktoré vznikali na svahu medzi mobilným pásmom a šelfom. Silicikum reprezentuje horniny karbonátovej platformy, intraplatformové depresie a čiastočne aj svahové sedimenty oceánskeho pásma.

Meliatikum s. s. reprezentujú relikty oceánskej kôry s prítomnosťou hlbokovodných a pelagických sedimentov (rádiolarity, čierne bridlice), rovnako ako bázik a ultrabázik. Divergentný vývoj meliatského bazénu sa skončil jursko-kriedovými subdukčno-kolíznymi procesmi, pričom sa všeobecne akceptuje interpretácia úklonu subdukčnej zóny na juh.

Podľa Kozura (1979, 1991) zatváranie kimerského oceánu sa začalo už vo vrchnom triase subdukciou na juh a skončilo sa jeho uzatvorením v oxforde. Z územia poznáme potom už len vrchnokriedové sedimenty, ktoré vypĺňajú rozsadliny v triasových vápencoch, alebo sú vo forme šupín (v gosauskej fácii) zaviknuté medzi čiastkovými štruktúrami silického príkrovu. Svedčí to o pretrvávajúcich tektonických pohyboch aj v neoalpínskom období, dokonca aj v najmladšom neogéne (pozri ďalej).

Vo *veporskom priestore* počas mezozoika bolo kryštalinikum s jeho mladopaleozoickým sedimentárnym obalom opäť ponorené. Prevažne v morskom pro-

stredí tu sedimentovali charakteristické veporické sekvencie. Vo vrchnej jure až spodnej kriede boli od juhu prekryté príkrovmi fundamentu najjužnejšieho veporika, gemerika a vyšších jednotiek a podľahli nízkostupňovej metamorfóze. Varisky vyššie metamorfované kryštalinikum bolo diaftoritizované a vznikali ďalšie čiastkové šupiny. V strednej kriede (podľa početných geochronologických datovaní) predpokladáme pometamorfný výzdvih, východovergentné „odstrešenie" (unroofing) a denudáciu na úroveň fundamentu. Zároveň sa reaktivovali transpresné (neskôr transtenzné) sinistrálne a dextrálne tektonické línie (c. f. Madarás et al., 1994, 1996; Plašienka, 1999). Vo vrchnej kriede sa presunuli nemetamorfované príkrovy silicika (muránsky, stratenský) na takto štrukturalizovaný podklad.

Terciér (–65 až –1,65 mil. rokov)

V paleogeografickom a paleogeomorfologickom vývoji Hornádskej kotliny počas paleogénu možno rozlíšiť niekoľko fáz. Vzhľadom na nedostatok biostratigrafických údajov sú len hypoteticky vekovo zaraditeľné.

Prvú fázu predstavuje obdobie výzdvihu severných oblastí Spišsko-gemerského rudohoria, tvorených karbónom a rakoveckou skupinou, erózia a odnos ich lateritového zvetraninového plášťa na severné predhorie, budované skrasovatenými strednotriasovými karbonátmi a spodným triasom. Táto fáza sa tradične spája s paleocénom (Andrusov et al., 1950 a i.).

V druhej fáze pokračujúci výzdvih rudohoria spôsobuje eróziu hornín paleozoika, transport rýchlymi jednorazovými prúdmi s vysokou unášacou schopnosťou a uloženie hruboklastických polymiktných sedimentov spodnej časti hornádskych vrstiev v priestore medzi Spišskou Novou Vsou a Chrasťou nad Hornádom (markušovské paleoúdolie). Na okrajoch paleoúdolia sa zároveň hromadia monomiktné karbonátové klastiká vo forme náplavových proluviálnych vejárov na obvode priľahlých karbonátových vyvýšenín (Paleogalmus). Túto fázu možno hypoteticky priradiť k staršiemu eocénu.

Počas tretej fázy dochádza k vývinu siete stálych riek, vytvárajúcich štrkopieskové sedimenty vyššej časti hornádskych vrstiev v priestore medzi Hranovnicou a Letanovcami (hrabušické paleoúdolie), v markušovskom paleoúdolí a jv. od Spišských Vlách (kaľavské paleoúdolie). V rozľahlom markušovskom údolí vznikajú lokálne močiare. Riečnu fázu je možné stotožniť so stredným eocénom.

Otvorenou otázkou ostáva pokračovanie riečnej siete z priestoru Hornádskej kotliny. Sedimenty vrchnej časti hornádskych vrstiev boli zrejme zachytené vrtmi medzi Hrabušicami a Arnutovcami (Jetel, Molnár a Vranovská, 1990) a v Katúni (Polák et al., 1992). Na posúdenie ich ďalšieho rozšírenia severným smerom chýbajú hodnoverné doklady. Na základe známych skutočností možno uvažovať o 2 najpravdepodobnejších verziách:

1. Existencia bezodtokovej panvy v priestore Hornádskej kotliny a Šarišskej vrchoviny. – Geofyzikálne doloženú pozdĺžnu depresiu zsz.-vjv. smeru v centrálnej časti kotliny možno interpretovať ako paleogénne údolie, ktorým pokračoval riečny transport do južnej časti Šarišskej vrchoviny. Nahromadené uloženiny sa v neskoršom období rozplavovali do morskej panvy Levočských vrchov, kde sa v bielopotockých zlepencoch nachádza zmiešaný materiál zo Spišsko-gemerského rudohoria a z Čiernej hory (Gross et al., 1996).

2. Pokračovanie riečnej siete sz. smerom do priestoru Tatier, kde sa v zlepencoch a pieskovcoch bazálnych a okrajových litofácií nachádzajú kremenné porfýry, porfyroidy atď. (Janočko et al., 1999).

Štvrtú fázu predstavuje obdobie morskej transgresie. Z prác Samuela (in Maheľ et al., 1963; Fusán et al., 1967; Filo et al., 1994; Gross et al., 1995) vyplýva, že more zaplavilo Hornádsku kotlinu pravdepodobne počas mladšieho lutétu (bartónu) a staršieho priabónu od S, pričom v samotnej kotline možno pozorovať mladnutie flyšových súvrství aj v smere Z–V. Tento fakt môže súvisieť so vstupom mora od SZ spomínaným údolím z oblasti Tatier. Transgresia spôsobila jednak textúrno-štruktúrne prepracovanie a vytriedenie kontinentálnych sedimentov (horizont kremenných zlepencov vo vrchnej časti hornádskych vrstiev), jednak rozrušenie predpaleogénneho substrátu a následný vznik litorálnych sedimentov. Zatiaľ čo v západnej časti kotliny bolo pobrežie zrejme viac-menej nečlenené, plocho uklonené na S, v strednej časti možno predpokladať pobrežie značne členitejšie, s výskytom útesov, abráznych jaskýň a pod. Tomu nasviedča napr. výskyt hrubozrnných karbonátových zlepencov až brekcií v hrdle Hornádu jz. od Smižian a ich lokálne vystupovanie v zdanlivom podloží dolomitov. Podobný typ pobrežia možno očakávať aj v južnom okolí Spišských Vlách.

Kým v priestore hrabušického paleoúdolia nie sú doklady o vzniku deltových sedimentov a možno predpokladať, že riečna činnosť v ňom s príchodom morskej záplavy (prípadne už skôr) ustala, pri vyústení markušovského paleoúdolia sa vytvorila výrazná delta v priestore Matejovce – Olcnava (chrastianske vrstvy). Menšia delta sa vytvorila aj v okolí Spišskej Novej Vsi, neisté náznaky deltových vyústení možno identifikovať aj j. od Krivian a pri vyústení kaľavského paleoúdolia.

V hlbších častiach šelfu a vo vyššej časti svahu, mimo dosahu vlnenia, v redukčnom prostredí sa usadzovali jemnejšie neritické sedimenty (tomášovské vrstvy) s hojnou subtropickou vlhkomilnou flórou a euryhalinnou faunou. Výskyt euryhalinnej fauny možno dávať do súvislosti s lokálne pokračujúcou riečnou činnosťou, ktorá spôsobila určité zníženie slanosti morskej vody v celom príbrežnom priestore. Vzhľadom na to, že výskyt tomášovských vrstiev sa s. od vikartovského chrbta nezistil, možno predpokladať už v tomto období v jeho priestore eleváciu, ktorá spôsobila do istej miery izoláciu a špecifické podmienky sedimentácie v Hornádskej kotline.

Piatu fázu predstavuje obdobie hlbokomorskej (hemipelagickej) flyšoidnej a flyšovej sedimentácie najmladšieho priabónu a oligocénu. Kým v sedimentoch hutianskeho, miestami (v priestore Spišská Nová Ves – Arnutovce – Kurimany) aj zubereckého súvrstvia možno ešte identifikovať materiál spišsko-gemerského pôvodu, diametrálne odlišné zloženie intraformačných zlepencov kežmarských vrstiev a bielopotockého súvrstvia potvrdzuje radikálnu zmenu režimu zapĺňania panvy z inej zdrojovej oblasti (kryštalinikum a mezozoikum veporidného typu Čiernej hory), spôsobenú poklesom (až ?ponorením) spišsko-gemerského bloku v mladšom oligocéne.

Kvartér (–1,65 mil. r. až dnešok)

Geologický vývoj kvartérnych sedimentov Slovenského raja, Galmusu a prí'ahlej časti Hornádskej kotliny bol podmienený geologickou stavbou podložia a neotektonickými pohybmi, ktoré sa odohrávali na pozadí cyklického striedania období glaciálov a interglaciálov. To nakoniec podmienilo striedanie období prevažnej erózie a akumulácie kvartérnych sedimentov. Zdvih severného krídla neotektonickej megaklenby Slovenského rudohoria podmienil hlboké zarezávanie dolín Hornádu, Hnilca a ich prítokov. V dôsledku toho relatívne zarovnané územie planiny Slovenského raja sa rozčlenilo na sústavu krýh, čiastkových krasových plošín.

Sumárny efekt kvartérneho zdvihu územia dosiahol 100–150 m. Na pozadí zdvihu v jednotlivých obdobiach kvartéru prebiehala sedimentácia fluviálnych, proluviálnych, organogénnych a deluviálnych sedimentov. S vývojom riečnej siete prebiehalo formovanie jaskynných priestorov, alochtónnych a autochtónnych jaskynných sedimentov.

Na základe morfologickej pozície eróznych akumulačných terás, fluviokrasových úrovní jaskýň, náplavových kužeľov a superpozičného vývoja sprašových sedimentov rozčlenených fosílnymi pôdami na území regiónu môžeme vyčleniť niekoľko čiastkových etáp kvartérneho vývoja.

Obdobie **staršieho pleistocénu** sa vyznačuje hlbokým zvetrávaním vápencových masívov pokračujúcim z obdobia vrchného pliocénu a formovaním terrarosových hlín krasových plošín, občas aj sutinových brekcií. Značná energia reliéfu územia však nepriaznivo ovplyvnila ich zachovanie. V dôsledku toho tieto sedimenty sa v súčasnosti zachovali len vo forme reliktov, pričom sú premiešané s mladšími kvartérnymi uloženinami. Výraznejší vývoj a zachovanie sedimentov pozorujeme vo fluviokrasovom reliéfe, najmä v jaskynnom systéme Stratenskej a Dobšinskej jaskyne. S uvedeným obdobím je spojené formovanie a deštrukcia najvyšších jaskynných úrovní a sedimentácia alochtónnych fluviálnych a autochtónnych jaskynných sedimentov. Okrem toho, na významnejších

tektonických líniách z pliocénu pokračuje sedimentácia travertínov a formovanie najvyšších travertínových stráňových terás Hranovníckeho plesa.

Sedimentačne výraznejšie sa prejavuje až najmladšie obdobie spodného pleistocénu a s ním spojené formovanie terás a terasovaných náplavových kužeľov v Hornádskej kotline.

S postupnou akceleráciou zdvihu územia na rozhraní spodného a stredného pleistocénu sa zvýrazňujú amplitúdy medzi jednotlivými vývojmi sedimentov. V priebehu **stredného pleistocénu** v regióne nastali tri výraznejšie, najhrubšie a rozsiahlejšie akumulácie fluviálneho a proluviálneho materiálu. Formovali sa morfologicky výrazné stredné terasy a terasované náplavové kužele.

V staršom období stredného pleistocénu po výraznej erózii sedimentovali fluviálne, miestami proluviálne sedimenty vyšších stredných terás vystupujúce v relatívnej výške 35–60 m. S formovaním terás a náplavových kužeľov je spojené formovanie jaskynných priestorov a akumulácia štrkov tretej a druhej úrovne jaskynných systémov Slovenského raja. Okrem toho, v uvedenom období nastala deštrukcia jaskynných stropov, otvoril sa vchod a jednotná Dobšinská ľadová jaskyňa sa rozdelila na dva samostatné celky a začal prebiehať ich ďalší samostatný vývoj. V tomto období sa pravdepodobne začalo postupné zaľadnenie jaskyne.

Pre mladšie obdobie stredného pleistocénu v súvislosti s výrazným ochladením je charakteristická najrozsiahlejšia akumulácia štrkov vystupujúcich v dvoch úrovniach a formovanie jaskynných priestorov a sedimentov druhej, miestami aj prvej fluviokrasovej úrovne.

Na rozhraní stredného a vrchného pleistocénu so spomalením akcelerácie zdvihu územia a jeho väčšou diferenciáciou najväčší rozsah nadobúda sedimentácia chemogénno-organogénnych sedimentov, formovanie väčšej časti dolinových travertínových kôp a ich postupné krasovatenie. Zároveň sa zvýraznili zvetrávacie procesy a na fluviálnych nivných sedimetoch stredných terás sa formovali hnedozemné pôdy rissko-würmského interglaciálu.

Po nepatrnom prehĺbení tokov v období **mladšieho** pleistocénu došlo k poslednému, nerovnomernému, ale rozsiahlemu zanášaniu dna tokov fluviálnym a proluviálnym materiálom nízkych terás a dnovej akumulácie, k rozsiahlemu vývoju deluviálnych (soliflukčných, gravitačných a splachových) sedimentov, navievaniu spraší a sprašových hlín. Spraše a sprašové hliny nerovnomerne zakryli mladšie a staršie pleistocénne sedimenty a miestami aj ich podložie.

V poslednej etape kvartéru, v **holocéne,** na väčšej časti územia regiónu sa len nepatrne prehĺbili riečne korytá. Toto prehĺbenie prekročilo rámec dnovej štrkovej akumulácie len v horných častiach tokov. Obdobie holocénu je charakteristické štrkovou, ale hlavne ílovitou, hlinito-piesčitou a kalovou sedimentáciu, tvorbou slatinných rašelinísk, humóznych hlín a mladých travertínov – penovcov. Formovanie týchto sedimentov prebieha aj v súčasnosti.

GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ

Najstaršie geofyzikálne merania v tejto oblasti sa vykonali do r. 1963. Išlo o geofyzikálne merania v mierke 1 : 200 000, ktorých výstupom boli štátne gravimetrické, aeromagnetické a aerorádiometrické mapy (Ibrmajer, 1963; Mašín, 1963). Vzhľadom na presnosť merania, krok izanomál, ale aj vzdialenosť medzi bodmi merania a profilmi nalietania vydané mapy mali len orientačný charakter a poslúžili na ďalšie geoyzikálne práce v regióne.

Od roku 1969 sa začali realizovať tiažové merania v mierke 1 : 25 000, ktoré boli súčasťou systematického gravimetrického mapovania Slovenska. Merania sa vykonali s hustotou 4–6 bodov/km^2. Mapovanie v regióne sa skončilo v roku 1988. Výsledkom sú mapy ÚBA (úplné Bouguerove anomálie) pre redukčnú hustotu 2,67 g.cm^{-3}. Gravimetria ako jediná z geofyzikálnych metód pokryla celé skúmané územie.

K tejto skupine geofyzikálnych prác patria aerogeofyzikálne merania, ktoré sa vykonali do roku 1992 (Gnojek a Janák, 1986; Gnojek et al., 1992). Územie v rámci tohto mapovania bolo pokryté len sčasti. Prebiehali merania totálnej intenzity magnetického poľa T a 4 kanály žiarenia gama, a to U, Th, K a totál. Letecké merania sa vykonali pre výšku letu cca 80 m nad reliéfom terénu. Výstupom sú mapy izolínií ΔT a koncentrácie U, Th, K a totálu v mierke 1 : 50 000.

V severnej časti zasahujú do územia aj seizmické profily 750/92, 751/93 a 753/3.

Detailné geofyzikálne merania sa vykonali v niektorých vybraných oblastiach. Boli zamerané najmä na rudnú problematiku v širšom okolí Rudnian a Dobšinej (Hricko, 1965; Běhounek, 1951; Košecký, 1959, 1960; Ferenc et al., 1980). Okrem týchto úloh sa vykonal celý rad geofyzikálnych prác zameraných na:

– sledovanie tektonických pomerov a porúch v oblastiach Slovinky, Závadka, Novoveská Huta (Košecký, 1958, 1959, 1963, 1964, 1965; Chudáček, 1962);

– na stanovenie hranice medzi diabasmi a chloriticko-sericitickými fylitmi v oblasti Poráča (Bárta, 1959);

– na zistenie geologickej stavby a tektoniky a lokalizáciu krasových útvarov na lokalite Liptovská Teplička (Hašek et al., 1974);

– na spresnenie styku mezozoika s paleozoikom na lokalite Poprad – Hrabušice (Košecký, 1966);

– geofyzikálny prieskum ochranného pásma Baldovce (Májovský, 1986; Syčev, 1992);

– zistenie rozšírenia geologických útvarov pod aluviálnymi náplavmi na rozčlenenie karbonátov podľa stupňa porušenosti a skrasovatenia v rámci akcie Galmus – hydrogeologický prieskum (Džuppa a Husák, 1975);

– zistenie hĺbky peleogénnej panvy s ohľadom na výskyt bauxitu pri Markušovciach (Mašín, 1952);

– sledovanie morfológie predterciérneho podložia a zistenie možnej tektoniky v Hornádskej kotline (Májovský, 1988);

– práce pre potreby naftového prieskumu v oblasti východoslovenského flyšu (Mikuška et al., 1996; Mořkovský et al., 1995).

Charakter rádioaktivity

Horniny so zvýšenou prirodzenou rádioaktivitou vytvárajú niekoľko anomálnych oblastí rôzneho smeru a tvaru. Zóna zvýšených hodnôt pre všetky uvedené rádioaktívne prvky je ohraničená spojnicou obcí Slovinky – Krompachy – Kolinovce – Olcnava. Pretože v tejto zóne sa nachádzajú mezozoické horniny zastúpené tmavými vápencami, dolomitickými vápencami a dolomitmi, predpokladáme, že anomálie prirodzenej rádioaktivity sú vyvolané rádioaktívnymi dolomitmi. Podobná situácia je v okolí obce Vaľkovňa. Ďalšia sa nachádza medzi obcami Spišský Hrušov – Jamník – Chrasť nad Hornádom, kde zvýšená koncentrácia je vyvolaná pravdepodobne paleogénnymi čiernymi bituminóznymi bridlicami s možnou mangánovou a uránovou mineralizáciou. V širšom okolí Novoveskej Huty, Hnilčíka a kóty Hýľ boli aerogamaspektrometrickými meraniami zmapované zvýšené hodnoty, ktoré zodpovedajú horninovému komplexu permu. Zvýšené hodnoty rádioaktivity môžeme sledovať medzi obcami Rudňany a Závadka. Tie najskôr zodpovedajú horninám spodného triasu (pestré ílovité bridlice s vložkami pieskovcov a slienité bridlice s polohami vápencov). Uránovo-draslíkové anomálie charakterizujú oblasť rakoveckej série. Výrazné uránovo-tóriové anomálie sme zaznamenali j. od obce Mlynky smerom na Dobšinú. Pravdepodobne zodpovedajú horninám karbónu, čo môžeme prisúdiť grafitickým bridliciam. Menej výrazné anomálie, zaznamenané v širšom okolí Dobšinej, prisudzujeme zase sivým až tmavým piesčitým bridliciam s polohami sľudnatých pieskovcov. Zvýšená koncentrácia sv. od Dobšinej je odrazom účinku diabasov, diabasporfyritov a ich tufov. Výrazná nedomeraná anomália prirodzenej rádioaktivity sa nachádza v. od Švermova a s najväčšou pravdepodobnosťou je vyvolaná polohami kremitých porfýrov.

Charakter magnetického poľa

Výstupom aeromagnetických meraní sú mapy izolínií ΔT v mierke 1 : 50 000, ktoré poskytujú celkový obraz o plošnom rozšírení magnetických anomálií v regióne.

V študovanej oblasti sa na mapách najvýraznejšie prejavujú horniny rakoveckej série, ktoré tvoria južnú časť územia. Magnetické anomálie sa zistili

z. od Dobšinskej ľadovej jaskyne medzi kótami Cudenisko a Doštianky a j. od Spišskej Novej Vsi okolo kóty Šejba. V prvom prípade amplitúdy dosahujú hodnoty od –50 do 150 nT, v druhom od –30 do 50 nT. V oboch prípadoch sú magnetické anomálie vyvolané ultrabázickými telesami vystupujúcimi na povrch.

Magnetické anomálie regionálneho charakteru boli detegované j. od Levoče (0–15 nT) a v širšom okolí Spišského Podhradia (do 25 nT). Zaujímavé sú magnetické anomálie j. od Rudnian – do 70 nT – a v priestore obce Slovinky – do 30 nT. Sú vyvolané horninami rakoveckej skupiny.

Stredom územia sa tiahne oblasť, kde vzhľadom na elektrifikovanú železničnú trať merania nemajú zodpovedajúcu výpovednú hodnotu. Šírka tohto pásma, v ktorom nebolo možné vykonať magnetické merania, sa pohybuje od 5 do 10 km.

Aeromagnetické merania sa nevykonali v oblasti západne od spojnice obcí Poprad – Hranovnica – Vernár.

Kvantitatívnu interpretáciu a modelovanie regionálnych anomálií pri Levoči a v širšom okolí Spišského Podhradia vykonal Gnojek (1992). Krátka vlnová dĺžka anomálie j. od Levoče indikuje jej zdroj v malej hĺbke. Túto anomáliu I. Gnojek vysvetľuje modelovým telesom v hĺbkovom intervale 300 až 800 m s efektívnou magnetickou susceptibilitou 3 200.10^{-6} j. SI. Vlnová dĺžka anomálie ohraničuje s.-j. šírku zdroja na 3 km. Na základe analýzy magnetického poľa I. Gnojek predpokladá, že ďalej s. od Levoče v hĺbke väčšej ako 1 km je situovaný ďalší poklesnutý slabý magnetický zdroj.

Predmetom kvantitatívnej interpretácie boli aj anomálie nachádzajúce sa z. od Braniska. Na interpretačnom profile vedenom s.-j. smerom podľa I. Gnojeka nositeľom plošne rozsiahlej magnetickej anomálie je subhorizontálny zdroj v hĺbke 3 až 4 km s mocnosťou 0,5–0,9 km. Na účinku tohto hĺbkového zdroja je superponovaný účinok zdrojov nachádzajúci sa v hĺbke 300 až 700 m s hrúbkou 200 až 300 m. V prípade hlboko uloženého zdroja bola použitá efektívna magnetická susceptibilita 13 000.10^{-6} j. SI a v prípade plytšie uložených zdrojov od 3 000 do 8 500.10^{-6} j. SI. Ich geologickú interpretáciu autor neuvádza.

Na základe uvedenej kvantitatívnej interpretácie bola zostavená mapa priestorového rozloženia magnetických hornín (Kubeš a Szalaiová, 1998, obr. 4).

Charakter tiažového poľa

Charakter tiažového poľa, jeho inerpretácia a výsledky modelovania sú podrobne opísané v správe Szalaiovej a Alföldyovej (1998).

Z kvalitatívneho posúdenia mapy úplných Bouguerových anomálií (ÚBA) vyplynulo nepravidelné narastanie hodnôt tiažového poľa zo SZ na JV, pričom záporné anomálie sa zistili v sz. časti územia a kladné v j., jv. a v. časti. Takmer lineárny pruh výrazného nahustenia izolínií rešpektuje smer muránsko-malcov-

ského zlomového systému, ktorý nebol indikovaný seizmikou. Tento fakt vedie V. Szalaiovú k predpokladu, že toto rozhranie je pod jednotkami vnútorných, ale aj vonkajších Karpát vo veľkej hĺbke.

V severnej časti územia sa nachádzajú tri kladné anomálie. Kladná anomália sv. od obce Hranovnica, ktorá sa nachádza v priestore Kozích chrbtov, je vyvolaná ich tiažovým účinkom. Pretože v okolí Hranovnice bola indikovaná aj záporná anomália, je možné predpokladať, že v prípade týchto dvoch anomálií ide o kombinovaný prejav zlomového pásma ako prejav účinku paleogénnych hornín. Táto anomália nadväzuje na kladnú anomáliu v Levočských vrchoch, o ktorej vyslovili predpoklad, že je vyvolaná tiažovým účinkom elevácie predterciérneho podložia. Na základe tiažových a odvodených máp predpokladáme, že uvedené anomálie sú oddelené tektonicky.

Vo východnej časti územia sa nachádza tiažová elevácia a s ňou súvisiaca záporná anomália z. od Braniska. Keďže ide o takmer lineárne pruhy, domnievame sa, že ide o prejav tektoniky (poliansky zlom). Analogicky sa dá predpokladať, že tiažová elevácia z. od Dreveníka je vyvolaná horninami veporika.

Najvýraznejšia kladná tiažová anomália je v oblasti rakoveckej série. Táto anomália zaberá takmer celú južnú časť územia.

Pás záporných anomálií j. od Kozích chrbtov, s. a v. od Spišskej Novej Vsi je vyvolaný depresiou vyplnenou paleogénnymi horninami.

Petrofyzikálna charakteristika hornín

Súborné spracovanie hustotných, magnetických a rádiometrických vlastností hornín sa nachádza v správe Ľ. Husáka a I. Marušiaka z roku 1993. Veľmi dobre sú spracované aj fyzikálne vlastnosti hornín a horninových komplexov Slovenského rudohoria (Plančár et al., 1977). Autori uvádzajú, že v priebehu spracovania sa preukázalo, že pripovrchová vrstva paleogénnych sedimentov je charakterizovaná významnými odlišnosťami hustotných parametrov vo vzťahu k hustote rovnakých horninových stratigrafických typov nachádzajúcich sa v hlbších úrovniach pod povrchom. Preto samostatne hodnotili fyzikálne údaje získané z povrchových vzoriek a samostatne údaje z vrtných jadier.

Na základe hustotných vlastností V. Szalaiová rozdelila stratigrafické komplexy na dve skupiny, a to paleogénne a predpaleogénne. Tieto dve skupiny sa líšia hodnotami objemovej hustoty (Do) a mineralogickej hustoty (Dm), pórovitosťou (P) a hodnotami prirodzenej hustoty (Dp). Diferenčná hustota medzi paleogénnymi a predpaleogénnymi komplexmi je 0,11 $g.cm^{-3}$ v prípade Do a 0,09 $g.cm^{-3}$ v prípade Dp. V povrchových vzorkách sa neprejavili rozdiely v priemerných hodnotách medzi horninami patriacimi k mezozoiku a predmezozoickým komplexom. Kvartérne horniny majú najnižšiu priemernú hustotu.

V predpaleogénnom podloží sa hustotne nyjvýraznejšie prejavujú mezozoické dolomity a bridlice a paleozoické bridlice a melafýry.

Z výsledkov štatistického spracovania, ktoré sú uvedené v práci Plančára et al. (1977), vyberáme:

Mezozoikum. – Konštantnú objemovú hustotu majú vápence Galmusu – 2,69 $g.cm^{-3}$. Priemerne o 0,04 $g.cm^{-3}$ vyššie hodnoty majú dolomitické vápence a o 0,1 $g.cm^{-3}$ dolomity. Spodnotriasové bridlice gemerského mezozoika majú pomerne konštantnú objemovú hustotu – 2,76 $g.cm^{-3}$. Bridlice meliatskej série majú nepatrne vyššie hodnoty. Diabasy severogemeridnej jednotky dosahujú hodnoty 2,90 $g.cm^{-3}$ a juhogemeridné jednotky 2,92 $g.cm^{-3}$.

Mladšie paleozoikum. – Objemová hustota fylitov sa pohybuje od 2,64 do 2,84 $g.cm^{-3}$. Permské bridlice gemeríd a veporíd majú podobnú charakteristiku ako bridlice mezozoika – 2,72 $g.cm^{-3}$. Arkózy, droby a drobové pieskovce majú objemovú hustotu 2,69 $g.cm^{-3}$.

Staršie paleozoikum. – Kremité porfýry gelnickej skupiny majú relatívne nízku hustotu – 2,62 $g.cm^{-3}$ – a kvarcity gelnickej a rakoveckej skupiny 2,64–2,69 $g.cm^{-3}$. Relatívne vyššie hodnoty majú fylity a porfyroidy – o 0,09 $g.cm^{-3}$. Najnižšie hodnoty z bázických hornín majú diabasové tufy a tufity rakoveckej skupiny – 2,75 $g.cm^{-3}$. Diabasy patria k ťažkým horninám a dosahujú hodnotu 2,91 $g.cm^{-3}$. Najvyššie hodnoty majú gabrodiority a diority v rakoveckej skupine – 2,99 $g.cm^{-3}$, na rozdiel od gabrodioritov v gelnickej skupine – 2,84 $g.cm^{-3}$.

Kryštalinikum. – Variské žuly majú prakticky rovnakú hustotu ako gemeridné granity – 2,68 $g.cm^{-3}$. Amfibolity sa pohybujú v rozmedzí 2,80–2,95 $g.cm^{-3}$.

Pri vysvetľovaní *magnetických anomálií* je geologická interpretácia komplikovanejšia, lebo okrem veľkosti magnetickej susceptibility treba brať do úvahy aj smer vektora totálnej magnetizácie.

Súhrnné vyhodnotenie magnetických vlastností hornín je pomerne ťažké a nie je jednoznačné ani pri základných typoch hornín. Filo (in Plančár et al., 1977) rozdelil horniny skúmaného územia na šesť základných skupín:

1. Horniny prakticky nemagnetické (magnetická susceptibilita je menej ako 400.10^{-6} j. SI). – Do tejto skupiny zaraďujeme prevažnú väčšinu metamorfovaných, sedimentárnych a vyvretých hornín zo všetkých geologických útvarov. Ich magnetický účinok sa na mapách izolínií ΔT nezobrazuje.

2. Veľmi slabo magnetické horniny ($400–800.10^{-6}$ j. SI). – Môžu byť zdrojom magnetických anomálií. Sem patria amfibolické diority, amfibolity, mylonity bázických hornín, kriedové diority a granodiority z veporíd, niektoré typy diabasov, gabrá, gabrodiority, diority a zelené bridlice z rakoveckej skupiny, kvarcity z dobšinského vývinu karbónu, bindtsko-rudnianske zlepence, ankerity, diabasové tufity karbónu, diabasy z meliatskej jednotky a zo spodného triasu.

3. Slabo magnetické horniny (800–4 000.10^{-6} j. SI). – Zaraďujeme sem niektoré typy gabier, granodioritov a dioritov z rakoveckej skupiny. Tieto horniny vyvolávajú magnetické anomálie s amplitúdou do 150 nT.

4. Stredne magnetické horniny (4 000–16 000.10^{-6} j. SI). – Zastupujú ich niektoré typy kremitých porfýrov, gabrodiority v gelnickej skupine, niektoré typy gabier a gabrodioritov rakoveckej skupiny, zelené a mastencové bridlice, diabasy karbónu a serpentinity v karbóne.

5. Magnetické horniny (16 000–40 000.10^{-6} j. SI). – Do tejto skupiny zaraďujeme niektoré typy diabasov rakoveckej skupiny, diabasy, serpentinity, serpentinizované dunity a peridotity v spodnom triase.

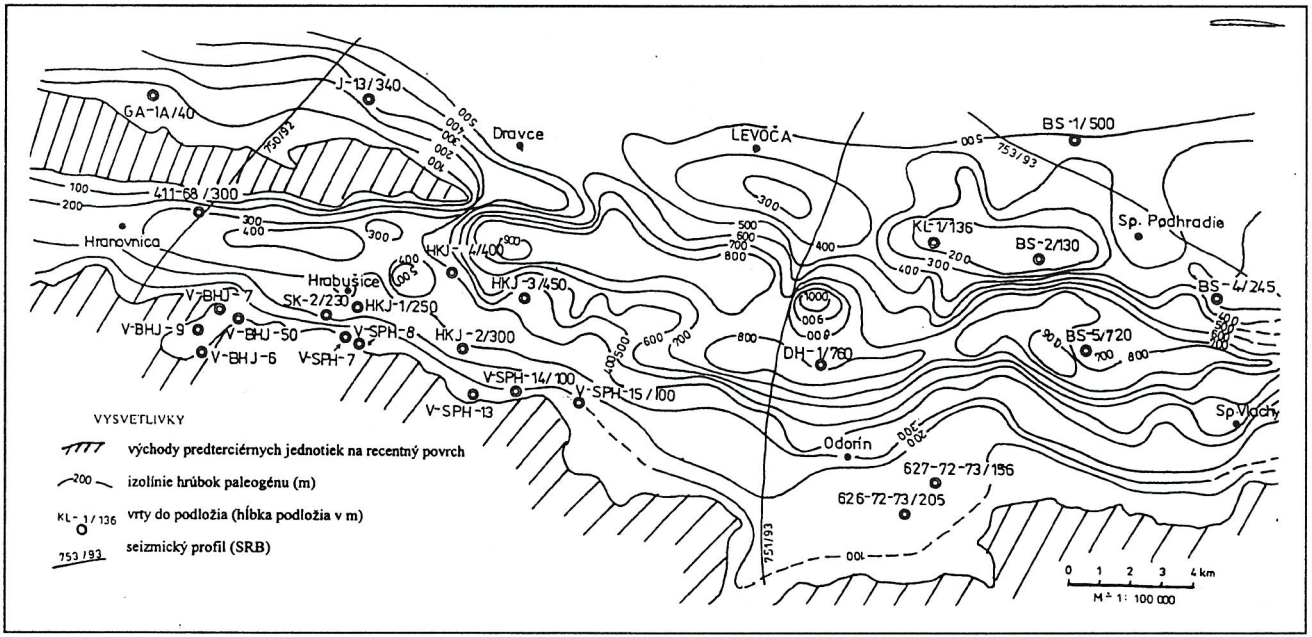
6. Silno magnetické horniny (nad 40 000.10^{-6} j. SI). – Zaraďujeme k nim gabrá, gabrodiority, diority a niektoré typy diabasových tufov a tufitov rakoveckej skupiny a serpentinizované ultrabáziká v spodnom triase.

Mapa fyzikálnych rozhraní a hrúbky paleogénu

Mapa fyzikálnych rozhraní (Šefara a Kubeš, in Kubeš et al., 1998, obr. 4) bola zostavená na základe výsledkov tiažových, magnetických a geoelektrických meraní v regióne. Vyčlenené fyzikálne rozhrania nemusia vždy jednoznačne zodpovedať tektonickým líniám určitého sklonu a smeru, resp. hĺbkového založenia. Obyčajne ide len o hustotne, magneticky a odporovo rozdielne geologické prostredia aj v rámci geologicky homogénneho horninového masívu.

Mapa hrúbky paleogénu (obr. 23) bola zostavená na základe seizmických a geoelektrických meraní (Májovský, 1988; Mořkovský et al., 1995). Na jej tvorbu sa využilo cca 30 vrtov, ktoré zachytili predpaleogénne podložie. Za hlavný prínos tejto mapy považujeme vymedzenie elevácií a depresií hornín predterciérneho podložia. Vznik interpretovaných elevácií a depresií bol podmienený tektonikou územia, ktorá sa na geofyzikálnych mapách zobrazuje ako výrazné fyzikálne rozhrania v sedimentoch paleogénu a jeho podloží. Na základe interpretácie geofyzikálnych polí môžeme s najväčšou pravdepodobnosťou predpokladať pokračovanie vikartovského chrbta až po Branisko, kde jeho geofyzikálny prejav vyznieva na známom poklesovom zlome s.-j. smeru.

Pri tvorbe máp sme sa zamerali len na severnú časť regiónu, kde relatívne novšie geoelektrické merania (Májovský, 1988) mohli čiastočne prispieť k zmenám oproti známym mapám, ktoré zostavili Šefara et al. (1987).



Obr. 23 Mapa hrúbky paleogénu (P. Kubeš, J. Šefara a T. Grand, in P. Kubeš et al., 1998).

GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

Študované územie v zmysle geomorfologického členenia Slovenska (Mazúr a Lukniš, 1980) patrí a zasahuje do niekoľkých geomorfologických celkov a podcelkov. Podstatnú časť územia zaberá Slovenský raj s priľahlými časťami Hornádskej kotliny, Havraních vrchov a okrajov Prednej hole. Významná je heterogénna geomorfologická hodnota hornín, v ktorej dominujú vápence, dolomity a bridlicovo-pieskovcové súvrstvia, slienité vápence, jurské a pestré kriedové sedimenty. Selektívna erózia podmienila pestrosť reliéfu jednotlivých geomorfologických celkov a bohatosť mikro- a mezoforiem.

Pri povrchovej modelácii *Slovenského raja* základný význam mali tektonické pomery, hlavne vrásová a zlomová tektonika a litologický charakter hornín. Vrásnením mezozoických súvrství a vytvorením antiklinálnych a synklinálnych štruktúr jz.-sv. smeru a ich následným mladším rozlámaním pozdĺž zlomov sa v antiklinálach obnažili nepriepustné súvrstvia tvoriace podložie vápencovo-dolomitových komplexov. Tým bol predisponovaný priebeh povrchových tokov. Takto založené a spätnou eróziou prehĺbené doliny postupne rozčlenili územie Slovenského raja na podcelky. Vytvorilo sa svojrázne územie, mimoriadne bohaté na prírodné hodnoty a krásy (Huňa et al., 1985). Izolácia a zatláčanie jednotlivých planín je teda najmä výsledkom eróznej činnosti vodných tokov (Lukniš, 1945). V dvoch významných syklinálnych pásoch sv.-jz. smeru v dôsledku zdvihu územia sa zachovali zvyšky planiny, tvorené najmä karbonatickými horninami stredného a vrchného triasu. Prvým synklinálnym pásom je stredná časť Slovenského raja (v. od vernárskeho pruhu) s krasovou planinou Glac. Druhým synklinálnym pásom je chrbát tiahnuci sa na JZ cez Geravy na Skalu a Pelc. Na rozvetvených a viac zvrásnených štruktúrach vznikli chrbty s čiastočne zachovanými plošinami (Ondrejisko, Matka Božia). Na dolomitovom podklade vznikli chrbty s rázsochovitými výbežkami bez zachovaných plošín (Čertova sihoť, Vrábľová, Vahan a pod.).

V synklinálnych zónach a po ich obvode, kde vo veľkej hrúbke vystupujú vápence a dolomity, sa formujú významné kaňony riek, tvoriace prechod od riečneho cez fluviokrasový reliéf k reliéfu krasových planín.

Podľa Lukniša (1945) dnešné tvary poukazujú na dva cykly vývoja. Starší, neogénny a snáď aj predterciérny (Činčura, 1996) cyklus zastupujú lokálne zachované humy/mogoty, plytké úvaly a medzi nimi široké zarovnané zahlinené územia. S týmto krasovým cyklom súvisia senilné doliny s vrchným horizontom krasových prameňov.

Mladý cyklus predstavujú závrty na dne starších úvalov a mladé kaňonovité doliny so spodným horizontom krasových prameňov. V Slovenskom raji sú dnes zachované iba zvyšky po rozsiahlejšej krasovej planine a tvoria ho izolované

krasové plošiny Glac, Geravy, Skala, Pelc a Matka Božia, ktoré sa vyznačujú všetkými krasovými povrchovými prejavmi a formami ako sú škrapy, humy/mogoty, závrty, úvaly, ponory, vyvieračky a pod.

Z podzemných krasových útvarov sú to krasové jaskyne a priepasti. V súčasnosti v Slovenskom raji je zaregistrovaných vyše 200 jaskýň. Z krasových jaskýň je najznámejší jaskynný systém Stratenskej jaskyne dlhý 22 093 m. Pozostáva hlavne zo Stratenskej a známej Dobšinskej ľadovej jaskyne, jaskyne Psie diery a mnohých ďalších menších jaskýň (Novotný, 1992).

Jaskynný systém má vertikálne rozpätie 194 m. V systéme je vyčlenených 5 jaskynných úrovní a dva horizonty (Tulis a Novotný, 1989). Formovanie uvedených úrovní prebiehalo od vrchného panónu po súčasnosť. Najväčšie priestory a koridory boli vytvorené Prahnilcom v priebehu vrchného pliocénu (Novotný, 1992) počas rozsiahleho erózno-akumulačného obdobia, formovania poriečnej rovne a nevylučuje sa ani obdobie spodného pleistocénu.

V období pleistocénu s akceleráciou zdvihu územia sa opäť prehĺbili jaskynné systémy a vytvorili sa pleistocénne jaskynné úrovne. Formovali sa autochtónne útvary po deštrukcii jaskynného systému, ale najmä nastalo zaľadnenie Dobšinskej ľadovej jaskyne a všeobecne usadenie alochtónnych jaskynných sedimentov.

Osobitnú zmienku v regióne Slovenského raja si zasluhuje epigenetický kaňon Hornádu, ktorý odčleňuje severnú časť pohoria Slovenského raja. Hornád v ňom tečie v dĺžke 10,5 km, pričom prekonáva výškový rozdiel 50 m. Rieka v tomto úseku v triasových vápencoch a čiastočne v sedimentoch spodného paleogénu vytvorila pozoruhodný prírodný výtvor, hlboký kaňon s kolmými, až 150 m vysokými stenami s veľkým množstvom priľahlých vodopádov, kaskád, previsov, bočných korýt a pod.

Na rozdiel od súčasného stavu predchodca Hornádu koncom mladších treťohôr tiekol pozdĺž vtedajšieho severného úpätia po dne Hornádskej kotliny. Podľa Mičiana (1962) v dôsledku výrazného zdvihu na rozhraní pliocénu a kvartéru nastala reorganizácia riečnej siete. Horný tok Hornádu, najmä nízkotatranské potoky Bystrej a Vernárskeho potoka sa napojili na riečny systém Veľkej Bielej vody. Vytvoril sa súčasný systém Hornádu a jeho prietok epigenetickou dolinou.

Odlišný charakter z hľadiska krasu má mezozoikum vernárskeho pruhu, do ktorého vstupujú povrchové toky z oblasti kryštalinika Kráľovej hole a jeho sedimentárneho obalu, ako aj z nepriepustných súvrství chočského príkrovu. Charakteristickými krasovými formami sú najmä ponory. Charakter krasu je tu obdobný ako v niektorých jadrových pohoriach Západných Karpát. Významnejšími krasovými formami sú tu škrapy, závrty, ponory a krasové jaskyne.

V styčnom pásme kryštalinika Kráľovej hole a mezozoika na jednotlivých rázsochách sa zachovali zvyšky sedimentov po zaľadnení Nízkych Tatier. Rezíduá glacigénnych sedimentov pokrývajúce povrch rozvodí však nevytvárajú výrazné formy. V dôsledku toho je ťažké identifikovať ich presnejšiu genézu.

Východná časť územia regiónu patrí do oblasti Hnileckých vrchov, Slovenského rudohoria a *Galmusu*. Pri povrchovom stvárnení územia rozhodujúci význam tu mali aj tektonické pomery a litológia hornín. Stredno- a vrchnotriasové súvrstvia karbonátov vytvorili krasovú plošinu (chrbát) s členitým povrchom. V západnej časti Galmusu sa zachovali už len jej zvyšky vo forme eróznych trosiek. Aj tu zlomy predisponovali priebeh neterasovaných dolín, ktoré pretínajú centrálnu a západnú časť Galmusu. Príkladom je dolina Poráčskeho potoka, ktorá v svojej strednej časti má miestami kaňonovitý ráz. Vyznačuje sa prudkým spádom a lemujú ju strmé svahy a bralá.

V severnej časti územia, podobne ako v severnej časti Slovenského raja, na morfológii sa prejavuje prítomnosť paleogénnych súvrství, na ktorých sa sformoval prechodný, mäkko modelovaný reliéf pahorkatiny.

Severnú časť regiónu tvorí *Hornádska kotlina*. Jadrom kotliny je zníženina vytvárajúca podcelky rozdelené elevaciou – plochým rozvodím – na vikartovskú priekopu (vikartovská brázda) a Hornádske podolie (Mazúr a Lukniš, 1980).

Výplň Hornádskej kotliny tvoria fluviálne sedimenty terás a proluviálne sedimenty náplavových kužeľov, ktoré dotvárajú morfologicky výrazné mezoformy reliéfu.

Pre západnú časť Hornádskej kotliny (vikartovská priekopa) je charakteristická asymetrická stavba doliny Hornádu. Na pravom brehu doliny je vyvinutá sústava postupne znižujúcich sa rozsiahlych náplavových kužeľov, ktoré vo východnej časti územia prechádzajú do stredno- a mladopleistocénnych terás. V niektorých čiastkových úsekoch ich prekrývajú. Od vikartovského chrbta je priehlbina ohraničená mladým zlomom.

Východná časť Hornádskej kotliny je, naopak, charakteristická vývojom terás, ktoré sporadicky lemujú ľavý a pravý breh doliny Hornádu. Najstaršie pleistocénne terasy sa zachovali najmä v sútokových častiach doliny Hornádu a jeho väčších prítokov a vystupujú vo forme ostrovčekov v relatívnej výške nad 90 m nad nivou Hornádu. Širší rozsah a priebeh majú pásy strednopleistocénnych terás lemujúce rieku, vystupujúce v štyroch až piatich úrovniach. Najnižšiu pozíciu v reliéfe kotliny zaberajú ploché, miestami zamokrené územia nivy Hornádu, miestami s plochými plytkými depresiami vyplnenými rašelinou.

Plochý zarovnaný reliéf na paleogénnych súvrstviach je spestrený výstupmi viac odolných pliocénno-kvartérnych travertínov, ktoré vytvárajú kopy, kaskády, terasy a miestami osamelé bralá.

GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Podľa inžinierskogeologickej rajonizácie územia Slovenska (Matula, 1977) územie Slovenského raja a Galmusu zaraďujeme do regiónu jadrových pohorí, oblasti jadrových stredohorí. Je tu zastúpená väčšina inžinierskogeologických formácií typických pre jadrové pohoria slovenského územia Západných Karpát:

– formácia vysoko metamorfovaných hornín (jemnozrnné biotitické pararuly kráľovohoľského komplexu, amfibolity a ruly sykavského súvrstvia),

– formácia epimetamorfovaných hornín (fylity, fylitické bridlice, metaryolity, metabazalty a metakeratofýry, metasedimenty a metavulkanoklastiká, serpentinity, metadroby, metakvarcity, fylonity),

– formácia variských granitoidov (strednozrnné dvojsľudové granity až granodiority, metagranitoidy, biotitické granodiority a strednozrnné tonality),

– spodná terigénna formácia (kremence, droby a pieskovce lúžňanského súvrstvia, pestré verfénske bridlice a pieskovce, vápence kampilských a sinských vrstiev),

– vápencovo-dolomitická formácia (vápence, dolomity a dolomitické vápence stredného triasu – gutensteinské, wettersteinské, nádašské, steinalmské a lunzké vrstvy),

– pestrá pieskovcovo-slieňovcovo-vápencová formácia (pestré pieskovce a bridlice karpatského keuperu, detriticko-karbonátový komplex pieskovcov a krinoidových vápencov – hlavné dolomity, dachsteinské vápence, aflenzské vápence, kössenské vrstvy, pelitomorfný vápencový komplex jury, flyšoidný slienito-vápencový komplex spodnej kriedy).

Na okrajoch územia vyčleňujeme inžinierskogeologický región karpatského flyšu s pieskovcovými a zlepencovými komplexmi hornádskych vrstiev, chrastianskych vrstiev a borovského súvrstvia s ílovcovo-bridličnatým komplexom hutianskeho súvrstvia.

Na okraji územia majú značné rozšírenie kvartérne fluviálne, terasové, deluviálne, vo výplniach dolín proluviálne sedimenty, sladkovodné organicko-chemické sedimenty (penovce a travertíny) a organogénne sedimenty (rašeliny).

Reliéf územia Slovenského raja je diferencovaný, s výraznou disekciou (hlboko až veľmi hlboko rezaný reliéf). Formovali ho predovšetkým krasové procesy, riečna erózia a periglaciálna modelácia. V blízkosti sídiel s banskou činnosťou reliéf formovali aj početné generácie baníkov. Územie je prevažne zalesnené, na okrajoch sú polia a pasienky.

Inžinierskogeologické podmienky výstavby

Slovenský raj predstavuje veľmi hodnotné krajinné prostredie. Je to vyjadrené aj jeho legislatívnou ochranou formou zriadenia Národného parku Slovenský raj, ako aj množstva maloplošných chránených území. Sú tu veľké zásobárne podzemných vôd. Priaznivé mikroklimatické pomery a atraktívny reliéf vytvárajú cenný potenciál na ich využívanie formou turistického ruchu. Krasové prostredie je však veľmi náročné na ochranu podzemných vôd pred možným znečistením.

Najväčšie rozšírenie majú inžinierskogeologické rajóny vápencovo-dolomitických a epimetamorfovaných hornín. V miestach banskej činnosti sú relatívne v značnom rozsahu rozšírené rajóny háld, na okrajoch územia sú veľmi rozšírené skládky komunálneho odpadu. Z registrácie skládok odpadu, ktorá sa uskutočnila v rokoch 1992 a 1993, vyplýva, že na území rajónu sa nachádza 147 skládok, v drvivej väčšine „divokých".

Značne vysoká pevnosť v tlaku (tab. II) zaraďuje vápencovo-dolomitické horniny v zmysle STN 73 1001 do tried R1 a R2, len v prípade tektonicky porušených a alterovaných hornín rajónu pozorujeme nižšie hodnoty tohto parametra. Uvedené horniny sa vyznačujú masívnou textúrou alebo lavicovitou vrstvovitosťou. V dôsledku porušeniu príkrovovou tektonikou majú vápence nepravidelný, balvanovitý až drobnoúlomkovitý rozpad. V dolomitoch prevažujú masívne textúry, no vyskytuje sa aj lavicovitá a doskovitá vrstvovitosť. Aj keď pevnosť v tlaku dolomitov býva vysoká – medzi 100 až 200 MPa, v poruchových zónach nadobúdajú charakter poloskalných až nesúdržných hornín.

Pomerne nízkou pevnosťou v tlaku sa v zmysle STN 73 1001 zaraďujú nízko metamorfované horniny rajónu do tried R3 a R4. Fylonity a silno zvetrané metamorfity patria do nižších tried, miestami nadobúdajú až charakter zemín. V ílovitých a slienitých bridliciach liasu a spodnokriedových slienitých vápencoch s pribúdaním podielu ílovitej zložky sa znižuje odolnosť proti zvetrávaniu a pevnostné parametre, takže zo skalných hornín s pevnosťou v tlaku 80 až 150 MPa prechádzajú do kategórie poloskalných hornín s pevnosťou v tlaku menej ako 50 MPa. V zmysle STN 73 1001 ich zatrieďujeme do triedy R2 až R4, podľa STN 73 3050 do 5. až 6. triedy. Pri tunelových a iných náročných stavbách treba počítať s degradáciou fyzikálno-mechanických vlastností hornín v miestach tektonických porúch, najmä v paleozoických metasedimentárnych horninách a metavulkanoklastikách. Podobne sa správajú paleogénne horniny hutianskeho súvrstvia – ílovce s vložkami drobnozrnných zlepencov a pieskovcov (flyšová formácia), vyskytujúce sa v s. časti územia, v Hornádskej kotline. Ide o bridličnaté poloskalné horniny s pevnosťou v tlaku v rozmedzí od 10 do 25 MPa, ktoré sa vyznačujú veľkou náchylnosťou na zvetrávanie. S tým treba počítať pri odkrytých stavebných jamách a zárezoch. V zmysle STN 73 1001 ich hodnotíme ako horniny triedy R3 a R4, podľa STN 73 3050 patria do 4. a 5. triedy ťažiteľnosti.

Naproti tomu, bazálne paleogénne pieskovce a zlepence hornádskych a chrastianskych vrstiev sa vyznačujú vysokou pevnosťou v jednoosovom tlaku. V zmysle STN 73 1001 ich zaraďujeme do triedy R2.

V tabuľke II prinášame prehľad vybraných inžinierskogeologických vlastností najrozšírenejších typov hornín (podľa Holzera, Wagnera a Liščáka, 1990).

Z hľadiska **ukladania odpadu** poskytujú vhodné podmienky jedine ílovce hutianskeho súvrstvia, ako aj hrubšie polohy či šošovky od nich odvodených jemnozrnných deluviálnych sedimentov, pravda, až po zvážení ďalších legislatívnych obmedzení.

Pokryvné útvary sú reprezentované inžinierskogeologickými rajónmi deluviálnych, proluviálnych, terasových a fluviálnych sedimentov. Najvhodnejšie prostredie na zakladanie stavieb, výstavbu komunikácií a komunikačných násypov poskytujú terasové a fluviálne štrky, pokiaľ základová škára nie je v blízkosti, resp. v kontakte s hladinou podzemnej vody. Deluviálne sedimenty, najmä s väčším podielom jemnozrnnej zložky, sú veľmi citlivé na akékoľvek stavebné zásahy.

Geodynamické javy

Z geodynamických javov sa v mapovanom území najvýraznejšie uplatňuje kras; erózia, zvetrávanie hornín a svahové poruchy sa vyskytujú v paleogénnych horninách rytmického a ílovcového flyšu.

Kras

Krasový fenomén je v podmienkach Slovenského raja a Galmusu mimoriadne rozšírený. Vďaka typickej príkrovovej stavbe, monoklinálnemu uloženiu vrstiev a chemickej čistote niektorých litologických typov vápenca je tu významná koncentrácia jaskýň. Predovšetkým na plošinách krasových planín sú zastúpené bohaté povrchové krasové formy – závrty, úvaly, škrapy. Najintenzívnejší krasový proces je viazaný na tektonicky porušené pásma vo vápencoch.

Najstaršie a najvyššie položené jaskyne (Koniarova jaskyňa) vo výške 1 090 m n. m. súvisia s vrcholovým systémom zarovnávania v strednom miocéne (Novotný a Tulis, 1990). Zlatá diera a Dlhá jaskyňa sú vytvorené na úrovni súčasnej eróznej bázy. Novotný a Tulis (1990) uvádzajú na území Slovenského raja 181 jaskýň s celkovou dĺžkou 26 103,2 m. V novšom zozname jaskýň na Slovensku (Dokumenty, MŽP, 1998) ich je pre Slovenský raj uvedených už 218 (pre Galmus 52, Medvedie chrbty 28, Hornádske podolie a Havranie vrchy 4). Hustota jaskýň v karbonátoch Slovenského raja je cca 1 jaskyňa na km^2, v travertínoch 10 jaskýň na km^2.

Tab. II Prehľad vybraných inžinierskogeologických vlastností najrozšírenejších hornín

Litologický typ	Objemová hmotnosť ρd [kg.m^{-3}]	Pórovitosť n [%]	Jednoosová pevnosť σc [MPa]	Pevnosť v ťahu σt [MPa]	Modul pružnosti E [Mpa.10^3]	Modul deformácie D [MPa.10^3]	Poissonovo číslo μ
arkózové pieskovce	2 690	0,23	136	–	70	–	–
melafýry	2 760	0,16	175	–	80	–	–
metadiabasy	2 800	0,43	120	14,4	60	52,4	0,19
vápence (Olša)	2 720	0,30	125	–	80	–	–
vápence (Olcnava)	2 710	0,73	150	9,8	77,2	77,2	0,16
hrubozrnné pieskovce	2 720–2 730	0,61–2,02	210–166	11,5–13,3	52,1–44,6	47,7–46,6	0,17–0,18
pieskovce (Sp. Vlachy)	2 530	8,61	70	4,0	17,8	13,6	0,13
travertín (Dreveník)	2 530	5,27	80	5,6	57,6	57,6	0,19

Tab. III Prehľad najdlhších a najhlbších jaskýň v mapovom území

Názov	Dĺžka v m	Hĺbka v m
1. Stratenská jaskyňa	21 737	194
2. Psie diery	1 694	84
3. Dobšinská ľadová jaskyňa	1 232	112
4. Zlatá diera	593	
5. Medvedia jaskyňa	487	
6. Tomášovská jaskyňa	276	
7. Čertova jaskyňa	257	38
8. Koniarova jaskyňa	180	
9. Jaskyňa Duča	136	
10. Vlčia jaskyňa	121	20
11. Líščia priepasť		35
12. Priepasť Kira		28
13. Čertova diera		28
14. Priepasť Lievik		24

Krasový fenomén z inžinierskogeologického hľadiska prináša problémy pri hydrotechnických a tunelových stavbách, ako aj pri výstavbe komunikácií a pozemných stavieb.

Erózia a svahové deformácie

Erózne javy a svahové deformácie sa vyskytujú predovšetkým v Hornádskej kotline. Nepredstavujú však závažný problém. Najčastejšie sú viazané na deluviálne sedimenty s podložnými paleogénnymi flyšovými komplexmi. Dĺžka erózných rýh je do 800 m, ich hĺbka nepresahuje 3–5 m. Plošná erózia vzniká najmä v poľnohospodársky využívanom území.

Zosuvy a iné svahové deformácie sú vyvinuté sporadicky v Hornádskej kotline. Vyskytujú sa najmä plošné zosuvy, spravidla jednoduché. Šmyková plocha býva vyvinutá na rozhraní deluviálnych a podložných hornín.

Osobitným typom svahových deformácií sú blokové rozsadliny a polia na okrajoch travertínových kôp. Klasickým príkladom je Dreveník (Nemčok, 1982). Hlavnou príčinou gravitačného rozvoľňovania travertínovej kopy je geologická stavba, kde pevné travertíny ležia na relatívne mäkších bridličnatých paleogénnych súvrstviach. Dochádza tu k vytláčaniu plastických ílovcov do predpolia tra-

vertínovej kopy (bulging), vzniku rozsadlín na okraji travertínovej kopy a vyklápaniu izolovaných blokov (tilting) v kombinácii s pomalým plazivým pohybom smerom do údolia (creep).

Chránené územia prírody

Podstatná časť mapovaného územia je súčasťou Národného parku Slovenský raj. Národný park bol vyhlásený 18. 1. 1988 Výnosom vlády SSR, publikovaným pod označením č. 23/1988. Rozloha národného parku je 197,63 km^2, „nárazníkovej" ochrannej zóny 130,11 km^2. Územie sa vyznačuje neobyčajnou kumuláciou hodnotných geologických a morfologických fenoménov, ako aj biodiverzitou. Zalesnené je 89 % územia. Rastlinné spoločenstvá sú zastúpené množstvom endemických a reliktných zástupcov kveteny Západných Karpát, napr. *Primula auricula, Viola biflora, Cortysa matthioli, Pulsatilla slavica, Daphne cneourum, Iris aphylla, Hippocrepis comosa, Trollius europaeus, Aquilegia vulgaris, Ligularia sibirica* a iné. Medzi vzácnymi drevinami sa vyskytuje *Aconitum variegatum, Cephalanthera damasonium* a *Hesperis nivea.* Z pozoruhodných živočíšnych druhov sú v Slovenskom raji zastúpené *Aquila chrysateos, Falco tinnunculus, Ciconia nigra, Bubo bubo, Rupicapra rupicapra, Ursus arctos, Lynx lynx* a *Canis lupus*. V národnom parku a jeho okolí vďaka disekcii reliéfu a karbonátovému substrátu je vyčlenených neobyčajne veľa maloplošných chránených území. Nachádzajú sa tu:

4 národné prírodné pamiatky (NPP),
14 národných prírodných rezervácií (NPR),
11 prírodných pamiatok (PP),
12 prírodných rezervácií (PR).

V ďalšom texte uvádzame stručnú charakteristiku vybraných – súvisiacich s geológiou – maloplošných chránených území. (V zátvorke za názvom sa nachádza: celková výmera, katastrálne územie, mapový list 1 : 50 000, prípadná príslušnosť k NP, rok vyhlásenia).

NPP Dobšinská ľadová jaskyňa (Dobšiná, 37-11, Slovenský raj, 1964)
Najstaršia známa ľadová jaskyňa v Európe, objavená v roku 1870.

NPP Markušovské steny (13,44 ha, Markušovce, 37-12, 1976)

Výrazné morfologické útvary v paleogénnych vrstvách Hornádskej kotliny. Biotop chránených druhov rastlín a živočíchov.

NPP Spišský hradný vrch (24,2064 ha, Žehra, 37-21, 1990)

Územie predstavuje travertínovú kopu s hodnotami živej prírody, archeologickými nálezmi a historickou stavbou Spišského hradu, zaradenou v roku 1993 do Svetového kultúrneho dedičstva.

NPR Červené skaly (390,5 ha, Poráč, 37-21, 1981)

Kaňon Poráčskeho potoka, ktorého stenu tvoria Červené skaly, je zarezaný do Galmuskej planiny (má polokrasový charakter).

NPR Dreveník (101,8186 ha, Spišské Podhradie, 37-21, 1925)

Predstavuje travertínové územie s výraznou morfológiou blokových polí, jaskyňami a priepasťami, xerotermnou flórou a faunou.

NPR Kysel' (949,97 ha, Hrabušice, 37-12, Slovenský raj, 1964)

Vyznačuje sa mimoriadnou disekciou reliéfu s významnými podzemnými krasovými útvarmi. V prirodzenom zložení porastov sa uplatňuje najmä smrek, borovica sosna a jedľa s bukom.

NPR Prielom Hornádu (290,49 ha, Hrabušice, 37-12, Slovenský raj, 1964)

Územie predstavuje asi 10 km dlhý kaňon Hornádu s priľahlými svahmi a bočnými dolinkami. Na území je založená sieť typologických plôch, reprezentujúcich rozmanitosť fytocenóz.

NPR Sivá brada (19,5472 ha, Spišské Podhradie, 37-21, 1979)

Aktívna travertínová kopa s činnými prameňmi, na ktoré je viazaná špecifická vegetácia.

NPR Sokol (700,93 ha, Hrabušice, 37-12, Slovenský raj, 1964)

Územie predstavuje jednu z najzachovanejších častí Slovenského raja. Zachované biotopy umožňujú všestranný prírodovedecký a lesnícky výskum.

NPR Stratená (678,65 ha, Dobšiná, 37-11, 37-12, Slovenský raj, 1976)

Územie predstavuje kaňon s priľahlými svahmi s rozmanitými geomorfologickými útvarmi, povrchovým i podzemným krasovým fenoménom. Výskyt významných rastlinných a živočíšnych spoločenstiev.

NPR Suchá Belá (153,52 ha, Hrabušice, 37-12, Slovenský raj, 1976)

Územie predstavuje hlboko zarezaná dolina s príkrymi svahmi a mimoriadne výraznými geomorfologickými formami (vodopády, obrie hrnce). Na strmých vápencových bralách rastie sosna, smrek, jedľa, vzácne tis.

NPR Zejmarská roklina (72,65 ha, Dedinky, 37-12, Slovenský raj, 1980)

Územie tvorí členitý reliéf s mnohými bralami, previsnami a závrtmi. Nachádza sa tu vyvieračka Zejmarská studňa. Výskyt chránených rastlín a živočíchov.

PP Hranovnické pleso (68,09 ha, Hranovnica, 37-11, Slovenský raj, 1984)

Predmetom ochrany sú travertínové terasy.

PP Farská skala (0,5866 ha, Chrasť nad Hornádom, 37-21, 1990)

Šikmé zvrstvenie v bazálnom paleogéne – rekonštruované sedimentárne prostredie, spôsob sedimentácie, zdroj i médium sedimentácie; typová lokalita chrastianskych vrstiev.

PP Jazerec (0,31 ha, Spišský Hrhov, 37-12, 1990)

Zachovaný a nenarušený biotop rašeliniska – liaheň obojživelníkov.

PP Jazierko na Pažiti (0,1101 ha, Spišské Podhradie, 37-21, 1990)

Je súčasťou systému spišskopodhradských travertínov. Kopa predstavuje jeden z najstarších travertínových útvarov tohto systému. Jej vek je datovaný do začiatku kvartéru.

PP Ostrá hora (29,324 ha, Spišské Podhradie, 37-21, 1990)

Travertínová kopa dosahujúca výšku 608 m n. m.

PP Podhoranské (0,4585 ha, Spišský Hrhov, 37-12, 1990)

Predstavuje ostro ohraničené slatinisko – významný biotop obojživelníkov.

PP Transgresia paleogénu pri Markušovciach (6,97 ha, Markušovce, 37-12, 1987)

Výrazný geomorfologický útvar na rozhraní paleogénnych vrstiev a triasových vápencov.

PP Travertínová kopa Sobotisko (13,32 ha, Žehra, 37-21, 1987)

Územie predstavuje geomorfologicky výraznú travertínovú kopu.

PP Závadské skalky (3,8851 ha, Závadka, 37-12, 1977)

Skalný útvar budovaný fylitmi s polohami bázických hornín s výskytom skalných a xerotermných druhov rastlín.

PP Zlatá brázda (1,6161 ha, Spišské Podhradie, 37-21, 1990)

Územie je zachovanou ukážkou lokálneho vzniku travertínu na obvode materského travertínového telesa po zániku hlavných výverov. Súčasne je biotopom vzácnych druhov rastlín a živočíchov.

PR Čingovské hradisko (44,02 ha, Smižany, 37-12, Slovenský raj, 1982)

Predstavuje geomorfologicky, biologicky i krajinársky cenný priestor s pôvodnými drevinami a štruktúrou lesa.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Základné faktory, ktoré determinujú charakter hydrogeologických pomerov hodnoteného územia, sú geologická stavba, klimatické pomery a geomorfologické pomery. Pri hodnotení hydrogeologických pomerov študovaného územia sme vychádzali predovšetkým z nasledujúcich prác: Kullman et al. (1980, 1985), Jetel et al. (1990) a Scherer et al. (1999).

Geologická stavba podmieňuje priepustnosť horninového prostredia a schopnosť akumulácie podzemnej vody. Najpriaznivejšie hydrogeologické vlastnosti na infiltráciu a akumuláciu podzemnej vody a schopnosť sústredeného odvodnenia majú karbonáty stredného a vrchného triasu. Na horninové prostredie karbonátov sú viazané najväčšie zdroje podzemnej vody, najvýznamnejšie pramene a hydrogeologické vrty. Horninové prostredia paleozoika, spodného triasu a centrálnokarpatského paleogénu sú väčšinou málo priepustné a nie sú schopné akumulovať významnejšie množstvá podzemnej vody. Vo veľkej časti mapovaného územia, ktoré budujú paleozoické horniny, je prirodzený režim i chemizmus podzemných vôd trvale ovplyvnený rozsiahlymi banskými prácami. Dočasné zmeny režimu podzemnej vody spôsobilo aj čerpanie banských vôd z viacerých šácht. Banská činnosť spôsobuje rozvoľňovanie horninového masívu a vytvárajú sa vhodnejšie podmienky na infiltráciu a akumuláciu podzemnej vody. V miestach, kde sa vytvorili rozsiahle podzemné priestory, výrazne narastá aj schopnosť sústredenia podzemnej vody.

Prírodné pomery

Klimatické pomery podmieňujú potenciálne množstvo zdrojových vôd na infiltráciu. Veľkosť potenciálnych zdrojových vôd je závislá od úhrnov zrážok a výparu a ich časového rozdelenia. Zrážky sú zo SZ, menej z J, viazané najmä na prevládajúcu cyklonálnu činnosť. Vysoké Tatry spôsobujú na mapovanom území zrážkový tieň, a preto sú zrážkové úhrny najmä v severnej časti územia výrazne nižšie oproti normálnemu rozdeleniu. Južná časť je na zrážky relatívne bohatšia. V normálnom rozdelení rastie veľkosť zrážkových úhrnov aj s rastom nadmorskej výšky. Podľa zrážkomerných staníc SHMÚ sa priemerné ročné zrážkové úhrny pohybujú od 575 mm (s. časť územia) do 954 mm (vyššie položená jz. časť územia). Na základe spracovania údajov z „východoslovenského" kraja (Petrovič, 1966) rastú zrážkové úhrny podľa lineárnej regresie 30 až 70 mm na 100 m nadmorskej výšky. Skutočný klimatický výpar dosahoval na meteorologických staniciach SHMÚ v rokoch 1951–1980 priemerné ročné hodnoty v Švermove (467 mm) a Švedlári (406 mm). S rastom nadmorskej výšky výpar

mierne stúpa a následne klesá (Tomlain, 1997). Z uvedeného vyplýva, že najviac potenciálnych zdrojových vôd na infiltráciu sa nachádza vo vyššie položených polohách jz. časti hodnoteného územia. Na základe meraní povrchových prietokov SHMÚ možno získať celkový odtok, ktorý sa rovná veľkosti efektívnych zrážok (zrážky mínus výpar), ktoré sú uvedené v tab. IV. Z porovnania efektívnych zrážok v povodí Rudnianskeho potoka (severná časť územia) a povodia horného Hnilca vyplýva, že zdrojových vôd na infiltráciu v s. časti územia *je dvakrát menej ako v území s najvyššími efektívnymi zrážkami* (JZ).

Tab. IV Množstvo priemerných ročných efektívnych zrážok vo vybraných povodiach

Efektívne zrážky = spoločný odtok povrchových a podzemných vôd			
Horné povodie Hnilca (Stratená 1954–1995)		Celé povodie Hnilca (Jaklovce 1931–1968)	
[mm]	[$l.s^{-1}.km^{-2}$]	[mm]	[$l.s^{-1}.km^{-2}$]
518	16,42	384	12,18
Povodie Rudnianskeho p. (Rudňany – úpravňa 1987–1992)		Bilancia územia Slovenské raja v roku 1984 podľa Kullmana (1985)	
[mm]	[$l.s^{-1}.km^{-2}$]	[mm]	[$l.s^{-1}.km^{-2}$]
259	8,2	412	13,0

Priemerný prietok v Rudnianskom potoku je zvýšený o priemernú hodnotu množstva banských vôd z rudnianskeho revíru.

Geomorfologické pomery spolu s geologickou stavbou podmieňujú možnosť infiltrácie zrážkových a povrchových vôd aj možnosti akumulácie a odvodnenia podzemnej vody z hydrogeologických štruktúr.

Hydrogeologické pomery

Podľa geologickej stavby môžeme v území vyčleniť niekoľko hydrogeologických celkov s odlišnými hydrofyzikálnymi vlastnosťami horninového prostredia, režimom a chemizmom podzemných vôd, a to:

– hydrogeologický celok predmezozoických útvarov a spodného triasu s puklinovou priepustnosťou,

– hydrogeologický celok mezozoika s puklinovou a krasovo-puklinovou priepustnosťou,

– hydrogeologický celok paleogénu podtatranskej skupiny s puklinovou priepustnosťou,

– hydrogeologický celok kvartérnych sedimentov s medzizrnovou priepustnosťou.

Hydrogeologický celok predmezozoických útvarov a spodného triasu

Predmezozoické horniny sú zastúpené najmä gemeridnými horninami staršieho paleozoika rakoveckej skupiny (fylity, metapieskovce, metabazalty), gelnickej skupiny (fylity, droby, mikrokonglomeráty, metaryolity) a horninami mladšieho paleozoika dobšinskej skupiny (bridlice, pieskovce, zlepence, metabazalty) a krompašskej skupiny (zlepence, bridlice). Západnú časť územia buduje veporický kráľovohoľský komplex (granitoidy, ruly, fylonity) a revúcka skupina (metapieskovce, bridlice, bazalty). V okolí Spišského Bystrého a Hranovnice sa vyskytujú aj mladopaleozoické horniny chočského príkrovu (bazalty, zlepence, pieskovce, bridlice). Podobné hydrofyzikálne vlastnosti ako predmezozoické horniny majú aj spodnotriasové bridlice, ktoré majú najmä v Galmuse pomerne rozsiahle zastúpenie.

Predmezozoické a spodnotriasové horniny sa vyznačujú nízkou priepustnosťou a malou schopnosťou akumulácie podzemnej vody. Obeh podzemnej vody je plytký a je viazaný na pripovrchovú zónu rozvoľnenia a tektonicky porušenú časť masívu. Horninové prostredie odvodňujú početné pramene s nízkou výdatnosťou, respektíve je odvodňované v úrovni miestnej eróznej bázy do povrchových tokov. Priemerná výdatnosť prameňov je nízka, pohybuje sa v hodnotách do 0,3 $l.s^{-1}$ (menej do 1,0 $l.s^{-1}$, len v ojedinelých prípadoch viac) a kolíše v závislosti od atmosférických zrážok. Výdatnosť realizovaných vrtov v uvedenom prostredí sa pohybuje väčšinou pod 0,2 l s^{-1}, ojedinele viac ako 0,5 l s^{-1}. Podľa doterajších poznatkov (Malík et al., 1990; Scherer et al., 1999) možno konštatovať, že závislosť hydraulických vlastností epizonálne metamorfovaného kryštalinika a mladopaleozoického obalu od litologického zloženia väčšinou nie je prvoradá. Podstatný význam má intenzita tektonického porušenia, miera porušenia horninového masívu vplyvom banských prác a závislosť od množstvo efektívnych zrážok. V tab. V je uvedené štatistické zhodnotenie indexu prietočnosti Y zo severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Z tabuľky vyplýva, že hydraulické parametre paleozoických hornín sú zväčša veľmi rovnorodé.

Prekvapujúce výsledky sa zistili na vrtoch, ktoré testovali prostredie novoveských bridlíc so sadrovcom (perm) a prostredie bridlíc spodného triasu (dolina Teplického Brusníka a okolie Novoveskej Huty), kde sa dosiahla výdatnosť (spolu 11 vrtov) od 0,1 do 7 $l.s^{-1}$ (Halečka, 1987) a index prietočnosti Y dosahoval výrazne vyššie hodnoty ako pri ostatných horninách. Zaujímavé sú aj hodnoty, ktoré charakterizujú metabazaltové horniny a z ktorých vyplýva, že ich hydraulické vlastnosti sú menej priaznivé.

V nízko priepustnom prostredí paleozoických a spodnotriasových hornín sú relatívne väčšie pramene viazané na zóny tektonického porušenia a zóny rozvoľnenia, ktoré vznikli vplyvom banskej činnosti. Na tektonické línie hornino-

Tab. V Regionálne zhodnotenie hydraulických parametrov predmezozoických hornín

Horninové prostredie	Počet vrtov	Yp	Yp ±Ys	Ym
karbón, perm bez novoveských bridlíc so sadrovcom	6	4,16	3,92–4,39	4,18
novoveské bridlice so sadrovcom	3	5,26	4,96–5,56	5,06
gelnická a rakovecká skupina	32	4,11	3,39–4,83	4,17
gelnická skupina	23	4,22	3,53–4,91	4,18
rakovecká skupina	9	3,83	3,1 –4,55	4,17
rakovecké metabazalty	5	3,49	2,67–4,29	3,22

Y – index prietočnosti, Ym – medián, Yp – priemer, Ys – smerodajná odchýlka

vého prostredia spodného triasu, prípadne aj vrchného permu, sú viazané pramene Fleischer (1 až 7) v Čertovej doline, ktoré majú priemernú výdatnosť 26,73 $l.s^{-1}$ (minimum 7,61 $l.s^{-1}$ a maximum 75,76 $l.s^{-1}$), pramene Pod lanovou (3) s. od Veľkej Knoly s výdatnosťou od 1,4 do 11,13 $l.s^{-1}$, prameň Gyula 1,35 $l.s^{-1}$ (0–10,41 $l.s^{-1}$) a Staré pramene (3) 4,63 $l.s^{-1}$ (0,59–22,75 $l.s^{-1}$) v doline Teplického Brusníka (Podzámčiská). V lokalite Podzámčiská existoval do roku 1976 prameň Markus s priemernou výdatnosťou 4 $l.s^{-1}$ (1–15,5 $l.s^{-1}$), ktorý zanikol, pretože bol zdrénovaný do sadrovcovej bane v Novoveskej Hute pri rozširovaní ťažby. Časť podzemnej vody uvedených prameňov má pôvod aj v karbonátoch triasu. V blízkosti Nálepkova sa nachádza pozorovaný prameň Hajzerka, ktorý má priemernú výdatnosť 1,57 $l.s^{-1}$ (0,04–24 $l.s^{-1}$) a je viazaný na tektonicky podrvené fylity.

Hydrogeologický význam nízkopriepustných hornín spočíva aj v ich tektonicko-geomorfologickej pozícii vo vzťahu k priepustnejším súvrstviam, kde predurčujú tvar hydrogeologických štruktúr, ich prepojenosť, ako aj možnosť dotácie povrchovej i podzemnej vody z málo priepustných súvrství do vodohospodársky významných mezozoických štruktúr. Podzemná voda má vadózny pôvod a hlavným mineralizačným procesom je hydrolytický rozklad silikátov. Podľa chemického zloženia podzemná voda paleozoických hornín je väčšinou Ca–Mg–HCO_3 a Ca–Mg–SO_4–HCO_3 typu. V území s banskou činnosťou je chemizmus sekundárne ovplyvnený. Celková mineralizácia sa priemerne pohybuje od 100 do 200 $mg.l^{-1}$, pri hlbšom obehu a pri banských vodách, ako aj v horninovom prostredí spodného triasu je vyššia. Horninové prostredie paleozoika a spodného triasu väčšinou nie je perspektívne z hľadiska vodohospodárskeho odberu podzemnej vody. Významnejšiu výdatnosť môžu dosahovať banské vody alebo zóny s výrazným tektonickým podrvením.

Hydrogeologický celok mezozoika

Hydrogeologické pomery mezozoika sú odrazom zložitej tektonickej stavby a pestrosti horninového zloženia. Mezozoické horniny sú budované najmä presunutými jednotkami stratenského príkrovu, menej vernárskym príkrovom, príkrovom Bôrky a betlanovským príkrovom. Veporický obal má menší výskyt a zastupuje ho skupina Veľkého boku a federatská skupina. Z hydrogeologického hľadiska majú najväčší význam karbonáty stredného a vrchného triasu. Triasové pieskovce a bridlice, ako aj jurské slienité a rádiolárioové vápence sú relatívne málo priepustné a majú význam ako nepriepustné podložie, respektíve ohraničenie karbonátov stredného a vrchného triasu. Karbonatické súvrstvia majú priaznivé vlastnosti na infiltráciu, akumuláciu i sústredené odvodnenie prameňmi alebo vrtmi v závislosti najmä od tvaru a geomorfologickej pozície, od priepustnosti a od množstva zrážok a podielu výparu a podzemného i povrchového odtoku. Na základe odlišného paleogeografického vývoja sú karbonáty v s. časti viac zakolmatované a schopnosť sústredenia podzemnej vody je výrazne nižšia ako v j. časti. Spolu s menšími potenciálnymi zdrojovými vodami na infiltráciu na severe sú hydrofyzikálne vlastnosti v s. a j. časti výrazne odlišné. V hodnotenom území na overenie hydrogeologických vlastností karbonátov sa odvŕtalo relatívne veľké množstvo hydrogeologických vrtov (cca 70), najmä v s. časti. Výdatnosť vrtov je väčšinou pod 3 $l.s^{-1}$. Nové poznatky preukázali, že na hydrogeologické štruktúry v severnej časti sú viazané výrazne nižšie zdroje podzemných vôd, ako sa pôvodne predpokladalo. Na základe prác Kullmana et al. (1980 a 1985) a Scherera et al. (1999) vyčleňujeme a charakterizujeme v Slovenskom raji a Galmuse nasledujúce hydrogeologické štruktúry:

1. hydrogeologická štruktúra vernárskeho pruhu *(vernársky príkrov),*
2. hydrogeologická štruktúra betlanovského dolomitového pruhu *(chočský príkrov),*
3. hydrogeologická štruktúra Glacu *(stratenský príkrov),*
4. hydrogeologická štruktúra Geráv *(stratenský príkrov),*
5. hydrogeologická štruktúra Skaly a Pelcu *(stratenský príkrov),*
6. hydrogeologická štruktúra Galmusu *(stratenský príkrov),*
7. hydrogeologická štruktúra Poráčskej doliny *(stratenský príkrov),*
8. hydrogeologická štruktúra Rudnian *(stratenský príkrov),*
9. hydrogeologická štruktúra trosiek karbonátov v doline Teplického Brusníka *(stratenský príkrov),*
10. hydrogeologická štruktúra Dobšinského potoka federatskej skupiny,
11. hydrogeologická štruktúra Veľkého boku v okolí Človečej hlavy.

1. Hydrogeologická štruktúra vernárskeho pruhu

Mezozoikum vernárskeho pruhu vytvára monoklinálnu štruktúru sv.-jz. smeru tiahnucu sa od telgártskeho hrdla a Besníka až k okraju Hornádskej kotliny. Celá monoklinála je uklonená 40–70° na JV. Karbonáty ležia na bridličnato-pieskovcovom súvrství spodného triasu a pri z. a jz. okraji vystupujú na povrch. Na SV sa monoklinála ponára pod sedimenty paleogénu Hornádskej kotliny. Od štruktúry Glacu je oddelená muránskym zlomom, pozdĺž ktorého vystupujú na povrch spodnotriasové súvrstvia glackej synklinály. Vlastný karbonatický komplex je budovaný niekoľko 100 m mocným súvrstvím vápencov a dolomitov rozčlenených pruhom lunzkých vrstiev. Karbonáty vernárskeho pruhu majú rozlohu 39,22 km^2 a dokumentovalo sa v nich 142 prameňov so sumárnou priemernou výdatnosťou 298 $l.s^{-1}$. Priemerná výdatnosť podzemných vôd vystupujúcich v prameňoch bola 7,6 $l.s^{-1}.km^{-2}$. Z hydrogeologického hľadiska má väčší význam južnejšia časť územia, kde sú väčšie zrážkové úhrny a výrazná dotácia vôd z územia z. od vernárskeho pruhu. Nízko mineralizované agresívne vody, ktoré sú drénované do karbonátov, spôsobujú výrazné skrasovatenie. Významné sú pramene v Zadnej doline s priemernou výdatnosťou 111,4 $l.s^{-1}$ (extrémy 20,67–493 $l.s^{-1}$), dotované z ponorov (v Zadnej doline a Košeľovej diere), a pravdepodobne aj stratami z Hnilca. Prameň v doline Hnilca z. od stanice Vernár s jednorazovou výdatnosťou 35 $l.s^{-1}$ je pravdepodobne dotovaný z ponoru Pod Martalúzkou. V blízkosti bol odvŕtaný vrt SK-3 s dokumentovanou výdatnosťou 14, 7 $l.s^{-1}$ pri znížení 16,4 m, respektíve v suchšom období 8,77 $l.s^{-1}$ pri znížení 24 m (Kullman et al., 1985). Významné sústredenie podzemnej vody z karbonátov vernárskeho pruhu sa nachádza s. od Betlanoviec, kde bola dokumentovaná priemerná výdatnosť prameniska Teplično 30 $l.s^{-1}$. Rozsiahlymi prieskumnými prácami (Haluška, 1978; Makuša et al., 1991) sa tu overila výdatnosť 50 $l.s^{-1}$.

2. Hydrogeologická štruktúra betlanovského dolomitového pruhu

Nachádza sa pri západnom okraji vernárskeho pruhu, s. od Skaly a Troch kopcov uprostred spodnotriasových a permských súvrství. Tvorí ju 750 m široký a cca 5 500 m dlhý pruh dolomitov prebiehajúci jz.-sv. smerom s úklonom 60–65° na SZ. Od vernárskej štruktúry ho oddeľuje súvrstvie spodného triasu. Tvoria ho najmä dolomity s brekciovitou štruktúrou. Plocha územia budovaného karbonátmi zaberá 1,84 km^2. Štruktúra je chudobná na výstupy podzemnej vody a je v nej dokumentovaných len 5 prameňov so sumárnou priemernou výdatnosťou 2,35 $l.s^{-1}$ a priemerným merným odtokom 1,28 $l.s^{-1}$ km^{-2} podzemných vôd vystupujúcich z prameňov.

3. Hydrogeologická štruktúra Glacu

Tiahne sa od Spišského potoka sv. smerom k Hornádu a postupne sa rozširuje. Je budovaná najmä karbonátmi stredného až vrchného triasu ležiacimi na nepriepustných spodnotriasových bridličnato-piesčitých súvrstviach. Hydrogeologická štruktúra vápencov a dolomitov zaberá na povrchu plochu 64,2 km^2 a je rozdelená podľa rozvodnice na severnú (55,33 km^2, povodie Hornádu) a južnú časť (8,87 km^2, povodie Hnilca). V karbonátoch južnej časti štruktúry bolo sumárne dokumentovaných 13 prameňov so spoločnou výdatnosťou 89,12 $l.s^{-1}$ a priemerný merný odtok prameňov 10,5 $l.s^{-1}.km^{-2}$. Na meraných objektoch nad sútokom so Spišským potokom boli dokumentované skryté prestupy podzemných vôd do Hnilca 56,0 $l.s^{-1}$ (extrémy 2–723 $l.s^{-1}$), ale hydrogeologický vrt SRK-2 overil výdatnosť len 1,32 $l.s^{-1}$ pri znížení 31,3 m. Pramene v Spišskom potoku 1 a 2 dosahujú priemernú výdatnosť 72 $l.s^{-1}$ (extrémy 15,5–174 $l.s^{-1}$) a sú čiastočne dotované aj z kryštalinika, permu a spodnotriasových kremencov j. od štruktúry. V blízkosti sa odvŕtal hydrogeologický vrt SRK-1, kde v čase minimálneho stavu na prameni sa overila výdatnosť 8,33 $l.s^{-1}$ pri znížení 17,94 m (Kullman et al., 1985). Severná časť štruktúry Glacu je chudobnejšia na podzemné vody ako južná časť, čo je spôsobené nižšími zrážkami a väčším povrchovým odtokom v dôsledku zakolmatovania puklín a kavern, ako aj rozdielnosťou medzi hydrologickou a hydrografickou rozvodnicou, ktorá je posunutá na S. V severnej časti štruktúry je zdokumentovaných 124 prameňov s celkovou priemernou výdatnosťou 58,9 ls^{-1} a na Bielom potoku boli dokumentované skryté vstupy podzemnej vody jednorazovým meraním na troch úsekoch v množstve medzi 30–60 $l.s^{-1}$. Na základe získaných poznatkov Kullman et al. (1985) nepredpokladajú prestup podzemnej vody do Hornádu.

4. Hydrogeologická štruktúra Geráv

Rozprestiera sa v. od štruktúry Glacu a tiahne sa od k. Ondrejisko sv. smerom k Spišskej Novej Vsi. Hydrogeologickú štruktúru vytvára súbor karbonátových súvrství od stredného až po vrchný trias, ktoré ležia na nepriepustných spodnotriasových súvrstviach a ktoré štruktúru aj čiastočne ohraničujú. Na južnej strane štruktúru Glac oddeľuje antiklinála prebiehajúca od Dankovej cez Dedinky smerom na VSV. Celá vymedzená štruktúra má plochu povrchu 48,35 km^2, z toho s. od Hnilca 39,48 km^2 a j. od Hnilca 8,87 km^2. V severovýchodnej časti štruktúry bolo dokumentovaných (Kullman et al., 1985) spolu 134 prameňov so sumárnou priemernou výdatnosťou 90,7 $l.s^{-1}$, čo predstavuje priemerný merný odtok v prameňoch 2,3 $l.s^{-1}.km^{-2}$. Rozptýlený prestup podzemnej vody cca 10 $l.s^{-1}$ do povrchového toku bol dokumentovaný jednorazovým meraním v hor-

nej časti Bieleho potoka. Juhozápadná časť štruktúry má hlbší obeh podzemných vôd, čo sa prejavuje nižším počtom prameňov (spolu 15) a sumárnou priemernou výdatnosťou 77,57 $l.s^{-1}$. Priemerný merný odtok v prameňoch z 1 km^2 je 8,75 $l.s^{-1}$. V severnej časti majú pramene zväčša nízku výdatnosť, pod 0,5 $l.s^{-1}$, a pukliny v karbonátoch sú v tomto území utesnené. Významnejšie pramene sa nachádzajú na jv. okraji (časť podzemnej vody z prameňa Fleischer, pramene Csáky 1 až 4 s výdatnosťou od 2,1 do 21,4 $l.s^{-1}$), na styku s bridlicami spodného triasu. Pramene s nižšou výdatnosťou sa nachádzajú aj na vzájomnom kontakte vápencov a dolomitov. Na planine Geravy vo vápencoch vyviera vyvieračka Zejmarská studňa s priemernou výdatnosťou 20,68 $l.s^{-1}$ (extrémy 0,37–364 $l.s^{-1}$) s doteraz neobjasnenou genézou. Výrazné skryté prítoky do povrchových tokov neboli dokumentované, okrem vodivostnej anomálie cca 1 500 m ssv. od Dobšinskej ľadovej jaskyne. Obdobne ako pri štruktúre Glacu má s. časť štruktúry Geravy oproti jz. časti menej priaznivé podmienky na akumuláciu a nižšiu schopnosť sústredenia podzemnej vody. Juhozápadná časť štruktúry má hlbší obeh a skoro celé odvodňovanie je sústredené do troch pramenísk, a to: 7 prameňov v Ľadovej jaskyni s priemernou výdatnosťou 41,67 $l.s^{-1}$ (9,83–147 $l.s^{-1}$); Danková na jz. okraji s priemernou výdatnosťou 25,87 $l.s^{-1}$ (7,25–84,86 $l.s^{-1}$); Pri sosničkách v doline Hnilca s priemernou výdatnosťou 7,45 $l.s^{-1}$ (1,82–52,1 $l.s^{-1}$).

5. Hydrogeologická štruktúra Skaly a Pelcu

Zaberá územie j. od štruktúry Geráv, od Dankovej smerom na V po obec Biele Vody. Kolektorské horniny zaberajú rozlohu 10,53 km^{-2} a budujú ich karbonáty stredného a vrchného triasu. Štruktúra je odvodňovaná na troch lokalitách so sumárnou priemernou výdatnosťou 22,95 $l.s^{-1}$. Najväčší prameň sa nachádza v doline Tiesňavy s výdatnosťou 18,4–29,4 $l.s^{-1}$ (nesústavné merania). Priemerný merný odtok podzemnej vody vystupujúcej v prameňoch je v priemere 2,17 $l.s^{-1}km^{-2}$. V mieste priehrady pri Dedinkách, kde sa nachádza najnižšia erózna báza štruktúry, podzemná voda vystupuje do Hnilca priemerne v množstve 173 $l.s^{-1}$ (Kullman et al., 1985).

Záverom k bodom 3–5 môžno zhrnúť, že územie Slovenského raja je špecifické svojimi vlastnosťami, ako sú nižšie zrážkové úhrny a vyšší povrchový odtok, najmä v severnej časti. Podľa hydrologickej bilancie vôd Slovenského raja v roku 1984 pre územie uvedených štruktúr s plochou 224,58 km^2 (Kullman et al., 1985) bola vyrátaná priemerná hodnota merného podzemného odtoku 7,87 $l.s^{-1}.km^{-2}$ a súčasťou podzemného odtoku bolo 60,5 % z celkového odtoku (13,0 $l.s^{-1}$ km^{-2}).

6. Hydrogeologická štruktúra Galmusu

Tvorí oblasť vápencov a dolomitov triasu medzi Chrasťou nad Hornádom, Olcnavou, Bielou skalou a Poráčom a má rozlohu 32,7 km^2. Karbonáty vytvárajú dosku, ktorá je uklonená a ktorej hrúbka zároveň klesá v smere na S. Pohorie Galmus podobne ako Slovenský raj leží v zrážkovom tieni a efektívne zrážky sú nízke. Karbonáty sú zakolmatované a relatívne priepustnejšia je ich vrchná časť. Štruktúra je odvodňovaná prameňmi, respektíve priamo do prítokov Hornádu a v z. časti pravdepodobne popod paleogénne súvrstvia dotuje hydrogeologickú štruktúru Rudnian. V suchom období namerali Kullman et al. (1985) celkový merný odtok z tejto štruktúry 4,2 $l.s^{-1}.km^{-2}$. Scherer et al. (1999) pre uvedenú štruktúru predpokladajú merný podzemný odtok cca 5 $l.s^{-1}.km^{-2}$. Z toho vyplýva, *že množstvo podzemnej vody, ktoré môže skryto prestupovať do Hornádu, je minimálne* a nie je schopné sústredenia. Najvýznamnejšie pramene sa nachádzajú v Svätojánskej doline, kde najväčší prameň je U Svätého Jána (5,35–42,9 $l.s^{-1}$). V Zlatníckej doline sa sledoval prameň Na lúke s výdatnosťou 0,69 až 30 $l.s^{-1}$. Kullman et al. (1985) pôvodne predpokladali významné prestupy podzemných vôd do Hornádu (100 až 200 $l.s^{-1}$). Preto na s. okraji štruktúry v rámci hydrogeologických prieskumných prác boli odvŕtané viaceré hydrogeologické vrty. Čerpacími skúškami sa väčšinou overila relatívne nízka výdatnosť hydrogeologických vrtov a predpoklad o prestupe podzemnej vody sa nepotvrdil. V najrozsiahlejšom prieskume, ktorý vykonali Cangár et al. (1990), sa v oblasti Galmusu overila spoločná výdatnosť 13 hydrogeologických vrtov 48 $l.s^{-1}$ (0,2–10,4 $l.s^{-1}$), pričom časť podzemnej vody mala pôvod v bazálnom paleogéne.

7. Hydrogeologická štruktúra Poráčskej doliny

Hydrogeologická štruktúra má plochu 9,7 km^2 a tvorí oblasť karbonátov medzi Zbojským stolom, Poráčom a Matisovcom s. od Poráčskeho jarku a oblasť karbonátov medzi Golúvkou a Skalou j. od Poráčskeho jarku. Karbonáty tejto hydrogeologickej štruktúry sú značne skrasovatené a prietok potoka Poráčsky jarok je nevyrovnaný. Schopnosť sústredenia podzemnej vody je výraznejšia. Povrchový odtok je nízky a väčšinu podzemnej vody odvodňujú pramene. Poráčska dolina drénuje uvedenú hydrogeologická štruktúru a nachádzajú sa tu významné pramene s výdatnosťou 0,99–42,0 $l.s^{-1}$ (Poráč 1) a 1,82–42,9 $l.s^{-1}$ (Poráč 2).

8. Hydrogeologická štruktúra Rudnian

Štruktúra ma rozlohu 4,3 km^2 a tvorí ju oblasť karbonátov medzi Rudňanmi a Olšou. Odvodňovaná je prameňmi a prestupom do Rudnianskeho potoka. Najvýznamnejšie pramene sú Olšo v areáli úpravne rúd s priemernou výdatnosťou

12,7 $l.s^{-1}$ a prameň Pod buče s priemernou výdatnosťou 7,91 $l.s^{-1}$ (0,45–85 $l.s^{-1}$). V blízkosti prameňa Pod buče bol odvŕtaný vrt RHV-16, ale overená výdatnosť bola len 3 $l.s^{-1}$ (Bajtoš, 1993). Menšie pramene sa nachádzajú ešte pod odkaliskom Markušovce a v Markušovskej doline. Banský prekop z jamy Západ do úpravne rúd má v suchom období výdatnosť 2,0 až 2,2 $l.s^{-1}$. Štruktúra je tektonicky porušená, pukliny sú otvorené, obeh podzemnej vody je hlbší a má priaznivejšie hydraulické vlastnosti ako galmuská štruktúra. Podľa Bajtoša (1993b) je štruktúra z východu dotovaná podzemnou vodou zo štruktúry Galmusu.

9. Hydrogeologická štruktúra trosiek karbonátov v doline Teplického Brusníka

Nachádza sa medzi Novoveskou Hutou a Tepličkou a je budovaná mezozoickými súvrstviami stratenského príkrovu, ktoré ležia na severogemeridnom perme. Mezozoikum pozostáva z nepriepustných spodnotriasových vrstiev, na ktorých sa nachádzajú nespojité erózne zvyšky (trosky, „klobúky") dolomitov a vápencov stredného triasu. Sumárna plocha karbonátov vystupujúcich na povrch je 3,86 km^2. Karbonáty netvoria súvislú plochu, čomu zodpovedá menšia výdatnosť a nestálosť prameňov. Relatívne najväčšie pramene sa nachádzajú v Tepličke nad Hornádom a v doline potoka Labanec pri Spišskej Novej Vsi. Podzemná voda z trosky karbonátov v hornej časti Teplického Brusníka je zdrénovaná do sadrovcovej bane v Novoveskej Hute.

10. Hydrogeologická štruktúra Dobšinského potoka federatskej skupiny

Štruktúra sa nachádza v údolí hornej časti Dobšinského potoka z. od Dobšinej a je zavrásnená medzi kryštalinikum veporika a staršie a mladšie paleozoikum gemerika. Pozostáva z relatívne nepriepustných súvrství spodného triasu a karbonátov stredného a vrchného triasu. Karbonáty vystupujú na povrchu územia na ploche 4,90 km^2. Z hydrogeologického hľadiska tektonicky podrvené karbonáty štruktúry pôsobia ako drén vo vzťahu k okolitým nepriepustným súvrstviam. Štruktúru odvodňujú dva významnejšie pramene západne od Vyšného hámra so spoločnou výdatnosťou 0,3 až 28,8 $l.s^{-1}$ (Biely, 1955).

11. Hydrogeologická štruktúra Veľkého boku v okolí Človečej hlavy

Karbonáty skupiny Veľkého boku v okolí Človečej hlavy odvodňuje skupina prameňov na Hranovnickom plese so sumárnou priemernou výdatnosťou 51,54 $l.s^{-1}$ (9,72–850 $l.s^{-1}$). Infiltrovaná voda zostupuje do väčšej hĺbky, kde sa formujú jej fyzikálno-chemické vlastnosti (zvýšená teplota 19,8–20,5 °C,

mineralizácia cca 1 $g.l^{-1}$ a obsah voľného CO_2). Na povrch vystupuje na kontakte s permskými bridlicami ipoltickej skupiny (Hanzel et al., 1975). V oblasti prameniska Hranovnického plesa prebieha najväčšia súčasná tvorba travertínov na Slovensku. V okolí Hranovnického plesa boli odvŕtané viaceré hydrogeologické vrty, ale ich výdatnosť sa pohybovala maximálne do 10 $l.s^{-1}$ (Kvašňáková, 1992). Na S smerom do potoka Bystrá štruktúru karbonátov na styku s keuperom odvodňuje prameň Bystrá s výdatnosťou 19,6 až 31,7 $l.s^{-1}$.

Základným procesom formovania podzemných vôd karbonátových hydrogeologických štruktúr je rozpúšťanie, čo podmieňuje výrazný Ca–Mg–HCO_3 typ chemizmu s celkovou mineralizáciou 300 až 600 $mg.l^{-1}$. S hĺbkou a dĺžkou obehu sa mineralizácia zvyšuje. V lokalitách, kde sa dlhodobo realizovali banské práce, respektíve spracovanie rúd a kovov, kvalitu podzemných vôd negatívne ovplyvňujú spracúvané kovy a vedľajšie produkty ich spracúvania (napr. prameň Olšo pri Rudňanoch). Chemizmus slabo priepustných súvrství mezozoika sa podobá na podzemné vody z kryštalinika. Prítomnosť sadrovca v spodnom triase môže ovplyvňovať chemizmus karbonátov zvýšeným až vysokým obsahom síranov. Z vodohospodárskeho hľadiska karbonáty mezozoika predstavujú významné zdroje podzemnej vody na zásobovanie pitnou vodou.

Hydrogeologický celok paleogénu podtatranskej skupiny

Celok je budovaný hlavne hutianskym (najmä ílovce) a borovským súvrstvím (pieskovce, zlepence) paleogénu. Hlavný smer prúdenia je k eróznej báze, ktorú tvorí Hornád. V prirodzených piezometrických podmienkach nemôže dochádzať k prestupu podzemnej vody z mezozoických regiónov j. od Hornádu smerom do vnútornej časti kotliny s. od Hornádu (Jetel et al., 1990). Hlavným kolektorom podzemnej vody je pripovrchová zóna do hĺbky 20–50 m s puklinovou priepustnosťou. Priemerná priepustnosť klesá s hĺbkou a priepustnejšie anomálie sú viazané na zóny tektonického porušenia. Jetel et al. (1990) uvádzajú, že nie je možné uplatňovať tradičnú predstavu, že pieskovce majú priaznivejšie hydraulické vlastnosti ako ílovce. Výdatnosť prameňov v hodnotenom celku je nízka, väčšinou sa pohybuje pod 0,6 $l.s^{-1}$. Na základe regionálneho hodnotenia Hornádskej kotliny uvedený autor uvádza pomerne vysoký aritmetický priemer hodnoty indexu prietočnosti pre borovské súvrstvie Y = 5,23 (odhad $T = 3{,}10^{-4}$ $m^2.s^{-1}$), ako aj pre hutianske súvrstvie Y = 5,05 (odhad $T = 1{,}8.10^{-4}$ $m^2.s^{-1}$), ale variabilita prietočnosti je väčšia. Strednú hodnotu merného podzemného odtoku pre Hornádsku kotlinu 1,41 $l.s^{-1}.km^{-2}$ uvádza Jetel (1990). Borovské súvrstvie budované karbonatickými zlepencami má ešte priaznivejšie hydraulické vlastnosti a spolu s karbonátmi mezozoika vytvára spoločné hydraulicky jednotné hydrogeologické štruktúry. Chemizmus podzemnej vody v pripovrchovej zóne má prevažne Ca–HCO_3 charakter so strednou hodnotou mineralizácie 0,48–0,88 $g.l^{-1}$. Z hľadiska veľkosti

prietočnosti môže zvodnenec borovského súvrstvia poskytnúť zdroj podzemnej vody na miestne zásobovanie, hutianske súvrstvie sa môže využiť len na menšie odbery.

Hydrogeologický celok kvartérnych sedimentov

Kvartérne sedimenty sú zastúpené proluviálnymi, fluviálnymi, proluviálno-fluviálnymi a deluviálnymi sedimentmi. Z hydrologického hľadiska najväčší význam majú fluviálne štrkopiesky koryta, najmä Hornádu, ale aj deluviálne sedimenty s väčšou hrúbkou. V hornej časti toku Hornádu až po jeho prielom pri Hrabušiciach je prietočnosť dnovej štrkopiesčitej výplne veľmi nízka, s malou zvodnenou hrúbkou. V úseku Maše pri Smižanoch až po Markušovce má Hornád širšie údolie a hrúbka náplavov kolíše od 2,7 do 6 m. Výdatnosť vrtov dosahuje 0,7 až 7 $l.s^{-1}$ s koeficientom filtrácie od $2,4.10^{-2}$ do $3,43.10^{-5}$ $m.s^{-1}$. V úseku Markušovce – Olcnava je hrúbka náplavov opäť nižšia. Priaznivejšie vlastnosti majú náplavy v úseku od Olcnavy po ústie Olšavy, kde sa výdatnosť vrtov pohybuje od 1,3 do 6,0 $l.s^{-1}$ a koeficient filtrácie je $7,31.10^{-4}$ –$1,45.10^{-4}$ $m.s^{-1}$. V úseku po Krompachy je údolná niva užšia a výdatnosť vrtov je od 0,5 do 4,5 m a koeficient filtrácie $7,31.10^{-4}$–$1,45.10^{-4}$ $m.s^{-1}$ (Hanzel in Bajaník et al., 1983). Horný tok Hnilca, ako aj iné prítoky Hornádu majú vyvinuté riečne náplavy malej hrúbky a z hľadiska vodárenského využitia majú malý význam. Chemizmus podzemnej vody kvartérnych sedimentov je podmienený litologickým zložením materskej horniny, dĺžkou obehu, miešaním vôd a sekundárnym znečistením. Chemické zloženie podzemných vôd proluviálnych, deluviálnych a terasových sedimentov a fluviálnych náplavov vrchných častí potokov kopíruje zloženie podzemných vôd príslušných horninových celkov. Mineralizácia podzemnej vody viazanej na kvartérne zeminy má vysokú variabilitu. Sekundárne znečistenie podzemnej vody kvartéru je najvyššie v blízkosti mestských aglomerácií a v miestach s banskou činnosťou. Mimo obcí spôsobuje sekundárne znečistenie aj poľnohospodárska činnosť. Z hľadiska vodohospodárskeho využitia mali v minulosti väčší význam podzemné vody náplavov Hornádu. Dnes je ich využitie obmedzené častým znečistením. Podzemná voda viazaná na kvartérne sedimenty je ľahko zraniteľná a jej kvalita je často znehodnotená.

Banské vody

V mapovanom území sa nachádza viac významných rudných polí, kde počas viacerých storočí sa intenzívne realizovali ťažobné banské práce. V historických dobách sa exploatácia uskutočňovala prevažne v blízkosti povrchu, respektíve štôlňami s menším dosahom. Najhlbšie a s najväčším regionálnym vplyvom boli banské práce realizované v tomto storočí. Vznikli štôlne, ktoré gravitačne

odvodňujú rozsiahle územie, a šachty, z ktorých sa čerpali banské vody z hĺbky väčšej ako erózna báza. V poslednom období nastal prudký úpadok baníctva a banské diela pod eróznou bázou sú zväčša zatopené. Prítomnosť banských prác výrazne ovplyvnila obeh i režim podzemných vôd a miestami v dôsledku zmien geomorfológie je zmenená aj hydrografická sieť. Rozvoľnenie povrchovej zóny spôsobuje priaznivejšie podmienky na infiltráciu a akumuláciu a výskyt štôlní ovplyvňuje schopnosť sústredenejšieho odvodnenia. Výtoky banských vôd, resp. aj časť povrchových tokov často sekundárne opäť infiltrujú do horninového prostredia. Banské vody výrazne reagujú na zrážkové úhrny a obeh i režim podzemnej vody v prostredí výrazne ovplyvnenom banskou činnosťou môže nadobudnúť miestami až pseudokrasový charakter. V hodnotenom území sa nachádzajú rudné polia Novoveská Huta – Hanisková, Gretla – Roztoky – Bindt, Nálepkovo – Čierna hora – Hnilec, Rudňany – Poráč, časť poľa Slovinky – Gelnica a pole Dobšiná – Mlynky.

V Novoveskej Hute trvalo odčerpávanie jamy č. 3 od roku 1960 do roka 1991 s priemernou výdatnosťou 23,7 $l.s^{-1}$ (9,5–40 $l.s^{-1}$). Výtoky zo štôlní boli zachované aj počas tohto čerpania. V roku 1997 hladina banských vôd dosiahla úroveň terénu a výtoky zo štôlní sa zvýšili. V rokoch 1995–1998 sa nepravidelne merali výtoky zo štôlne č. 35 s priemernou výdatnosťou 2,5 $l.s^{-1}$ (1,68–3,3 $l.s^{-1}$), zo štôlne č. 2 s priemernou výdatnosťou 2,3 $l.s^{-1}$ (1,75–2,9 $l.s^{-1}$), z Vodnej štôlne (od šachty Johanis) s priemernou výdatnosťou 5,1 $l.s^{-1}$ (2,5–7,3 $l.s^{-1}$). Ložisko sadrovca v Novoveskej Hute je otvorené úpadnicou a v rokoch 1979–1984 sa čerpalo 4,3–7,1 $l.s^{-1}$ vody, po postupe ťažby v roku 1992 bola priemerná výdatnosť už 15,85 $l.s^{-1}$. Rudný revír Gretla a sčasti aj Ráztoky sú odvodňované v doline Teplického Brusníka dedičnou Novou štôlňou s priemernou výdatnosťou 4,42 $l.s^{-1}$ (7,61–12,61 $l.s^{-1}$). V údolí potoka Ráztoka má štôlňa Ernest výdatnosť 2,95 $l.s^{-1}$ (0,56–11,66 $l.s^{-1}$). Hrubú žilu odvodňuje „bezmenná" štôlňa s výdatnosťou 1,68 $l.s^{-1}$ (0,43–3 $l.s^{-1}$). Bindtský revír je odvodňovaný najmä dedičnou štôlňou František s výdatnosťou 7,88 $l.s^{-1}$ (5,94–10,6 $l.s^{-1}$). Hnilecký revír je odvodňovaný najmä štôlňou Ferdinand s výdatnosťou 7,58 $l.s^{-1}$ (3,42–17,86 $l.s^{-1}$). Juhozápadne od Čiernohorských kúpeľov má najväčšiu výdatnosť štôlňa využívaná ako zdroj pitnej vody pre kúpele s jednorazovým meraním 3,5 $l.s^{-1}$ (Malík et al., 1990). V nálepkovskom revíre v rokoch 1956–1957 najväčšiu výdatnosť dosahovala štôlňa Gustáv (3–4,5 $l.s^{-1}$) a v roku 1989 uvedené banské vody zachytil hydrogeologický vrt HGN-1 (Záhorová, 1990). Štôlňa Dolná Xantipa v blízkosti Nálepkova dosahuje výdatnosť od 0,7 do 2,0 $l.s^{-1}$. Z gemeridných granitov v lokalite Hnilec – Medvedí potok zo štôlne č. 2 vyteká priemerne 12 $l.s^{-1}$ banských vôd. Rudné pole Rudňany – Poráč bolo drénované čerpaním z jamy Mier, kde sa v rokoch 1986–1992 pozorovala priemerná výdatnosť 24,2 $l.s^{-1}$ (8,7–84,8 $l.s^{-1}$). V roku 1992 sa začalo zatápanie a v súčas-

nosti pretrváva čerpanie len po úroveň XIX. horizontu. Z jamy Mier sa voda odvádza štôlňou Rochus pod odkalisko Markušovce. Rudné pole Slovinky je drénované dedičnou štôlňou Alžbeta v Dolných Slovinkách a v roku 1985 výdatnosť dosahovala 18,81 $l.s^{-1}$ (7,72–47,66 $l.s^{-1}$). Do roku 1993 sa čerpalo aj z jamy Emil II 2,9 $l.s^{-1}$ (1,9–5,4 $l.s^{-1}$) do štôlne Alžbeta a z jamy Dorota čerpaním na povrch. Štôlňa Alžbeta drénuje banské vody až po jamu Katarína pri Gelnici. Kvantitatívne charakteristiky banských vôd sú prebrané väčšinou od Bajtoša in Scherer et al. (1999). V rudnom poli Dobšiná jednorazovým meraním (29. 10. 1996) bola dokumentovaná výdatnosť z Dobšinskej dedičnej štôlne 5 $l.s^{-1}$, zo štôlne Karol 3,5 $l.s^{-1}$ a výtok spod haldy štôlne Samueli mal výdatnosť 3. $l.s^{-1}$ (Bajtoš, osobná informácia, 1999).

V dôsledku realizácie banských diel sa menia hydrochemické vlastnosti podzemných vôd. V banských dobývkach sa vytvárajú oxidačné podmienky hlboko pod povrchom. Pôvodný chemizmus silikátogénnych podzemných vôd je v banských priestoroch metamorfovaný oxidáciou sulfidov a rozpúšťaním karbonátov žilnej výplne, v miestach výskytu evaporitov rozpúšťaním sadrovca alebo anhydritu. Podzemná voda sa obohacuje o ťažké kovy, prípadne v miestach výskytu uránovej mineralizácie nadobúdajú podzemné vody anomálnu koncentráciu uránu a rádia (Novoveská Huta). V hlavných črtách možno chemizmus banských vôd rudných ložísk charakterizovať tak, že v podmienkach plytkého obehu zrážkových vôd v silikátových horninách sa pri hydrolytickom rozklade živcov, hlavne tmavých minerálov, formuje výrazný kalciovo-magnéziovo--bikarbonátový typ chemizmu s nízkou mineralizáciou a prítomnosťou agresívneho CO_2. V podmienkach oxidácie sulfidickej síry sa tento typ rôzne výrazne posúva smerom ku kalciovo-magnéziovo-sulfátovému typu (Cicmanová et al., 1999). Chemizmus aj mineralizácia banských vôd sú premenlivé a závisia od konkrétnych podmienok ložiska a času od skončenia ťažby. Banské vody premývajú horninové prostredie dobývok a časom sa ich chemizmus môže upraviť tak, že po stránke chemického zloženia vyhovujú pitnej norme a vodárensky sa využívajú (napr. štôlňa František v Markušovskej doline, štôlňa Gustáv pri Nálepkove).

Minerálne a geotermálne vody

Hodnotené územie, okrem Hornádskej kotliny, je chudobné na výskyt minerálnych vôd. Podľa Krahulca et al. (1978) v Zadnej doline sa vyskytuje minerálny prameň Bindt (Hnilčík) s výdatnosťou 0,7 $l.s^{-1}$, mineralizáciou 2,25 $g.l^{-1}$ a vysokým obsahom síranov, až 1,363 $g.l^{-1}$. V Telgárte sú v dedine tri vývery hydrouhličitanovo-síranovej, vápenato-horečnatej minerálky s obsahom CO_2. Mineralizácia sa pohybuje od 2,26 do 2,99 $g.l^{-1}$ a ich výdatnosť je nepatrná.

Minerálne vody v Hornádskej kotline sú sústredené prevažne na pruh územia v smere V–Z, ktoré sa zhoduje s priebehom tektonického obmedzenia vikartovsko-klčovsko-baldovskej elevácie podložia. Málo významné minerálne vody sa vyskytujú v blízkosti Vydrníka, Spišského Štvrtka, Spišského Hrhova a Klčova. Smerom na V pokračujú výskyty minerálnych vôd v okolí Baldoviec a Sivej Brady. V Baldovciach sa nachádza plniareň minerálnych vôd, ktorá využívala zdroje z troch záchytných vrtov a jednej plytkej sondy (Krahulec et. al., 1978). Celková výdatnosť týchto zdrojov je 3,15 $l.s^{-1}$ pri celkovej mineralizácií 3,49–7,49 $g.l^{-1}$ a obsahu CO_2 20,6–2,98 $g.l^{-1}$. Najvyššiu výdatnosť má vrt BV-1 (2,0 $l.s^{-1}$), ktorý odoberá vodu z hĺbky 23–28 m. Podľa STN 86 8000 voda z vrtu BV-1 je stredne mineralizovaná, hydrogénuhličitanová, vápenato-sodná, uhličitá, studená, hypotonická, s celkovou mineralizáciou 3,49 $g.l^{-1}$. V okolí Sivej Brady vyviera niekoľko menších minerálnych uhličitých vývervov s výdatnosťou 2,5–6,0 $l.min^{-1}$ a celkovou mineralizáciou 6,26–7,6 $g.l^{-1}$. Na severnom úpätí travertínového kopca Sivá Brada je situovaný hydrogeologický vrt B-2, ktorého voda sa využívala v miestnych kúpeľoch. Vrt B-2 je hlboký 135 m. Periodicky z neho eruptuje voda s celkovou mineralizáciou 7,92–8,45 $g.l^{-1}$ a výdatnosť pri erupcii dosahuje 0,5 $l.s^{-1}$. Ide o stredne mineralizovanú hydrogénuhličitanovo-síranovú vápenato-sodno-horečnatú uhličitú vodu so zvýšeným obsahom kyseliny kremičitej, studenú a hypotonickú (Jetel et al., 1990). Minerálne vody Baldoviec a Sivej Brady sú napájané po hlbokých otvorených zlomových pásmach v paleogéne Levočských vrchov. Tvoria sa a akumulujú v karbonátoch chočského a krížňanského príkrovu a vystupujú po zlomoch vo vyzdvihnutej vikartovsko-klčovsko-baldovskej kryhe (Haluška a Petrivaldský, 1993). Na styku kryštalinika Braniska s paleogénom Hornádskej kotliny významnejší zdroj minerálnej vody je prameň Anna v Slatvinej. Podľa Frankoviča et al. (1974) je voda tohto prameňa silikátogénna, s vplyvom miešania s paleogénnymi vodami sodno-hydrogénuhličitanového typu s výrazným zastúpením zložky Na–Cl. Je to voda slabo mineralizovaná, hydrogénuhličitanovo-chloridová, sodno-vápenato-horečnatá, hypotonická, studená, s celkovou mineralizáciou 3 355,4 $mg.l^{-1}$. V minulosti sa táto voda využívala ako stolová minerálna voda. Vo východnej časti Hornádskej kotliny sa vyskytujú menej významné minerálne vody v okolí Vojkoviec a Dúbravy.

V Hornádskej kotline v blízkosti Arnutoviec je odvŕtaný geotermálny vrt HKJ-4 s výdatnosťou 11,8 $l.s^{-1}$ a teplotou vody na prelive 31 °C (pri počve vrtu 37,4 °C). Voda pochádza z triasových dolomitických brekcií z hĺbky 489–1 133 m a je to voda nevýrazneho základného typu Ca–Mg–HCO_3 s mineralizáciou 1,37 $g.l^{-1}$. Vrt HKJ-4 pri Letanovciach poskytuje z toho istého kolektora v úseku 408–589 m preliv 8,3–11,6 $l.s^{-1}$ vody s teplotou 24,6 na ústí a s mineralizáciou 0,65 $g.l^{-1}$ výrazného Ca–Mg–HCO_3 typu (Jetel et al., 1990). V poslednom období bola snaha overiť vrtom výskyt geotermálnych vôd v blízkosti Danišoviec.

NERASTNÉ SUROVINY

Pestrej geologickej stavbe regiónu zodpovedá výskyt rudných aj nerudných surovín rôznych genetických typov. Najvýznamnejší je spišský rudný rajón. Známy je historickou ťažbou Cu-Fe-Hg-Sb-Ag rúd v Rudňanoch a Poráči, Cu rúd v Novoveskej Hute a Mlynkách či Mn rúd pri Poprade a Sn-W rúd pri Hnilci. Nerudné suroviny zastupuje baryt, azbest, anhydrit a sadrovec, zvlášť však stavebný kameň, v menšej miere tehliarske suroviny a kremeň. Nachádzajú sa tu aj zásoby rádioaktívnych surovín. Energetické suroviny sa v regióne nevyskytujú.

Rudné suroviny

Región bol v minulosti významným centrom rudného baníctva. V oxidačných zónach ložísk sa ťažila meď, železo a striebro. V súčasnosti je ťažba rudných surovín ukončená.

Najvýznamnejšia ložisková oblasť v severnom páse Spišsko-gemerského rudohoria je rudnianske ložisko, ťažené už v 13.–14. storočí. Počiatočná ťažba sa sústredila na limonit ako železnú rudu oxidačnej zóny. Neskôr sa získavali meď a striebro, koncom 17. storočia už aj ortuť. V 19. storočí sa začali ťažiť siderity ako železná ruda a tetraedrity ako ortuťová ruda. Donedávna bolo rudnianske ložisko najväčším producentom sideritu v republike spolu s produkciou barytu a sulfidického koncentrátu s obsahom Cu, Hg, Sb, Ag a Bi. Ďalšou významnou ložiskovou oblasťou v 17.–19. storočí bola Novoveská Huta, známa ťažbou železných a medených rúd. Tam sa okrem Fe a Cu získavalo aj Ag, Co a Sb. Ťažili sa hydrotermálne žily a impregnačné typy zrudnenia, tzv. meďnaté pieskovce, menej sadrovce. V Dobšinej sa ťažila Cu, Fe a Ag ruda, v 18. storočí pribudla ťažba niklovej a kobaltovej rudy. Zvlášť bohaté boli zemberské žily s priemerným obsahom Ni 10,5 % a Co 3,5 %. Koncom 19. storočia ťažba Ni-Co rúd zanikla a možnosť bohatšieho impregnačného a vtrúseninového Ni-Co zrudnenia sa neoverila ani novšími prieskumnými prácami (Koděra et al., 1990).

Cu rudy

V oblasti Novoveská Huta – Gretla – Roztoky na rudnom ťahu Novoveskej Huty sa nachádza rudné pole v katastri Spišskej Novej Vsi a Novoveskej Huty a pokračuje k Haniskovej až po hranicu s rudným poľom Mlynky – Biele Vody. Predstavuje najväčšiu akumuláciu Cu rudy ťaženej v minulosti na Slovensku. Rudné pole je lokalizované v strednej časti severogemeridnej synklinály tvorenej súvrstvím permu, spodného triasu a strednotriasových karbonátov. Vyskytujú sa

tu tri druhy surovín, a to Fe-dolomitovo-kremeňovo-sulfidické epigenetické žilné medené rudy, anhydrit a sadrovec ložiska Tolstein a uránové rudy. Fe-dolomitovo-kremeňovo-sulfidická mineralizácia má v rámci spišského rudného rajónu samostatné postavenie. Medené rudy sú viazané na sideritovo-barytovo-sulfidické a sideritovo-kremeňovo-sulfidické žilné štruktúry. Na kremeňovo-karbonátovo-sulfidických žilách v rudnom poli Novoveskej Huty hlavnú rudnú výplň tvorí chalkopyrit, pyrit, hematit, siderit a baryt. Háber (1975) na týchto žilách identifikoval 37 minerálov. Bilančné zásoby predstavujú takmer 5 mil. t, prognózne zdroje sú okolo 12 mil. t.

Ložisko Novoveská Huta – Hanisková je najsevernejšie z troch žilných pásiem žilného ťahu Novoveskej Huty. Rudné teleso má žilníkový vývoj. Žily a žilky v hydrotermálne premenenom pásme s hrúbkou až 65 m majú nepravidelný vývoj. Hĺbkový dosah je 430 m. Hrúbka ložiska je 0,3–2,4 m, priemerná hrúbka je 1,24 m. Obsah Cu je 0,1–4,3 %, priemerný obsah je 0,80 %. Nebilančné zásoby predstavujú 457 kt. Mineralizácia je ankeritovo-kremeňovo-chalkopyritová, prevládajúci minerál je ankerit. Ložisko je opustené (Antonická, 1996c).

Na ložisku Novoveská Huta – Pieskovce sa v rudonosnej polohe s hrúbkou 0,9–4,5 m vyskytujú dva typy mineralizácií – syngenetická sulfidická s minerálnou asociáciou tennantit, chalkopyrit, rýdza Cu a metamorfno-hydrotermálna žilná mineralizácia tvoriaca ložné a pravé kremeňovo-sulfidické žily s obsahom Cu 0,4–3,64 % a priemerným obsahom Cu 1,55 %. Voľné zásoby sú 39 kt. Ložisko vystupuje na povrch a nie je otvorené (Antonická, 1996c).

Ložisko Novoveská Huta – Viničiar so zložitou geologicko-tektonickou stavbou tvorí množstvo žíl a žilníkov šošovkovitého vývoja s hrúbkou od 0,4 do 2,3 m s priemernou hrúbkou 1,34 m. Je dostupné z povrchu. Minerálnu asociáciu tvorí kremeň, ankerit a sulfidy. Zo sulfidov má najväčšie zastúpenie pyrit, menej chalkopyrit, tetraedrit a kobaltín. Obsah Cu je 0,6–2,28 %, Fe 8,2–11,3 %, As 0,01–0,03 % a kremeňa 16,59–51,56 %. Nebilančné zásoby sú 147 kt (Antonická, 1996c). Ložisko nie je otvorené.

Ložisko Cu rúd Spišská Nová Ves – Novoveská Huta je monominerálne, s jediným ložiskovým minerálom – chalkopyritom. Zrudnenie je viazané na kremeňovo-dolomitovo-sulfidické žily a žilníky. Obsah Cu je 0–18,5 %, priemerný obsah je 1,09 %. Obsah Ag je 0–70 g/t, Sn 10g/t, Mo 8–50 g/t, Se 132,7 g/t, Cd, In a Ge sú prítomné v stopových množstvách. Voľné zásoby predstavujú 7 243 kt (Antonická, 1996c). Ložisko je opustené.

Cu-Fe ložisko Spišská Nová Ves – Mlynky – Cecília vyvinuté v mlynčianskom karbóne tvoria tri nesúvislé žilné ťahy. Hrúbka žíl sa pohybuje od 1,0 do 11,0 m. Hĺbkový dosah je 200 m. Prevládajúcimi minerálmi sú kremeň a siderit, sulfidy zastupuje chalkopyrit. Obsah Cu je 0,487–0,694 % a Fe 24,36 až 24,78 %. Nebilančné zásoby sú 1 075 kt. Ložisko nebolo otvorené (Antonická,

1996c). Pri Stratenej vo vulkanosedimentárnom súvrství vystupuje roj žíl s pyritom, chalkopyritom a arzenopyritom.

Gretliansky žilný ťah leží medzi rudným ťahom Novoveskej Huty a rudnianskym rudným ťahom a má znaky obidvoch susedných ťahov. V západnej časti ložiska v údolí Železného potoka má kremeňovo-ankeritovo-sulfidickú mineralizáciu, podobnú rudnému ťahu Novoveskej Huty. Smerom na V od Gretly sa mineralizácia mení od ankeritovo-kremeňovo-sideritovej cez sideritovo-kremeňovo-sulfidickú po sideritovo-barytovo-sulfidickú, podobnú mineralizácii rudnianskeho rudného ťahu.

Rudný revír Roztoky a Bindt so žilami Jupiter, Matens, Gezwäng, Weiser, Rinner, Glänzen, Široká a Hrubá svojou mineralizáciou aj štruktúrnou pozíciou sú podobné žilám rudnianskeho rudného ťahu.

Na ložisku Spišská Nová Ves – Gezwäng, súčasti roztocko-gretlianskeho rudného poľa, je vyvinutá hydrotermálna epigenetická sideritovo-kalcitovo-ankeritovo-sulfidická žila, na východe sa spájajúca so žilou Weiser. Jej priemerná hrúbka je 1,0 m, maximálna 3,0 m. Na ložisku je vyvinutá vertikálna zonálnosť. Pripovrchové časti tvorí siderit, kremeň, ankerit, (kalcit) a sulfidy. Prikoreňovú časť žily tvorí kremeňovo-kalcitovo(ankeritovo)-sulfidická mineralizácia. Hlavnou úžitkovou zložkou je medená ruda (chalkopyrit), vedľajšou strieborná. Priemerný obsah rúd je takýto: Cu 0,59–1,98 %, Fe 9,44–10,06 %, As 0,017 %, Mn 0,15–0,18 %, Hg 0,001 %, Sb 0,004–0,008 %, Ag 3,2–4,1g/t a SiO_2 53,44–58,13 %. Voľné zásoby Cu rudy spolu sú 60 kt. Ložisko sa neťaží (Antonická, 1996c).

Na ložisku Poráč – Zlatník kalcitová žila v prostredí amfibolitov, pararúl a v bazálnych členoch vestfálu je žilná kremeňovo-ankeritovo-Cu výplň s chalkopyritom. Na neperspektívnom ložisku je 247 kt voľných zásob (Antonická, 1996c).

Rudné žily na ložisku Slovinky patria k severnému ložiskovému pásmu. Otvorené bolo slovinskou Hrubou žilou, ktorej vertikálny dosah je 600 m, priemerná hrúbka 2,5 m. Vyvinutá je na styku porfyroidov a fylitov gelnickej skupiny, resp. vystupuje v porfyroidoch. V jej nadloží je vyvinutá Stredná Dorotejská žila kremitého typu. Pokračovaním slovinskej Hrubej žily je gelnická žila kremeňovo-sulfidického typu. Žila S je nadložným odžilkom Hrubej žily s dosahom do 400 m a priemernou hrúbkou 2 m. Hlavné úžitkové minerály ložiska sú chalkopyrit, tetraedrit, arzenopyrit, pyrit a siderit. Hrubá žila má priemerný obsah Cu 0,792 %. Voľné bilančné zásoby spolu sú 5 462 kt, nebilančné 6 163 kt, viazané bilančné 301 kt a viazané nebilančné 76 kt. Ťažba je občasná. V západnom pokračovaní slovinskej Hrubej žily prevažuje v žilníku tetraedrit nad chalkopyritom, v sulfidoch sa zvyšuje obsah Ag a Au. Smerom k Poráču sa ponára pod karbonáty Galmusu. Overené je pokračovanie žilníka cez Lacemberskú dolinu k Švedláru (Antonická, 1996c).

Komplexné Cu-Fe-Hg-Sb-Ag rudy

Rudniansky rudný ťah metamorfno-hydrotermálnych barytovo-sideritovo--sulfidických žíl prebieha od Dobšinej cez Mlynky, Roztoky, Bindt – Rudňany, Galmus, Klippberg, Žakarovce po Mačací vrch a južne od Jakloviec postupne zaniká. Zrudnenie je vyvinuté v deformovaných a metamorfovaných vulkanosedimentárnych komplexoch mladšieho paleozoika dobšinskej skupiny v zóne tektonického prešmyku smeru V–Z. Ložisko má kupolovitú stavbu. Zrudnenie je vyvinuté na veľkých diskontinuitných systémoch, prešmykových líniách a menších sperených puklinách. Dovrchu sa vykliňuje v bazálnom súvrství vrchného permu a do hĺbky zaniká vo vrchných členoch rakoveckej skupiny. Smerom od Roztôk sa hlavná štruktúra rozdeľuje na tri vetvy. V oblasti Rudnian sú od seba vzdialené 450–500 m. Smerom na východ v oblasti Klippbergu sa vetvy znova spájajú do jednej štruktúry.

Z hľadiska akumulácie rúd je najvýznamnejšia ložisková oblasť Rudňany – Poráč – Galmus zaberajúca plochu 60 km^2 v katastri obcí Rudňany, Poráč, Matejovce nad Hornádom a Vítkovce nad Hornádom. Okrem hlavných žíl je vyvinuté množstvo drobných žíl a výskytov prebiehajúcich až do Poráčskej doliny.

Rudnianske ložisko tvoria žily Droždiak, Podložná žila Droždiak, I. a II. žila. Metamorfno-hydrotermálne žily sú sideritovo-barytovo-sulfidického typu. Mineralizácia polycyklického charakteru má niekoľko mineralizačných etáp. Primárna zonálnosť rudných žíl má polyascendentný charakter. Zóna okolorudných premien je mocná niekoľko metrov. Najvýznamnejšia je žila Droždiak. Je zložená z viacerých paralelných žíl. Tvorí mierne oblúkovité teleso dlhé cca 7 km. Jej hrúbka dosahuje do 40 m. I. a II. žila sú nepriamym hĺbkovým pokračovaním žily Droždiak. Ich mocnosť dosahuje 1,8–13,8 m a 1,0–7,0 m. Žily sú často posunuté priečnymi poruchami. Minerálnu výplň rudnianskych žíl tvorí siderit s premenlivým množstvom sulfidov a barytu, ktorý je prítomný vo vrchných častiach ložiska. Ostatné úžitkové zložky sú meď, antimón, striebro a ortuť. Ťažba na ložisku je zastavená (Antonická, 1996c).

Kategórie zásob a priemerný obsah úžitkových zložiek v %

	Zásoby kt	Fe_2O_3	$BaSO_4$	Hg	Cu	Mn
I. a II. žila	Z1: 4 467	30,68 %	0,85 %	0,014	0,16	1,56
nadl. a podlož. žila Droždiak, I. a II. žila	Z2: 310	27,72	0,55	0,003	0,17	1,32
nadl. a podl. Žila Droždiak	Z1: 563	35,13	1,64	0,014	0,16	1,80

Žily ložiska Rudňany – Zapálenica ležiace južne od žily Droždiak patria k hydrotermálnym žilným ložiskám barytovo-sideritovo-kremeňovo-sulfidického typu s okoložilným premeneným pásmom. Zrudnenie je viacetapové, s výraznými prejavmi metasomatózy. Priemerná hrúbka žily je 1,3 m, smerná dĺžka asi 120 m. Žila Zapálenica, podložná I, s barytovo-sideritovým zrudnením má stálu mocnosť 0,5 m a smernú dĺžku cca 370 m. V jej podloží je žila Zapálenica, podložná II, s hrúbkou 0,4–0,7 m. Úklon žíl je variabilný, od 20 do 70°. V pripovrchových úrovniach je prítomné väčšie množstvo barytu, do hĺbky sa jeho obsah znižuje na úkor sideritu a sulfidov. Priemerné chemické zloženie žily Zapálenica zo vzoriek z povrchových rýh je takéto: Fe 13,98 %, $BaSO_4$ 64,24 %, SiO_2 6,46 %, Hg – stopy. Nebilančné zásoby sú 72 kt. Ložisko sa neťaží a je neperspektívne (Antonická, 1996c).

Žila Rudňany – Jakub a v nadloží vyvinutá žila Rudňany – Matej sú žily rovnakého pôvodu a typu ako predchádzajúce žily so sideritovo-sulfidickou mineralizáciou. Na žile Jakub je hlavným minerálom siderit, menej sa vyskytuje kremeň, chalkopyrit a hematit, zriedkavý je ankerit, turmalín, pyrit, magnetit, arzenopyrit, bornit a galenit. Okolité horniny sú premenené. Zo sulfidov je najviac zastúpený chalkopyrit, ktorý je hlavným nositeľom Cu. V pripovrchových polohách pribúda baryt s premenlivým množstvom sulfidov. Zo sprievodných surovín sa v tomto území navŕtali polohy evaporitov a polohy so zvýšenými prejavmi uránovej mineralizácie. Nebilančné zásoby na žile Jakub sú 16 334 kt, na žile Matej 5 458 kt. Ložiská sa neťažia a sú neperspektívne (Antonická, 1996c).

V katastri obce Poráč sa nachádza ložisko Poráč – Zlatník. Spolu s ložiskom Rudňany patrí k najvýznamnejším ložiskám sideritu s významným podielom barytu, tetraedritu, chalkopyritu, pyritu a rumelky. Tvoria ho žilné telesá žila Zlatník, Severná žila, odžilok Severnej žily a Priečne žily I, II a III. Metamorfno-hydrotermálne žily sideritovo-barytovo-sulfidického typu sú výsledkom viacetapových mineralizačných procesov a mineralizačných periód. Okolorudné premeny dosahujú niekoľko metrov. Žila Zlatník má hrúbku 0,6–15 m, priemernú hrúbku 3 m, hĺbkový dosah asi 750 m. Severná žila s priemernou hrúbkou 4 m má hĺbkový dosah asi 600 m. Odžilok Severnej žily má priemernú hrúbku 4,1 m, smernú dĺžku 600 m. Priečne žily – I., II. a III. – s priemernou hrúbkou 2,1 m majú smernú dĺžku 80–300 m. Hlavnú minerálnu výplň tvorí siderit, zastúpenie sulfidov je premenlivé, baryt je prítomný vo vrchných častiach ložiska. Siderit obsahuje malé množstvo Mn, Ca, Si a Al, baryt prímes Sr, Ca, Pb a stopy Ra. Nebilančné zásoby sú 15 160 kt. Ťažba na ložisku je zastavená (Antonická, 1996c).

Gretliansky rudný ťah s ankeritovo-sideritovo-kremeňovo-sulfidickými žilami vystupuje v prostredí hornín mladšieho paleozoika na výraznom vrásovom prešmyku severnej vergencie s úklonom 50–75°. Zrudnenie dovrchu zasahuje do spodného triasu a v hĺbke sa vykliňuje v spodných vrstvách vrchného karbónu. Rudný ťah smeruje od Dobšinskej Maše cez Biele Vody, Kráľov vrch, Viničiar,

Kategórie zásob a priemerný obsah úžitkových zložiek

	Zásoby kt	Fe_2O_3 %	$BaSO_4$ %	Hg %	Cu %	Mn %
Zlatník, Severná, Odžilok Severnej, Priečna II	nebil. voľné Z1: 7 792	30,96	1,34	0,003	0,19	1,61
Zlatník, Severná, Odžilok Severnej, Priečna I a III	nebil. voľné Z2: 7 317	30,72	1,34	0,017	0,33	1,55
Zlatník	nebil. viaz. Z1: 73	35,68	0,21	0,002	0,07	1,12

údolie Železného potoka, Suchú horu, Gretlu, Altenberg, južne od Matejoviec, Záhuru, Jaklovce, Branisko a pri Veľkom Folkmari sa vykliňuje. Od Altenbergu po Krompachy je prekrytý komplexom spodnotriasových karbonátov Galmusu, čiastočne aj bazálnym súvrstvím paleogénu.

V rudnom poli Mlynky – Biele Vody je vyvinutá metasomatická sideritovo-ankeritová mineralizácia, hydrotermálna žilná sideritovo-sulfidická mineralizácia so žilami Filip, Mária a Cecília a ankeritovo-kremeňovo-chalkopyritová mineralizácia Viničiar. Je viazaná na komplexy hornín rakoveckej skupiny, spodné časti súvrstvia dobšinskej skupiny a polohy permu krompašskej skupiny gemerika. Metasomatickú sideritovo-ankeritovú mineralizáciu tvoria dve rudné šošovky – Zuzana a Leopold, v ktorých sideritová poloha dosahuje 3–20 m.

Ložisko Viničiar siaha od Dobšinskej priehrady cez severné svahy Viničiara až do sedla Veľkého Muráňa. Hydrotermálna žila s kremeňovo-ankeritovo-sulfidickou mineralizáciou je vyvinutá na vrásovo-prešmykovej štruktúre v bazálnych zlepencoch permu. Okolie žily tvorí hydrotermálne premenené pásmo s hrúbkou 1–10 m. Hrúbka žily dosahuje 0,5–2,2 m, v priemere 1,0 m. Minerálnu výplň žily tvorí ankerit, kremeň, chalkopyrit, pyrit, menej tetraedrit, lokálne je prítomný turmalín, spekularit, galenit, vzácne bornit a enargit. Žila sa ťažila do konca minulého storočia, potom ťažba postupne zanikala.

V okolí Čuntavy-Samuela z. od Dobšinej sú na hranici obalového mezozoika (spodný trias) a kryštalinika veporika polohy brekcií a zlepencov, na ktoré sú viazané žilky barytovo-sideritovej mineralizácie s rumelkou. Žilník dosahuje hrúbku do 30 m. V oblasti Dobšinej sa vyskytujú viaceré hydrotermálne metasomatické aj žilné asociácie, ktoré sa v minulosti ťažili. Na lokalite Zinopelkamm sa ťažila ortuť. V oblasti Friedwaldu a Jeleniarky sa ťažil pyrit a Pb-Zn rudy, v Dolnom Včelinci arzénová ruda (Koděra et al., 1990).

V oblasti Novoveská – Gretla – Roztoky je rudné pole Novoveská Huta – Hanisková a Gretla – Roztoky. Na V od Gretly má mineralizácia charakter ako

v rudnianskom rudnom ťahu. Rudný ťah je vyvinutý na prešmykoch a poklesoch v ramenách hlboko zakorenených prevrátených vrás. Od Skalky po Záhuru pri Krompachoch je prekrytý triasovými a paleogénnymi horninami. Žily a žilníky sú vyvinuté v prostredí vrchného permu. Tvoria pásmo široké 150–300 m. Rudné pole Gretla – Roztoky – Bindt sú historicky významné ložiská komplexných Fe a Cu rúd aj monometalických Cu rúd. Sú vyvinuté na rudnianskom a gretlianskom rudnom ťahu v priestore medzi rudnými poľami Mlynky a Rudňany. Ložisko Závadka – Bindt so žilami Hrubá a Izabela nie je otvorené. Na žile Hrubá sa obsah Fe pohybuje v rozmedzí 21–29 % a Cu v stopovom množstve 0,6 %. Na žile Izabela je obsah Fe 37 % a na malobindtianskych žilách je obsah Fe 17–34 %, Cu – stopové množstvo 3,71 %, Hg 0–0,0049 %. Voľné bilančné zásoby sú 200 kt, voľné nebilančné zásoby 1 465 kt (Mesarčík, 1996).

Ostatné rudy

Spekularit

Na ložisku Poráč – Zlatník súčasťou žilných hydrotermálnych ložísk je sideritovo-barytovo-spekularitovo-sulfidická žila vystupujúca ako nadložný odžilok Zlatníckej žily. Jej minerálnu výplň tvorí vo vrchných polohách baryt a spekularit, smerom do hĺbky pribúda siderit, ankerit, pyrit, vzácne chalkopyrit na úkor barytu a spekularitu. Hrúbka žily kolíše od 0,20 do 1,50 m. Úžitkové zložky sú spekularit a baryt. Obsah Fe_2O_3 je 47,49 %, $BaSO_4$ 40,48 % a SiO_2 5,77 %. Nebilančné voľné zásoby sú 73 kt. Ložisko sa neťaží a je neperspektívne (Antonická, 1996c).

Sedimentárna hematitová mineralizácia

Juhovýchodne od žily Droždiak pri Poráči v permsko-verfénskom súvrství sa vrtnými prácami zistili sedimentárne polohy psefiticko-psamitických hornín s hematitovým tmelom. Považujú sa za efuzívno-sedimentárne ekvivalenty sideritových žíl Spišsko-gemerského rudohoria. Podobný výskyt je v Spišských Vlachoch a Spišskej Novej Vsi – Žumpách. Hematit tvorí vrstvičky, šošovky aj súvislejšie polohy hrúbky do 70 cm (Koděra et al., 1990). Podobná mineralizácia je opísaná aj v oblasti s. a sv. od Dobšinej, kde tmel v hrubozrnných permských zlepencoch a brekciách tvorí hematit. Obsah Fe_2O_3 dosahuje až 35 % (Koděra et al., 1990).

Stratiformná medená mineralizácia

Medzi Novoveskou Hutou a Bindtom aj v Novoveskej Hute a jej okolí v súvrství zlepencov, pieskovcov a ílovcov „permo-triasu“ v nadloží uránonosnej

polohy sú vyvinuté polohy meďnatých pieskovcov. Vystupujú na pomerne malej ploche s dĺžkou do 100 m a tvoria konkordantne vrstvovité telesá s mocnosťou 20–60 cm. Sú to jemno- až strednozrnné pieskovce s impregnáciami Cu minerálov – tennantitom, bornitom, chalkopyritom, žilkami kremeňa a sulfidov. Pieskovce obsahujú aj malé množstvo U minerálov a Mo minerálov. Na genézu zrudnenia je viac názorov. Považuje sa za stratiformné, syngenetické, exhalačno-sedimentárne, efuzívno-sedimentárno-metamorfogénne, geneticky späté s efuzívnym vulkanizmom kremitých porfýrov a za efuzívno-sedimentárny ekvivalent chalkopyritovo-tetraedritového zrudnenia Novoveskej Huty a Mlyniek (Koděra et al., 1990).

Co-Ni ruda

V Dobšinej vystupuje Co-Ni mineralizácia v paragenéze s kremeňovo-Fe-karbonátovo-sulfidickou mineralizáciou na žilách zemberského systému, zvlášť na žilách Severná, Hlavná a Južná. Násunová plocha rulovo-amfibolitového komplexu a sprievodné strižné poruchy sú hydrotermálne premenené, s impregnáciami sulfidov. Vo vrchnej časti ložiska je asociácia minerálov: siderit, ankerit, kremeň, baryt a Cu minerály, v spodnej časti siderit, ankerit, kremeň, arzenopyrit, gersdorfit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, menej chloantit, Cu skutterudit, Bi-Cu sulfosoľ a i.

Podobne v rulovo-amfibolitovom komplexe na ložisku Rudňany na grafitovo-chloritových žilách sa zistila Co-Ni mineralizácia podobná zrudneniu dobšinského typu.

Cínovo-volfrámové rudy

Cínovo-volfrámovo-molybdénová mineralizácia Hnilec – Medvedí potok pri j. okraji obce Hnilec je viazaná na súľovskú greizenizovanú granitovú intrúziu prenikajúcu cez horniny staršieho paleozoika. Vyskytujú sa tu dva typy zrudnenia, a to greizenový, tzv. masový typ predstavujúci endokontaktnú zónu a monometalická ruda. Hlavným minerálom je kasiterit s veľkosťou zrna 0,01–0,2 mm. Je to chudobná ruda. Na tento typ mineralizácie pripadá 92 % zásob ložiska. Priemerný obsah Sn v endokontaktnej zóne je 0,12–0,18 %, v šošovkách 0,05 až 0,06 %. Žilný typ predstavujú tri kasiteritovo-kremenné žily a jedna aplitická žila s nadložnou vysokotermálnou mineralizáciou s nižším obsahom Sn. V prvých troch žilách je zrudnenie rovnomerné, predstavuje 8 % vypočítaných zásob. Priemerný obsah kasiteritu je 1,51–2,64 %. Obsah Sn v troch kremeňovo-kasiteritových žilách je 2,64 %, 0,24 % a 1,51 %. Aplitická žila má obsah Sn 0,114 %. Volframit je prítomný v menšom množstve. Sprievodné minerály sú topás, turmalín, fluorit, arzenopyrit, sľudy a apatit. V kremenných žilách je

prítomná aj molybdenitovo-kremenná mineralizácia. Voľné nebilančné zásoby sú 858 kt. Ložisko sa neťaží. Ročne môže produkovať 50 kt Sn rúd v priebehu 18 až 20 rokov (Antonická, 1996c).

Mn rudy

Ložiskové územie sa nachádza v priestore medzi obcami Hozelec – Úsvit – j. okraj Vlkovej – Abrahámovce – Čenčice – Janovce – Hôrka – Gánovce – j. okraj Popradu. Celú oblasť tvorí komplex flyšových hornín zložených zo slienitých bridlíc a lavíc pieskovcov. Mn ruda je konkordantne uložená v strednoeocénnej bridličnatej fácii flyšu. Mn zrudnenie dosahuje hrúbku od 0,1 do 0,4 m, v priestore priekopovej prepadliny bezprostredne pri vikartovskom chrbte dosahuje hrúbku 3 m. Tu má aj vyššiu kvalitu s obsahom Mn do 23 %. Hlavnou minerálnou zložkou Mn suroviny je manganokalcit.

Na ložisku Švábovce sú vyvinuté dva sloje s množstvom preplástkov. Vrchný sloj má mocnosť 0,05–0,40 m a obsah Mn 8–11 %, hlavný sloj dosahuje mocnosť 0,10–1,15 m, maximálne 3 m, s obsahom Mn do 25 %. Miestami je vyvinutý spodný sloj dosahujúci maximálne 0,20 m s nízkym obsahom Mn. Rozmery ložiska sú 4 500 x 4 500 m. Hĺbka slojov sa pohybuje od 70 do 300 m. Mangánová ruda je veľmi jemnozrnná, s vrstvovitou textúrou. Svetlé oxidicko-karbonátové rodochrozitové vrstvičky sa striedajú s tmavými oxidicko-karbonátovými manganokalcitovo-pyroluzitovými vrstvičkami s rodochrozitom. Asi 80–100 m nad hlavným slojom sú vrtmi overené slojčeky s manganitom a pyroluzitom. Voľné zásoby uvádzané v roku 1991 boli 3 904 tis. m^3 (Pomorský, 1996). Dnes sú vyradené z evidencie. Priemerný obsah oxidov na výskyte Hôrka – Levočské pohorie je takýto: Mn 13,22 %, CaO 13,27 % a MgO 4,55 %. Zo škodlivín má vyšší obsah SiO_2 – 17,21 %, obsah Fe je 3,9 %, P 0,23 % a S 0,25 %. Bloky s Mn surovinou v tejto oblasti boli vyčíslené ako prognózne zdroje P1 na ploche 3,9 km^2. Voľné nebilančné zásoby sú 1 052 kt rudy (Pomorský, 1996). Za zdroj mangánu považuje Marschalko in Pomorský (1996) nielen zvetraniny granitoidných a bázických hornín, ale aj gosany sideritových ložísk. Mn je jediná surovina ložiska. Ruda sa využívala v železiarňach.

Bauxity

V priestore medzi obcami Markušovce – Matejovce na triasových vápencoch sa nachádzajú tenké červenkasté lateritické kôry zvetrávania predstavujúce povrchové výskyty bauxitov. Vznikli zvetrávaním južnejšie sa vyskytujúcich staropaleozoických bázických hornín a boli redeponované na sever do depresií krasového pôvodu. Na minerálnom zložení markušovských bauxitov sa podieľa böhmit, kaolinit, alofán, hematit a sericit (Konta in Hanáček, 1984). Výskyty sú malého rozsahu. Odhad zásob je 132 000 t (Vachtl in Hanáček, 1984). Kvalita suroviny je nízka.

Nerudné suroviny

Nerudné suroviny sú zastúpené predovšetkým stavebnými surovinami (melafýry, vápence, dolomity, pieskovce, štrkopiesky, tehliarska hlina), významnými ložiskami barytu, sadrovca a anhydritu, kremeňa a azbestu.

Sadrovec a anhydrit

Sedimentárne lagunárne ložiská evaporitov Spišská Nová Ves (Tolstein – Novoveská Huta) a Mlynky – Biele Vody sú tvorené sadrovcami a anhydritmi. Sú uložené v pestrom piesčito-bridličnatom permsko-triasovom súvrství severogemeridnej synklinály. Ložisko tvoria šošovky zvrásnené do úzkej zatvorenej vrásy v štádiu hydratácie diapírov. Sadrovec vznikol hydratáciou anhydritu. Na ložisku Spišská Nová Ves – Tolstein je šošovka vyvinutá v hĺbke 485–540 m. Jej smerný dosah je 3,5 km a hrúbka 150 m. Na ložisku je 88,74 % anhydritu a 11,26 % sadrovca. Anhydrit je zaradený do I.–III. akostnej triedy, sadrovec do III. triedy. Bilančné voľné zásoby anhydritu sú 2 863 kt, nebilančné voľné zásoby 287 kt. Ložisko sa ťaží. Ložisko Spišská Nová Ves I – Nová štôlňa má tvar plytkej vrásy s mocnosťou 10,3–21,0 m. Nadložie tvorí komplex evaporitických zlepencov s polohami síranov s hrúbkou 0,1–2,4 m. Hĺbka ložiska je 70–170 m pod povrchom. Aj tu sú vyvinuté dva typy suroviny. Anhydrit v centrálnej časti ložiska tvorí 80–90 % úžitkovej zložky ložiska. Sadrovec s častými prejavmi diapirizmu tvorí okrajové časti ložiska. Zvyšok tvorí ílovito-piesčitý materiál, prímes karbonátu a akcesorické minerály – kremeň, albit, turmalín, zriedkavo rutil, zirkón, apatit, monazit a xenotím. Bilančné voľné zásoby sú 2 863 kt s obsahom anhydritu 87,25 % a sadrovca 1,53 % a nebilančné voľné zásoby sú 284 kt s obsahom anhydritu 44,84 % a sadrovca 48,02 %. Ložisko sa ťaží, je perspektívne. Ložisko Mlynky – Biele Vody má tvar šošovky s dĺžkou 2 km a šírkou od 150 do 300 m. Priemerný obsah sadrovca je 50,47–71,94 % a anhydritu 0,27–12,87 %. Voľné zásoby sú 13 476 kt. Ložisko nie je otvorené (Antonická, 1996).
V Rudňanoch – Javorinách v komplexe verfénskych pestrých bridlíc sa vrtnými prácami overila poloha anhydritu so sadrovcom (Koděra et al., 1990).

Baryt

Baryt je súčasťou hydrotermálnych žíl s dosahom do hĺbky 200–300 m. Vystupuje na sideritovo-barytovo-sulfidických a barytových žilách v sedimentárno-vulkanických súvrstviach vrchného karbónu. Do hĺbky je baryt nahradený sideritom. Ložisko Rudňany tvoria žily Podložná a Nadložná a žila Droždiak s dĺžkou barytového zrudnenia asi 3 km. Hlavnú minerálnu výplň tvorí baryt

s premenlivým množstvom sideritu a sulfidov. Voľné bilančné zásoby sú 2 195 kt, viazané bilančné zásoby 247 kt (Antonická, 1996).

Na ložisku Rudňany – Zapálenica ležiacom j. od žily Droždiak sa vyskytuje prevažne spolu so sulfidmi na žile Zapálenica, Zapálenica – podložná I a II. Dominantné zastúpenie má baryt na žile Zapálenica – podložná I, kde vystupuje spolu so sideritom, menšie zastúpenie tu má kremeň, kalcit a hematit. Voľné nebilančné zásoby barytu sú 848 kt. Obsah barytu je 44,89 %, Fe^2 16,85 %, Mn 0,86 %, SiO_2 9,14 %, Cu 0,125 %, Hg 0,033 %, Sb 0,040 %, Ag 4,2 g/t. Voľné bilančné zásoby sú 2 195 kt a viazané bilančné 247 kt. Ložisko sa neťaží, je neperspektívne (Antonická, 1996c).

Podobný charakter má ložisko Poráč – Zlatník so žilnými telesami žila Zlatník a Severná žila. Hlavnou minerálnou fázou na žilách je baryt s premenlivým zastúpením sideritu a sulfidov. Obsah barytu je 47,29 %, Fe^2 13,26 %, Mn 0,64 %, SiO_2 11,07 %, Cu 0,06 %, Hg 0,038 %, Sb 0,026 %, Ag 1,9 g/t. Voľné bilančné zásoby sú 468 kt a viazané bilančné zásoby 55 kt. Ložisko sa neťaží (Antonická, 1996c).

Barytová žila v Krompachoch je najsevernejšia štruktúra žilníka Zahura. Predpokladaná dĺžka žily je 1 000 m s hĺbkovým dosahom asi 60–100 m. Obsah barytu sa pohybuje od 18,88 do 97,26 %. V surovine nie sú prítomné sulfidy ani žiadne iné využiteľné suroviny. Voľných nebilančných zásob je 39 000 t a viazané zásoby sú odhadnuté na 115 000 t. Ložisko nie je otvorené (Antonická, 1996c).

Kremeň

Ložisko Závadka tvorí jedna poloha kremeňa so smernou dĺžkou 75 m a hrúbkou 2–10 m. Je vyvinutá v karbónskom súvrství na rozhraní zlepencov a tmavozelených bridlíc flyšového vývoja. Kremeň je znečistený prímesou oxidov Fe a Mn, škodlivinou je aj spekularit prítomný v celom ložisku. Surovina je napriek prítomnosti škodlivín vhodná na výrobu kremenného skla. Voľné bilančné zásoby sú 25 kt. Ložisko nie je otvorené (Antonická, 1996c).

Azbest

Ložisko chryzotilového azbestu Dobšiná sa vyskytuje v telese serpentinitu, ktorý tvorí mohutnú šupinovitú šošovku tektonickej brekcie miskovitého tvaru. Zaraďuje sa do príkrovu Bôrky. Dĺžka telesa je 700 m, najväčšia šírka 550 m, maximálna hrúbka 45 m. V serpentinite prevláda šupinkovitý antigorit (bastit) a amorfný serpofit. Vláknitý chryzotil vypĺňa žilky hrúbky od 0,1 do 2 cm. Ložisko sa ťaží. Využíva sa na výrobu azbestocementu, asfaltových tmelov, izolačného materiálu, impregnácií, výrobu dlaždíc, keramidových pletív, izolač-

ných tkanín, azbestových kartónov a papierov, plastických materiálov a azbesto-gumových výrobkov. Surovina je odolná proti teplote 600 °C, bod tavenia je 1 500 °C. Hlavnou využiteľnou zložkou je mikroazbest a serpentinitová drvina. Využiteľný azbest je väčšinou III.–VII. triedy. Voľné bilančné zásoby sú 2 538 tis. t, voľné nebilančné zásoby 857 tis. t. Ložisko sa ťaží (Mesarčík, 1996).

Cementárske a korekčné sialitické suroviny

Ložisko Rudňany budujú strednotriasové wettersteinské svetlosivé vápence s prechodom do dolomitických vápencov. Smerná dĺžka ložiska je 1 400 m, šírka 450–500 m a hrúbka 50–170 m. Obsah CaO je 53,83–54,26 %, MgO 0,71–1,49 %, SiO_2 0,32–1,17 %, Al_2O_3 0,16–0,52 %, Fe_2O_3 0,09–0,22 %. Voľné zásoby sú 133 862 kt. Ložisko nie je otvorené. V Odoríne ložisko tvoria eocénne ílovité bridlice s prechodom do piesčito-ílovitých bridlíc. Ich hrúbka dosahuje do 50 m. Ložisko zaberá plochu 1 000 x 500 m s priemernou hrúbkou suroviny 30 m. Ílovité bridlice majú obsah SiO_2 52,16 %, Al_2O_3 12,6 %, Fe_2O_3 4,78 %, CaO 9,26 % a MgO 3,58 %. Voľné bilančné zásoby sú 46 516 kt. Ložisko nie je otvorené (Antonická, 1996c).

Stavebný kameň

Melafýry

Vulkanogénny komplex melafýrov, melafýrových porfýrov a kremitých porfýrov permského veku, prevažne jemnozrnných, masívnych, často mandľovcových hornín s pestrou výplňou, so štrkovitým rozpadom je vhodnou surovinou na využitie v stavebníctve na miestne účely a ako drvený kameň pri úprave lesných ciest.

Tmavofialové a zelené ílovité bridlice prerážané žilou melafýru na ložisku Hranovnica I sú klasifikované ako masívny a jemnozrnný metabazalt. Plocha ložiska je cca 20 000 m^2, hrúbka suroviny 30 m. Ťažobňa otvorená stenovým lomom šírky 80 m a výšky 30 m je opustená. Odhad viazaných zásob je 400 000 m^3. Na ložisku Hranovnica II sú zásoby odhadnuté na 330 000 m^3. V Hranovnici-Dubine je mohutné teleso tvorené tromi typmi melafýru – celistvého, porfyrického, s veľkými výrastlicami plagioklasu a sporadicky zastúpeným mandľovcovým melafýrom. Ložisko sa ťaží, je otvorené stenou vysokou cca 70 m a širokou 100 m. Voľné bilančné zásoby sú 4 982 tis. m^3. V Kravanoch nad Hornádom je opustená ťažobňa s odhadom viazaných zásob 750 tis. m^3. Na ložisku Poprad – Kvetnica sa vyskytujú tri variety melafýrov – porfyrické, mandľovcové a celistvé. V mandľovcových dutinách sa vyskytuje chalkopyrit a sekundárne minerály Cu. Ložisko je otvorené viacetážovým lomom. Je takmer vyťažené. Voľné zásoby sú 46 tis. m^3. Surovinou

v Spišskej Teplici I sú jemnozrnné až celistvé melafýry, menej porfyrity a mandľovcové melafýry. Ložisko nie je otvorené. Voľné zásoby sú 11 443 tis. m^3. Ložisko Spišské Bystré tvorí masívny melafýr s polohami lavicovitých strednozrnných drobových pieskovcov. Ťažba je občasná. Odhad viazaných zásob je 600 tis. m^3. Celistvý, jemnozrnný melafýr s limonitizovanými zrnami magnetitu tvorí ložisko Vikartovce s hrúbkou 15 m a plochou 15 tis. m^2. Ťažobňa je opustená. Odhad viazaných zásob je 225 tis. m^3 (Pomorský, 1996).

Technologické vlastnosti stavebného kameňa – melafýry

Lokalita	Hmotnosť obj. merná kg/cm^3	Pórovitosť %	Nasiakav. Hmotnosť %	Otlk %
Hranovnica I	2 770–2829	2,09	0,61	30,3
Hranovnica-Dubina	2 640–2 710–2 830–2 890	0,47–3,80	0,14–1,24	15,5–33,8
Kravany	2 805–2 770	1,25	–	18,1
Poprad-Kvetnica	2 690–2 739	1,79	0,47	38,2
Sp. Teplica I	2 850–2 736–2 750–2 904	2,5–7,1	0,57–0,41	20,5–38,2
Sp. Bystré	2 670–2 724	1,98	0,44	25,8

Pokračovanie tab.

Lokalita	Trvanlivosť %	Mrazuvzdor %	Obrus cm^3/cm^2	SO_3 %
Hranovnica I	2,6	0,72	–	0,10
Hranovnica-Dubina	2–3	0,03–3,13	0,27–0,62	0,03–0,59
Kravany	0,45	0,05	0,48	0,06
Poprad-Kvetnica	0,15	0,42	–	0,05
Sp. Teplica I	0,06–8,25	–	0,60–1,78	0,01–0,04
Sp. Bystré	–	0,12	–	0,11

Vápence, dolomity a dolomitické vápence

Reprezentujú prevažne strednotriasové guttensteinské vápence tmavosivej farby s kalcitovými žilkami a strednotriasové masívne dolomity **chočskej** jednotky. Sú surovinou vhodnou na drvené kamenivo do betónov, na cestné účely a stavebný kameň.

Na ložisku Spišská Teplica II tmavosivé až sivohnedé, veľmi jemnozrnné, celistvé aniské vápence guttensteinského typu dosahujú hrúbku 57 m. Ložisko nie je otvorené. Odhad viazaných zásob je 7 310 tis. m^3. Aj ložisko Spišská Teplica

III má priemernú hrúbku 80,4 m. Nie je otvorené. Odhad viazaných zásob je 28 660 tis. m^3. Ložisko Spišská Nová Ves – Čierna hora tvoria vápence, dolomitické vápence a dolomity stredného triasu. Ložisko má plochu cca 200 000 m^2 a priemernú hrúbku 65,5 m. Voľné bilančné zásoby sú 13 096 tis. m^3. Ložisko nie je otvorené. Podobné ložisko Spišská Nová Ves – Gretla – Tisovec má voľné bilančné zásoby 8 823 000 m^3. Je v prevádzke. Ložisko Olcnava tvoria strednotriasové vápence a dolomitické vápence. Je dlhé 1,6 km s priemernou šírkou 0,3 km a maximálnou hrúbkou 150 m. Voľné bilančné zásoby sú 33 786 000 m^3 (Antonická, 1996).

Technologická charakteristika strednotriasových vápencov

	Hmotn. kg/m^3 objem. merná	Pórovitosť %	Nasiak. %	Otlk %	Trvanl. %	Mrazuvzdor. %
Sp. N. V. – Čierna h.	2,60–2,72 – 2,82–2,86	0,76 – 8,77	0,05 – 2,65	27,0 – 53,7	0–3,39	0,01 – 0,1
SNV – Gretla – Tisovec	2 630–2 710 – 2 810–2 875	0,26 – 8,14	0,06 – 2,46	24,30 – 52,46	do 1	0,01 – 0,5
Olcnava	2 680–2 707 – 2 760–2 929	0,22 – 2,44	0,06 – 1,44	25,7 – 44,0	0,01 – 0,55	0,06 – 1,66

Pokračovanie tab.

	Náraz KDr.	Obrus cm^3/cm^2	Pevnosť MPa za sucha	$CaCO_3$	$MgCO_3$	SO_3
Sp. N. V. – Čierna h.	1,05–1,76	0,275–0,535	125–172	50,78 – 96,60	0,84 – 42,8	0,05 – 0,14
SNV – Gretla – Tisovec	pod 1,1	0,264 –0,527 pod 1,1	74–191	–	–	0,02 – 0,44
Olcnava	0,96–1,3	–	87–177	–	–	–

Na lokalite Spišská Teplica – Bor sú surovinou sivobiele až biele rozpadavé strednotriasové dolomity čiernovážskej série chočskej jednotky. Hrúbka ložiska je cca 20 m, plocha ložiska 75 x 100 m. Surovina je vhodná aj ako plnivo do tenkovrstvových polymérových omietok. Ťažobňa je v prevádzke. Voľné zásoby sú 150 tis. m^3. Ložisko Vernár – Pod Barbolicou tvoria strednotriasové ladinské svetlosivé až sivé dolomity, dolomitické vápence až vápence. Celistvé dolomity sa striedajú s rozpadavými typmi. Rozsah ložiska nie je známy. Ťažba je občasná (Pomorský, 1996).

Technologické vlastnosti stavebného kameňa – dolomity

Lokalita	Hmot. objem. merná kg/cm^3	Pórovitosť %	Nasiakav. hmotn. %	Otlk %
L. Teplička – Podpálené	2 869–2 830	1,36	0,20	2904
Vernár – Pod Barbolicou				28,4
S. Teplica II	2 680–2 720–2 700–2 729	0,88–1,47	0,15–0,31	28,4–31,6
S. Teplica III	2 690–2 732	1,17	0,13	–

Pokračovanie tab.

Lokalita	Trvanl. %	Mrazuvzdor. %	Obrus cm^3/cm^2	SO_3 %
L. Teplička –Podpálené	0,09	0,02	0,406	0,05
Vernár – Pod Barbolicou	0,20	0,10		
S. Teplica II	0,14–0,28	0,08–2,75	0,46–0,61	0,03
S. Teplica III	–	0,03	0,58	0,03

Pieskovce

Rozšírené sú hlavne vo flyšovom vývoji centrálnych Karpát. Tvoria polohy striedajúce sa s ílovcami a prachovcami s prevahou lavíc pieskovcov. Pieskovce sú hnedosivé až sivé, drobové, hrubo- až jemnozrnné, vápnité. Používajú sa na miestne účely do základov stavieb, hospodárskych budov a na úpravu vedľajších ciest.

Ložisko Hranovnica II tvoria homogénne oceľovosivé, stredno- až drobnozrnné pieskovce striedajúce sa s hrubozrnnými pieskovcami až masívnymi mikrokonglomerátmi. Ťažba je občasná. Odhad viazaných zásob je 330 tis m^3. Na ložisku Spišský Štiavnik I sú surovinou pieskovce a bridlice verfénu chočského príkrovu – hrubozrnné zlepencové droby a silno sľudnaté pieskovce až bridlice. Hrúbka suroviny je 18 m. Ťažobňa je opustená. Odhad viazaných zásob je 2 500 tis. m^3. Vo Vikartovciach – Bystrej doline sú bledosivé hrubozrnné hrubolavicovité pieskovce spodného triasu, zložené z kremenných zŕn so sericitovým tmelom. Priemerná hrúbka ložiska je 25 m, plocha 20 000 m^2. Ťažobňa je opustená. Odhad viazaných zásob je 500 tis. m^3 (Pomorský, 1996). Ložisko Spišské Tomášovce tvoria jemnozrnné masívne pieskovce piesčito-bridličnatého súvrstvia paleogénu ležiace na bazálnom súvrství. Hrúbka vrstiev je od 0,10 do 0,60 m, najčastejšie okolo 0,30 m. Voľné bilančné zásoby sú 528 000 m^3. Ložisko sa ťaží (Antonická, 1996c).

Technologické vlastnosti pieskovcov

Lokalita	Hmotnosť objem. merná kg/cm^3	Pórovitosť %	Nasiak. hmotn. %	Otlk %
Hranovnica II	2 330–2 722	14,4	3,86	54,0
S. Štiavnik	2 640–2 698	2,15	0,37	38,4
S. Tomášovce	2 720–2 775	1,98	0,38	25,26

Pokračovanie tab.

Lokalita	Trvanlivosť %	Mrazu-vzdor. %	Obrus cm^3/cm^2	SO_3 %
Hranovnica II	0,69	0,66	0,99	–
S. Štiavnik	0,22	0,09	0,23	–
S. Tomášovce	–	–	0,42	–

Štrkopiesky a piesky

Predstavujú akumulácie vzniknuté erozívno-sedimentačnou činnosťou riek. Surovina je vhodná do betónov a na cestné účely.

Ložisko Spišská Teplica tvoria holocénne štrkopiesčité náplavy s obliakmi granitoidných hornín. Hrúbka ložiska je 3,8 m, plocha 2 000 x 300 m. Ložisko nie je otvorené. Voľné zásoby sú 1 292 tis. m^3. Ložisko Veľká – Poprad tvoria holocénne piesčité štrky a štrky s prímesou piesku. Obliaky sú granitové, dobre opracované, veľkosti od 5 do 12 cm. Piesčitú frakciu tvorí zvetraný granit. Ložisko dosahuje hrúbku 2,2–7,8 m, jeho plocha je 200 x 300 m. Nie je otvorené. Surovina je vhodná na stavebné účely. Voľné zásoby sú 2 286 tis. m^3 (Pomorský, 1996).

Tehliarske suroviny

Predstavujú kvartérne deluviálne a svahové hliny s menším zastúpením fluviálnych a splachových hlín. Paleogénne ílovce a prachovce vo flyšovom vývoji sa striedajú s pieskovcami. Ílovce sú hnedé, bridličnaté, s rôznym obsahom $CaCO_3$. Surovina sa používala prevažne na výrobu pálenej tehly na miestne stavebné účely.

Spišský Štiavnik je ložisko kvartérnej hrdzavožltej, jemne piesčitej hliny so sľudou, ílovitými a limonitovými konkréciami, ojedinele s obliakmi pieskovca, bridlíc a kremenca. Surovinou sú aj podložné paleogénne bridlice až ílovce. Overená hrúbka hlín je 5,8 m a bridlíc 1,52 m. Plocha ložiska je 211 tis. m^2.

Ťažobňa je opustená. Surovina je vhodná aj na výrobu CDK blokov. Voľné bilančné zásoby sú 1 381 mil. m^3. Ložisko Smižany tvoria kvartérne hliny uložené na paleogénnych piesčitých a ílovitých prachovcoch. Plocha ložiska je 167 575 m^2. Voľné bilančné zásoby predstavujú 922 000 m^3. Ložisko je v prevádzke. Ložisko Spišské Vlachy tvoria sprašové, svahové a terasové hliny. Plocha ložiska je 200 x 800 m, hrúbka suroviny 8–10 m. Voľné bilančné zásoby sú 324 000 m^3. Na ložisku Spišské Podhradie I je podstatnou časťou ložiska preplavená kvartérna hlina. Zaberá plochu 500 x 400 m s priemernou hrúbkou suroviny 9 m. Voľné bilančné zásoby sú 1 173 mil. m^3 (Antonická, 1996b). Ložisko Betlanovce tvoria paleogénne bridlice a kvartérne svahové hliny, aluviálne náplavy a hlinito-kamenité sutiny. Hrúbka bridlíc je 0–2,32 m, kvartérnych hlín 4,46–6,40 m. Ložisko zaberá plochu 250 x 1 500 m. Voľné bilančné zásoby sú 1 763 mil. m^3, viazané bilančné zásoby 154 000 m^3. Ložisko nie je otvorené (Pomorský, 1996).

Technologické vlastnosti tehliarskych surovín

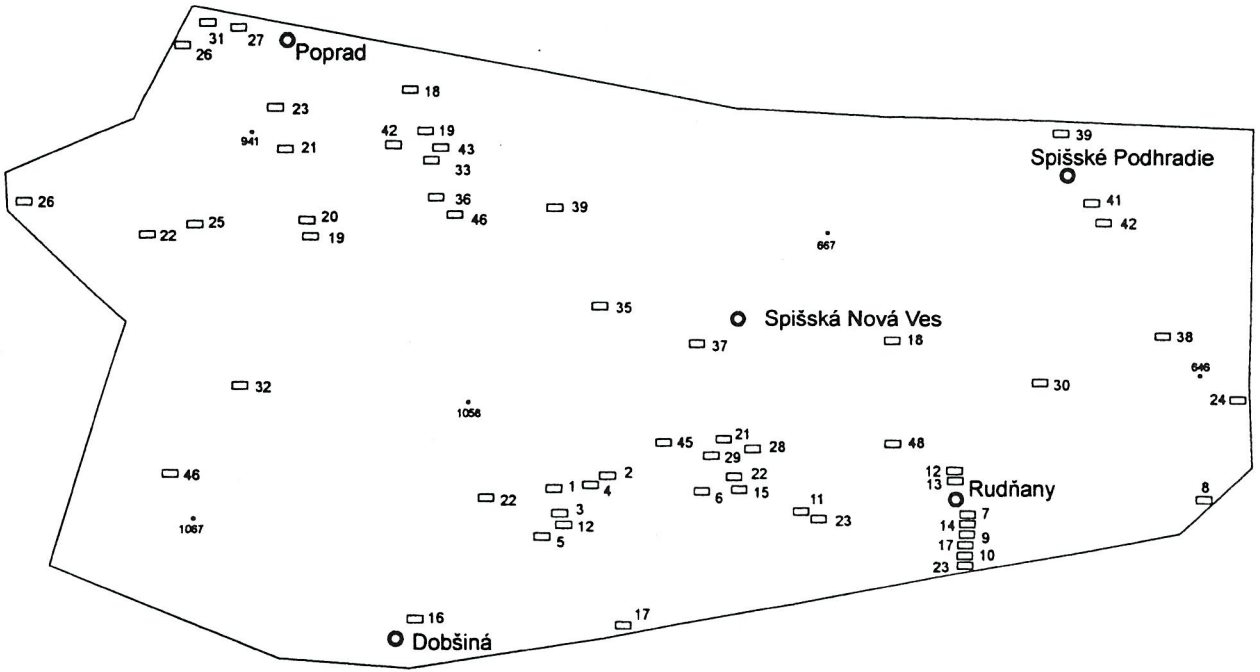
Lokalita	Rozrábacia voda % hlina; bridlice	Dĺžková zmena sušením %	Dĺžk. zmena celk. po výpale %, pri 950 °C
S. Štiavnik	24,2; 23,5	6,5; 4,9	6,6; 5,6
Betlanovce	23,4; 23,5	5,8; 5,2	6,6; 5,3
Smižany	25,1	7,1	4,6
S. Vlachy	–	5,3	4,6

Pokračovanie tab.

Lokalita	Nasiak. hmotn. % pri 900 °C	Pevnosťv ohybe po výp. Mpa pri 900 °C	Vhodnosť STN 721564
S. Štiavnik	13,5; 18,5	8,0; 9,5	II. sk
Betlanovce	13,0; 18,3	9,0; 8,0	I.–II. sk.
Smižany	14,9	7,7	I.–IV. sk.
S. Vlachy	15,3	–	I. sk.

Dekoračný kameň

Komplex travertínových kôp Dreveníka sa ťaží v jeho južnej časti na ložisku Žehra. Hrúbka travertínových kôp je 34–64 m. Pevné bielosivé lavice travertínov s tmavšími pruhmi, miestami sfarbené do žlta až žltohneda dosahujú hrúbku



Obr. 24 Schematická mapa lokalizácie ložísk a výskytov nerastných surovín

0,2–3 m. Voľné bilančné zásoby sú 2 387 mil. m^3. Na ložisku Spišské Podhradie – Dreveník, tvorenom travertínovou kopou hrúbky 10–50 m, sú voľné bilančné zásoby 1 292 mil. m^3 a viazané zásoby 218 mil. m^3. Ložisko je v prevádzke (Antonická, 1996). Travertíny sa používajú na obkladové dosky, pamätníky, náhrobky, dlaždice, základové murivá, fasády, schody a pod. Odpad sa používa na stavebné účely a rozomletý sa používa v poľnohospodárstve.

Rádioaktívne suroviny

Malé ložiská uránových rúd Spišský Štiavnik, Švábovce II, Hôrka pri Poprade II, Kravany a Vikartovce majú rovnakú geologickú pozíciu, genézu aj charakter vystupovania. Vystupujú vo vrchnom peliticko-psamitickom súvrství vrchného permu chočskej jednotky. Súvrstvie tvoria arkózy a arkózové pieskovce s lavicami piesčitých dolomitov. Súvrstvie prerážajú ložné a pravé žily dioritových porfýrov. Uránové zrudnenie je viazané na arkózy a arkózové pies-

---

Ložiská a výskyty:

Rudné suroviny: Cu ruda: 1 – Novoveská Huta – Hanisková, 2 – Novoveská Huta – Pieskovce, 3 – Novoveská Huta – Viničiar, 4 – Spišská Nová Ves – Novoveská Huta, 5 – Spišská Nová Ves – Mlynky – Cecília, 6 – Spišská Nová Ves – Gezwäng, 7 – Poráč – Zlatník, 8 – Slovinky; **komplexná Cu-Fe-Hg-Sb-Ag ruda:** 9 – Rudňany – žily Droždiak, Podložná žila Droždiak, I. a II. žila, 10 – Rudňany – Zapálenica, 7 – Poráč – Zlatník, 12 – Rudňany – Jakub, Rudňany – Matej, 3 – Viničiar, 11 – Závadka – Bindt; **spekularit:** 13 – Poráč – Zlatník; **sedimentárna hematitová mineralizácia:** 15 – Novoveská Huta – Bindt; **Co-Ni ruda:** 16 – Dobšiná; **cínovo-volfrámová ruda:** 17 – Hnilec – Medvedí potok; **Mn ruda:** 18 – Švábovce, 19 – Hôrka – Levočské pohorie.

Nerudné suroviny: sadrovec, anhydrit: 20 – Spišská Nová Ves – Tolstein, 21 – Spišská Nová Ves I – Nová štôlňa, 22 – Mlynky – Biele Vody; **baryt:** 10 – Rudňany, 11 – Poráč – Zlatník, 24 – Krompachy; **kremeň:** 23 – Závadka; **azbest:** 16 – Dobšiná; **cementárske a korekčné sialitické suroviny:** 17 – Rudňany, 18 – Odorín; **stavebný kameň:** *melafýry*: 19 – Hranovnica I, 20 – Hranovnica II, 21 – Hranovnica – Dubina, 22 – Kravany nad Hornádom, 23 – Poprad – Kvetnica, 24 – Spišská Teplica I, 25 – Spišské Bystré, 26 – Vikartovce; *vápence, dolomity a dolomitické vápence*: 24 – Spišská Teplica II, 27 – Spišská Teplica III, 28 – Spišská Nová Ves – Čierna hora, 29 – Spišská Nová Ves – Gretla – Tisovec, 30 – Olcnava, Spišská Teplica – Bor, 32 – Vernár – Pod Barbolicou, 46 – Telgárt – Pusté Pole; *pieskovce:* 20 – Hranovnica II, 33 – Spišský Štiavnik, 34 – Vikartovce – Bystrá dolina, 35 – Spišské Tomášovce; *štrkopiesky a piesky*: 31 – Spišská Teplica, 27 – Veľká – Poprad; *tehliarske suroviny*: 36 – Spišský Štiavnik, 37 – Smižany, 38 – Spišské Vlachy, 39 – Spišské Podhradie, 40 – Betlanovce; **dekoračný kameň:** 41 – Žehra, 42 – Spišské Podhradie – Dreveník.

Rádioaktívne suroviny: 43 – Hôrka pri Poprade, 44 – Švábovce, 45 – Novoveská Huta.

kovce so zvyškami zuhoľnatenej flóry. Zrudnenie má infiltračný pôvod. Tvorí nepravidelné šošovky s mocnosťou do 1 m a plochou do niekoľko tisíc m^2. Zdrojom uránu sú okolité horniny. Z uránových minerálov sú zastúpené smolinec, kofinit a uránové černe. Z rudných minerálov je prítomný galenit, sfalerit, chalkopyrit a minerály Ni, Mo a Fe. Sekundárne minerály zastupuje malachit, azurit, limonit, ojedinele uránové sľudy. Ložiská Kravany a Vikartovce sú už vyťažené, Hôrka pri Poprade a Švábovce, pre ktoré sa uvádzajú voľné nebilančné zásoby 838 kt, sú opustené (Pomorský, 1996).

Najvýznamnejšie ložiská rádioaktívnych surovín v spišskom rudnom revíre sú Novoveská Huta, Matejovce a Krompachy. Všetky majú obdobnú geologickú stavbu. V Novoveskej Hute II je U-Mo ruda vyvinutá v polohe petrovohorského súvrstvia v spodnom perme. Počas neskorokriedového orogénneho kolapsu pri remobilizácii bola ruda obohatená. Rudné minerály tvoria impregnácie a tenké žilky v metasomatitoch. Hlavné rudné minerály sú uraninit a molybdenit, vedľajšie urántitanáty, brannerit, pyrit, akcesorické minerály chalkopyrit, galenit, sfalerit, tennantit, tetraedrit, arzenopyrit, markazit, pyrotín, magnetit, hematit a i. Voľné nebilančné zásoby sú 631 kt (Antonická, 1996c). Ložisko je opustené. Podobne na ložisku Matejovce sa ruda nachádza v dvoch polohách v hĺbke 850–920 m. Na ložisku Krompachy je uránové zrudnenie zistené v niekoľkých horizontoch, kde urán vystupuje spolu s Mo a Cu. Ložisko je sledované po úklone do hĺbky 650 m. Výskyt uránovej rudy viazanej na komplex acidných vulkanoklastík petrovohorského súvrstvia je v Stratenej. V centrálnej časti vystupuje na povrch, overený je do hĺbky 300 m (Mesarčík, 1996).

EXKURZNÉ LOKALITY

Z veľkého množstva lokalít, kde sa možno oboznámiť s geológiou tohto pestrého a zaujímavého regiónu, sú vybrané najkrajšie, najľahšie prístupné a najnavštevovanejšie. Rozsah vysvetliviek umožňuje, žiaľ, len ich veľmi stručnú charakteristiku. Podrobnejšie údaje, prípadne opis ďalších lokalít možno nájsť v špeciálnych exkurzných sprievodcoch (Maheľ, 1957c; Bystrický, 1973; Vozárová a Vozár, 1995). Geológii a geologickým lokalitám je čiastočne venovaný aj Sprievodca náučnou trasou okolo CHKO Slovenský raj (Suchá et al., 1987), ktorý vyšiel v päťtisícovom náklade.

Na uľahčenie výberu lokalít a určenie trasy exkurzie je priložený situačný náčrt (obr. 25) a prehľad podľa tektonických jednotiek a stratigrafického zaradenia (tab. VI). Opis lokalít je v abecednom poradí.

1. Biele vody: šupina vrchnokriedových ílovcov pri rovnomennej horárni

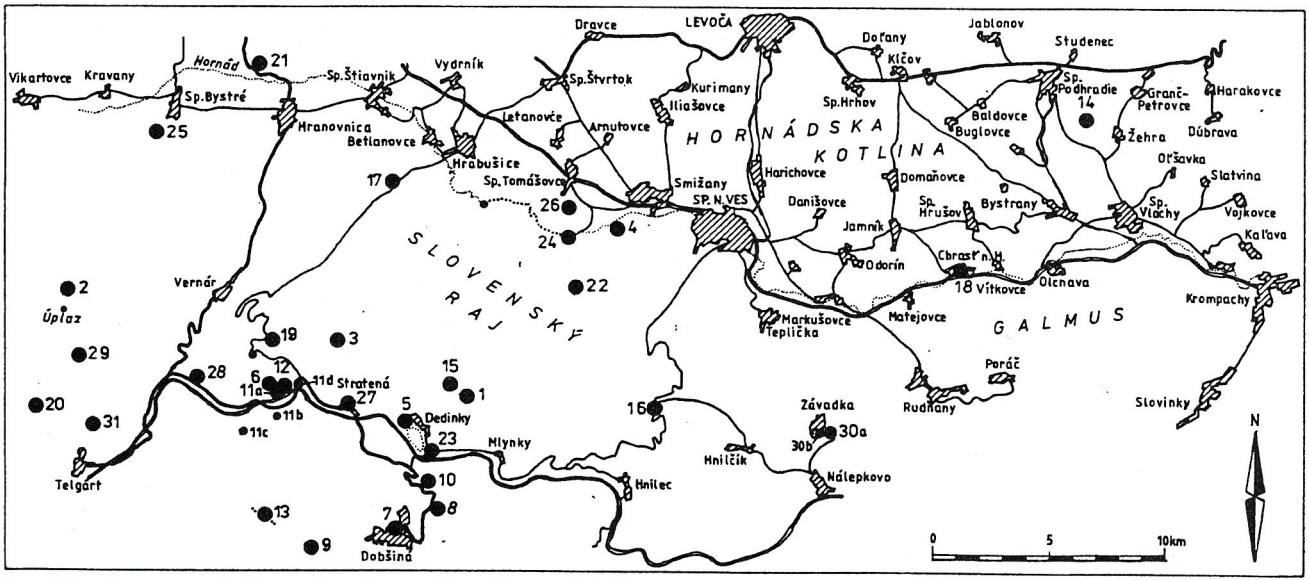
Na úpätí svahu niekoľko m jz. od horárne pod triasovými karbonátmi silického príkrovu vystupujú tmavosivé až čierne ílovce, podobné ako pri chate Ruffini. Malo by ísť o spodnejšiu časť gosauskej skupiny. Nadložné pestré zlepence poskytujú materiál, ktorý možno nájsť v potoku pod vyvieračkou. Zlepence boli zachytené severnejšie vrtmi (porov. Antaš et al., 1960).

2. Bystrá dolina: metamorfované súvrstvie karpatského keuperu sekvencie Veľkého boku

V hornej časti Bystrej doliny, v zárezе zvážnice, je pekne odkrytý profil v súvrství karpatského keuperu norického veku sekvencie Veľkého boku. Dolomity sú úplne prevládajúcim komponentom v spodnej časti profilu. Litologicky ich tvoria žltkasté lavicovité (20–80 cm) jemnozrnné dolomity s vysokým podielom ílovitej zložky. Časté sú preplástky žltých, zelených, zriedkavejšie červených ílovitých bridlíc. Strednú a čiastočne aj vrchnú časť profilu tvoria pestré ílovce a ílovité bridlice s vložkami a polohami sivožltých lavicovitých dolomitov. Bridlice sú zložené prevažne z illitu, chloritu a sericitu. Súvrstvie karpatského keuperu, predovšetkým bridlice, je na tejto lokalite veľmi intenzívne tlakovo metamorfované a detailne prevrásnené. Smer osí vrás je prevažne V–Z.

3. Cigánka: jurské vrstvy stratenského príkrovu

Vo vrcholovej časti vrchnotriasovej karbonátovej platformy Remiaška – Havrania skala – Cigánka je v oblasti j. od Lipovca (k. 1 114) zachovaný najrozsiahlejší výskyt jurských sedimentov stratenského príkrovu. Okrem hojných úlomkov



Obr. 25 Situačný náčrt exkurzných lokalít.

1 – Biele Vody, 2 – Bystrá dolina, 3 – Cigánka, 4 – Čingov, 5 – Dedinky, 6 – Dešťanky, 7 – Dobšiná, 8 – Dobšiná, opustený lom Biengarten, 9 – Dobšiná, Hámor, 10 – Dobšinský kopec, 11 – Dobšinská Ľadová Jaskyňa, 12 – Dolka, 13 – Dolina Dobšinského potoka, 14 – Dreveník, 15 – Geravy, 16 – Grajnársky lom, 17 – Hrabušice, Podlesok, 18 – Chrasť nad Hornádom, Farská skala, 19 – Kopanec, 20 – Kráľova skala, 21 – Kvetnica, 22 – Matka Božia, 23 – Palcmanská Maša, 24 – Prielom Hornádu, 25 – Spišské Bystré, 26 – Spišské Tomášovce, kameňolom Ďurkovec, 27 – Stratená, 28 – Vernárske lúky, 29 – Zadná dolina, 30 – Závadka, 31 – Zubrovica.

Tab. VI Prehľad exkurzných lokalít podľa tektonických jednotiek a stratigrafického zaradenia

	kryštalinikum	paleozoikum		
		staršie	karbón	perm
popríkrovové formácie				
silicikum				
meliatikum				
gemerikum		10	8, 9, 16, 23, 30	30
hronikum			29	21, 25
veporikum	13, 20		13, 31	13

Pokračovanie tab. VI

	mezozoikum					kenozoikum	
	trias			jura	krieda	paleogén	kvartér
	spodný	stredný	vrchný		vrchná		
popríkrovové formácie					1, 11	17, 18, 26	14, 20
silicikum	27	4, 5, 24	5, 6, 12, 15, 19, 22, 28	3, 15			
meliatikum	7						
gemerikum							
hronikum							
veporikum	13	13, 29	2, 13, 29				

tu možno nájsť aj odkryvy, najmä v mulde jz. od Lipovca a na v. svahoch výšiny k. 1 123,0. Okrem tmavých mikritických vápecov sú hojné aj tmavé krinoidové, krinoidovo-piesčité a rohovcové (spongolitové?) vápence. Je pravdepodobné, že mikritické vápence, slieňovce a bridlice reprezentujú panvový sediment, do ktorého bol turbiditovými prúdmi splachovaný materiál z plytších oblastí, predovšetkým krinoidové články a hojné úlomky brachiopód.

Červenkavé krinoidové vápence sa našli len v podvrcholovej časti k. 1 123,0. Kullmanová (1963) udáva zo svetloružových vápencov aj nálezy *Saccocoma*, ktoré môžu poukazovať až na malmský vek.

4. Čingov: profil nádašských vápencov

Jeden z prínosov nového geologického mapovania je zistenie hojného zastúpenia strednotriasových panvových fácií, najmä nádašských vápencov, v širšom okolí Čingova. Azda najkrajší súvislý profil nádašských vápencov možno študovať v skalnom rebre j. od Hornádu, 300 m z. od Smižianskej Maše. Ide o hrubo-

lavicovité až masívne svetloružové a červenkavé mikritické vápence veku najvyšší anis–ladin (obr. 26).

5. Dedinky: steinalmské a nádašské vápence, mürztalské vrstvy stratenského príkrovu

V zárezе na s. okraji futbalového ihriska sú odkryté svetlé masívne vápence s dasykladaceami (steinalmské vápence), v ich nadloží, v turistickom chodníku nad sz. cípom ihriska, ružové mikritické (nádašské) vápence. Trochu nejasnú pozíciu majú západnejšie ležiace mürztalské vrstvy – čierne mikritické vápence a bridlice karnského veku, ktoré Maheľ pôvodne považoval za aniské. Výskyty patria k šupine ležiacej pod hlavnou masou stratenského príkrovu.

6. Dešťanky: profil vrchného triasu stratenského príkrovu v panvovej fácii

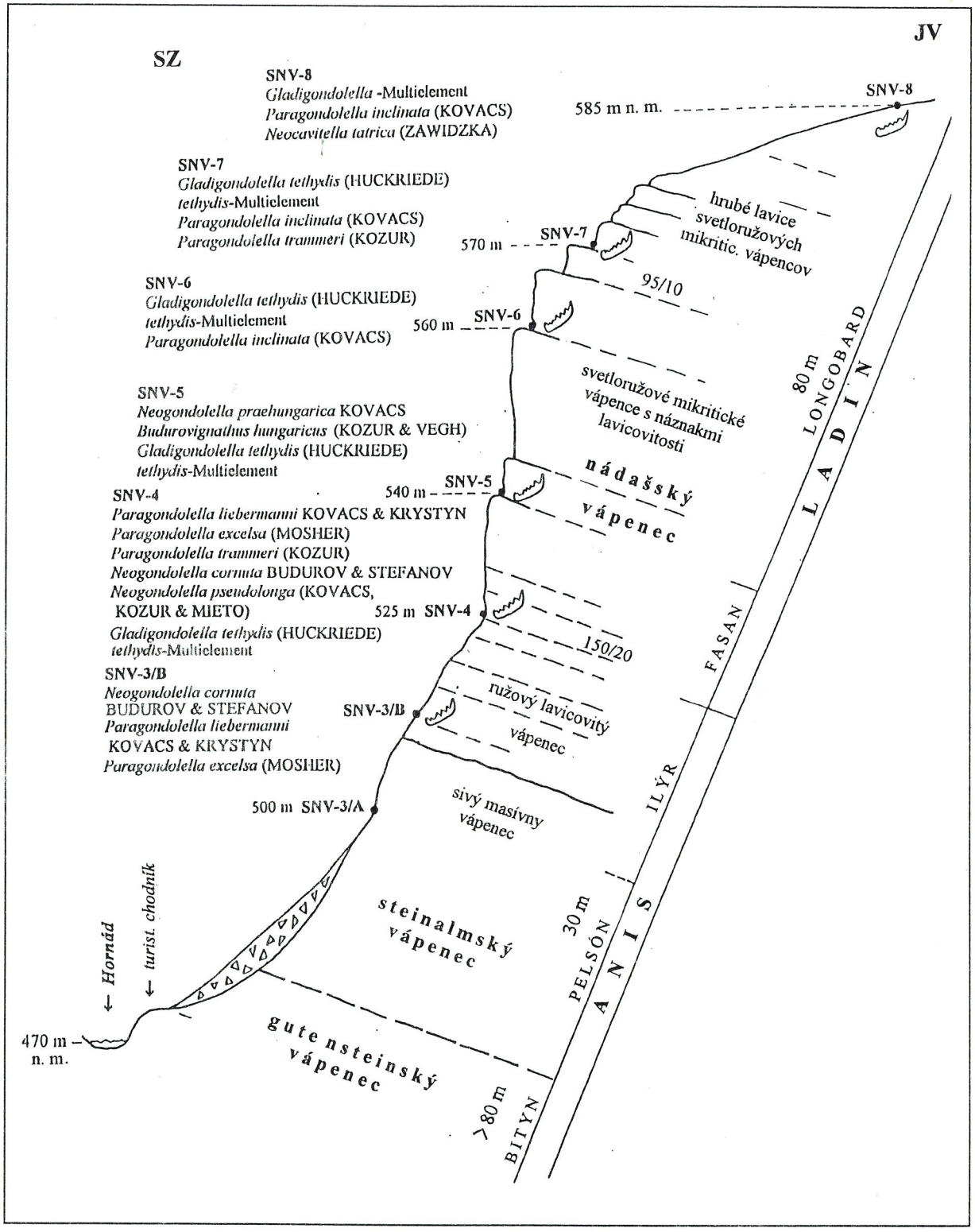
Je málo známou skutočnosťou, že v Stratenskej hornatine sa vyskytujú aj hallstattské vápence. Ich svetlú varietu možno študovať v zárezе lesnej cesty na j. svahoch k. Dešťanky (príchod od Dobšinskej Ľadovej Jaskyne cez osadu Dolka). Profil sa začína vo wettersteinských dolomitoch, ktoré sa končia polohou čiernych reingrabenských bridlíc. Nasleduje ešte cca 5 m (hlavných) dolomitov a dislokácia. Nad dislokáciou (od ostrej zatáčky cesty okolo skalného rebra) nasledujú svetlé, miestami ružovkasté masívne vápence, občas aj s náznakmi lavicovitosti. V zárezе cesty od bázy ide o hallstattské vápence, na iných miestach sa našli aj tisovecké vápence (nálezy dasykladaceí). Hallstattské vápence tu majú hrúbku okolo 200 m. Na niekoľkých miestach sa z nich získali konodonty poukazujúce na norický vek (pozri vysvetľujúci text). V ich nadloží smerom k osade Dolka vystupujú tmavosivé dešťanské vápence, tiež norického veku. Žiaľ, v nich tu prakticky niet odkryvov, známe sú len z balvanov a úlomkov.

7. Dobšiná: opustený serpentinitový lom

Na s. okraji Dobšinej sa nachádza prakticky vyťažené teleso serpentinitu, ktoré sa ťažilo kvôli žilkám azbestu. Serpentinit sa zaraďuje k príkrovu Bôrky. Zaujímavé sú enklávy sedimentárnych hornín – prevažne fialkastých laminovaných a gradačne zvrstvených pieskovcov.

8. Dobšiná – opustený lom Biengarten: karbonáty zlatníckeho súvrstvia

Lokalita je zvyškom po rovnomennom starom rudnom sideritovom poli, v minulosti úplne vyťaženom. Možno tu ešte nájsť zvyšky plytkomorského príbrežného karbonátového horizontu z bazálnej časti zlatníckeho súvrstvia, ktorý je veľmi bohatý na fosílie. Našli sa tu vedúce formy trilobitov: *Cyrtoproetus dobsinensis* (ILLES, 1902), *Griphitides (Bollandia) rozloszniki* RAKUSZ, 1932, *Cum-*



Obr. 26 Profil anisko-ladinských vápencových súvrství stratenského príkrovu (glacká čiastková jednotka) na j. svahu kaňonu Hornádu 350 m jz. od Smižianskej Maše (J. Mello, 2000; konodonty určil Dr. L. Krystyn).

mingella sp. aff. *balladoolensis* RED., 1942, *Paladin* sp. aff. *eichwaldi* (FISCHER, 1825), podľa ktorých Rakusz (1932) a Bouček a Přibyl (1960) určili vek vrstiev na vestfál B–C. Fosiliferné vrstvy tu obsahujú aj hojné fosílie lastúrnikov, machoviek, krinoidov, rugózových koralov, ortokónických nautiloidov a paleoflóru [na jej základe Nemějc (1946) zaradil vrstvy do vestfálu A–B]. Konodont *Idiognathoides sinuatus* tiež poukazuje na vek vestfál A (Kozur a Mock, 1977). Novšie karbónske fosílie, najmä z Jeruzalemského vrchu, prehodnotila Váňová (1984, 1986, 1987).

9. Dobšiná – Hámor: hámorské súvrstvie

V opustenom kameňolome z. od Dobšinej sú odkryté cyklické sekvencie hámorského súvrstvia. Pozostávajú z cyklicky sa striedajúcich jemnozrnných, menej strednozrnných zlepencov, pieskovcov, piesčitých a sľudnatých bridlíc a čiernych grafitických bridlíc. Cykly dosahujú hrúbku 10 a viac metrov. Niektoré cykly obsahujú v najvyššej časti antracitovú sečku. Celkove sú sedimenty bohaté na kremeň a klastickú sľudu. Z ostatných klastických úlomkov možno uviesť rozličné typy fylitov, metakvarcitov, zriedka granitoidov, lyditov, bázických a kyslých vulkanitov (Vozárová a Vozár, 1995, s. 25).

10. Dobšinský kopec: amfibolity klátovskej skupiny (P. Ivan)

Z parkoviska oproti prameňu (najvyššia serpentína štátnej cesty Dobšiná – Poprad) lesnou cestou mierne nadol cca 350 m možno prísť k výraznému chrbtu. Na okraji lesa je hranica medzi usmernenými metatufmi rakoveckej skupiny (vyššie v svahu je aj odkryv) a amfibolitmi klátovskej skupiny. V starom lome hneď na okraji lesa sú škvrnité amfibolity po gabrách. Obsahujú asociáciu: hnedý amfibol + plagiklas + klinozoizit + fengit, na ktorú je naložená mladšia asociácia modrastého aktinolitu a chloritu.

Asi 100 m ďalej po ceste vpravo je halda starej langenberskej štôlne (siderit, ankerit, chalkopyrit, tetraedrit), za ňou cca 100 m vľavo je malý lom v amfibolitoch (strednozrnný, mierne usmernený amfibolit – bežný typ, hnedozelený amfibol, plagioklas). V lome je aj malá poloha skarnu (diopsid, granát, vezuvián). Za lomom sa cesty rozdvojujú. Cesta smerujúca mierne nahor ide v amfibolitoch (bloky, úlomky) cca 500 m k halde štôlne Jóremeny, ktorá sa cca pred 10 rokmi vzmáhala – na halde je zrudnenie (sidert, ankerit, chalkopyrit, tetraedrit), amfibolity, ruly a rulové fylonity.

11. Dobšinská Ľadová Jaskyňa (osada): vrchnokriedové až ?paleocénne súvrstvie gosauského typu

Lokalita patrí k najznámejším výskytom tohto súvrstvia v Západných Karpatoch. Okrem najprístupnejšej a najznámejšej lokality v zárezе trate sú tu aj ďalšie, ktoré stoja za návštevu:

a) Zlepence, pieskovce a bridlice vrchnej kriedy v zárezе železničnej trate. – V súčasnosti v dobre odkrytej časti profilu dominujú strmo uklonené hrubé lavice polymiktných zlepencov, ojedinele s polohami bridlíc. Smerom k stanici sa podiel piesčitých bridlíc červenohnedej farby zvyšuje. V obliakovom materiáli prevládajú karbonáty, hojné sú pestré rádiolarity, bežné sú bázické a ultrabázické horniny a vyskytujú sa aj úlomky ďalších hornín. Materiál pochádza hlavne zo silicika a meliatika, teda z okolitých tektonických jednotiek. Podrobnejšie údaje možno nájsť v kapitole o gosauskej skupine, pozri tiež Plašienka in Vozár et al. (1996, s. 28–29). Analogický profil opísali Andrusov a Snopková (1973) zo zárezu štátnej hradskej.

b) Tmavé slieňovce (?spodný santón–spodný kampán) pri chate Lesana. – Súvrstvie tmavosivohnedých vápnitých bridlíc a tmavosivohnedých ílovitých vápencov bolo nedávno (r. 1999) odkryté pri stavbe čističky odpadových vôd na svahu pod cestou pri chate Lesana.

Pod chatou Lesana (Schwarze vila) súvrstvie upadá na JV (smer a sklon vrstiev je 130–140/30°) pod súvrstvie zlepencov, ktoré vystupujú vyššie v svahu v jeho nadloží. Dobre sú odkryté aj vyššie v zárezе cesty a v odkope pre chatu Ruffini. V čase dokumentácie súvrstvie slieňovcov bolo odkryté v hrúbke 3 m (pôvodne viac). Úplnú prevahu v ňom majú vrstvovité (s hrúbkou vrstiev 3–19 cm, prevažne 6–10 cm) tmavohnedosivé ílovité vápence (slieňovce) s 1–20 cm hrubými polohami vápnitých ílovitých bridlíc približne rovnakej farby. Vápence majú rovné vrstvové plochy, sú bez organodetritu (sterilné mudstone) a bez dobre zreteľných sedimentárnych textúr. Možno pozorovať len ťažko zreteľnú jemnú planárnu laminációu. Sú nebioturbované. Vetraním nadobúdajú béžovú patinu. Vysušovaním sa rýchlo rozpadajú, čo konštatoval už Noth (1874). Na úpätí pod chodníkom j. od chaty Ruffini sa v odkope podarilo zopakovať nález hojnej drobnej, zle zachovanej makrofauny ulitníkov a lastúrnikov, ktoré uvádzal už Noth (l. c.).

c) Redepozity s munieriami na sz. úbočí masívu Vyšnej záhrady. – V zárezе cesty idúcej po sz. úbočí masívu Vyšnej záhrady a v malom lome (?pôvodne štôlni) nad touto cestou, t. j. v miestach, na ktorých Bystrický (1978) zistil výskyt vápencov s munieriami, je dobre zreteľné, že vápence s munieriami tvoria polohy v súvrství tmavohnedosivých ílovitých vápencov bez organodetritu (v sterilných mudstone). Na týchto miestach sú ílovité vápence zreteľne čistejšie (menej ílovité) ako pri chate Lesana. Vápence s munieriami tvoriace 1–35 mm hrubé polohy sú svetlejšie. Sú to detritické vápence s veľkosťou zrna frakcie strednozrnného piesku. Niekedy tvoria len spodnú (napr. 35 mm hrubú) časť vrstvy, pričom pomerne náhle, takmer ostro, prejdú do kalového ílovitého vápenca tvoriaceho vrchnú (napr. 25 mm hrubú) časť vrstvy. Inokedy detritické vápence tvoria celú vrstvu (do 30 mm). V niektorých prípadoch je pomerne zreteľná normálna gradácia s prechodom do paralelnej laminácie vo vrchnej časti. Pomerne časté sú aj prípady, keď svetlé zrnité

polohy hrubé 1–3 mm tvoria niekoľko polôh – lamín – v rámci jednej vrstvy (hrubej 30–50 mm), pričom sa striedajú s tmavosivohnedými až čiernohnedými bituminóznymi kalovými ílovitými vápencami, do ktorých boli preplavené. Sladkovodné riasy *Munieria grambasti* BYSTRICKÝ sú viazané na polohy detritických vápencov, ktoré sú zreteľnými redepozitmi.

d) Výplň špált vo vrchnotriasových vápencoch stratenského príkrovu. – Asi 150 m jz. od odbočky na Hrabušice zo štátnej cesty Stratená – Telgárt nad cestou možno študovať 3–4 m špaltu v svetlých vrchnotriasových vápencoch. Špalta je vyplnená tmavými bridlicami neznámeho veku a červenohnedým pieskovcom vrchnej kriedy. Podobné špalty nie sú v území zriedkavosťou a svedčia o tom, že vrchnokriedové sedimenty sedimentovali na hotovú príkrovovú stavbu.

12. Dolka: dachsteinské (furmanské) organodetritické vápence

Je to v minulosti veľmi často navštevovaná lokalita v zárezе svahu (kameňolome) v. od záhrad domov v osade Dolka. Nachádza sa tu neobyčajne pestrá paleta organodetritických, ale aj onkolitových či oolitických alebo mikritických vápencov s veľmi bohatým spoločenstvom fosílií, napr. *Montivaltia norica* FRECH, *Thecosmilia defilippi* (STOPP.), *Halorella amphitoma* BRONN., *Heteroporella carpatica* BYSTR. a i. (porov. Bystrický, 1973, s. 87).

13. Dolina Dobšinského potoka – profil federatskej jednotky

Kompletný obalový sled južného veporika – federatská jednotka – vystupuje v tektonickom polokne v doline Dobšinského potoka. Obalová jednotka pozostáva z niekoľkých čiastkových tektonických šupín. Paraautochtónne, alpínsky nízko metamorfované sedimenty (permské metaarkózy, spodnotriasové metakremence a strednotriasové rauvaky, svetlé a tmavé kryštalické vápence) ležia na kryštalinickom podloží, ktoré je tvorené hrubozrnnými až porfyrickými metagranitoidmi – ortorulami hercýnskeho veku, ktoré sa v podobe úzkeho pruhu od k. Do skália (1 081 m) vykliňujú v strednej časti doliny. Na paraautochtónnom slede leží prvá čiastková šupina s kompletným obalovým vývojom. V jej spodnej časti sú to tmavé fylitické bridlice s polohami zelenkastých vulkanoklastických hornín (slatvinské súvrstvie – vrchný karbón), ďalej nasledujú metaarkózy (rimavské súvrstvie – perm). Nad nimi vystupuje kompletný sled federatskej jednotky od metakremencov spodného triasu po svetlé rozpadavé dolomity pravdepodobne vrchnotriasového veku. Druhá čiastková šupina v nadloží dolomitov je vyvinutá najmä na severných svahoch doliny. Pozostáva v spodnej časti z hornín slatvinského a rimavského súvrstvia, tektonicky výrazne redukovaných, a najmä z plošne rozsiahlej, ale tenkej dosky metakremencov spodného triasu. Tektonickým nadložím tejto čiastkovej šupiny je gemerikum.

14. Dreveník: travertíny

Jedna z najväčších a najstarších travertínových kôp na Slovensku, tvoriaca morfologickú dominantu sv. časti Hornádskej kotliny, sa nachádza asi 2 km jv. od Spišského Podhradia. Predstavuje mierne vyklenutú tabuľu trojuholníkového pôdorysu s rozlohou asi 1,5 km^2, po obvode s 30–80 m vysokými strmými stenami, ktoré ostro kontrastujú s mierne modelovaným pahorkatinným reliéfom Podhradskej kotliny, založenom na hutianskom súvrství podtatranskej skupiny.

Dreveník vznikol spojením štyroch travertínových kôp vyzrážaných z mineralizovaných prameňov na zlomových poruchách približne s.-j. smeru. Na základe nálezov odtlačkov predkvartérnych rastlín sa usudzuje, že travertíny vznikali už v pliocéne. Dnešná morfológia Dreveníka je výsledkom svahových procesov v podmienkach periglaciálnej klímy a diferencovaných pohybov. Trhliny a pukliny sa opätovným zamŕzaním rozširovali a na okrajoch kopy sa uvoľňovali bloky rôznej veľkosti, ktoré sa zosúvajú po podložných paleogénnych ílovcoch (cambering). Na jv. okraji Dreveníka takto vzniklo malé skalné mesto s príťažlivou scenériou.

V trhlinách, najmä na západnom okraji, sa nachádzajú jaskyne so sintrovou a ľadovou výzdobou (najväčšia Puklinová jaskyňa dlhá 100 m, 80-metrová Ľadová jaskyňa), na nezalesnenom teréne vznikajú drobné škrapy a závrty s terra rossou. Dreveníčky travertín dosahuje hrúbku až 100 m, je sivobiely, kompaktný, menej pórovitý ako ostatné slovenské travertíny. Už od stredoveku sa ťaží ako dekoračný kameň, v súčasnosti vo veľkom lome na západnom svahu. Okrem geologickej a geomorfologickej hodnoty má lokalita veľký význam aj z botanickej (zmiešaný výskyt teplomilných a dealpínskych druhov) a archeologickej stránky (osídlenie od neolitu po halštatskú dobu, slovanské hradisko z 11. storočia).

15. Geravy: dachsteinský vápenec, tmavosivé vápence rétu, krinoidové vápence a tmavé bridlice liasu geravského čiastkového príkrovu

Tieto horniny možno študovať v okolí vrcholovej stanice lanovky, ktorá nás dovezie od priehrady Dedinky. Všetky sú bohaté na organické zvyšky (porov. Bystrický, 1973, obr. 11).

16. Grajnársky lom – vulkanogénny horizont zlatníckeho súvrstvia

V opustenom lome vedľa štátnej cesty Rožňava – Spišská Nová Ves dominujú vulkanoklastiká s klastickou prímesou nad efuzívnymi formami. Podľa chemického zloženia vulkanity zlatníckeho súvrstvia zodpovedajú tholeiitickým bazaltom s afinitou k E-MORB alebo BABB typu. Tmavé bridlice tvorí podložie vulkanogénneho horizontu. Zlatnícke súvrstvie je prešmyknuté na permské súvrstvia.

17. Hrabušice – Podlesok: hornádske vrstvy

Vo svahu nad hradskou z Hrabušíc do Stratenej, asi 3 km jz. od Hrabušíc, v skalných stienkach v bezprostrednom nadloží dolomitov vernárskeho príkrovu vystupujú stredno- až drobnozrnné zlepence a pieskovce vrchnej časti hornádskych vrstiev. Veľmi dobré opracovanie a polymiktné zloženie obliakového materiálu (kremeň, kremence, vápence, granitoidy, v menšej miere pieskovce, vulkanity, metamorfity) spolu s výraznými textúrno-štruktúrnymi znakmi (šošovkovitý priebeh vrstiev, erózne kanály, šikmé zvrstvenie, imbrikácia) naznačujú sedimentáciu v riečnom prostredí, v predtransgresívnom období vývoja vnútrokarpatského paleogénu Hornádskej kotliny.

Pri jz. ukončení zlepencových stienok v podložných dolomitoch vidno depresie vyplnené balvanovitými monomiktnými dolomitovými brekciami. Ekvivalentný typ sedimentov sa nachádza aj v nadloží dolomitov v kameňolome asi 150 m jz. smerom. Brekcie predstavujú kontinentálny subaerický sediment deluviálneho typu (kamenité sutiny).

18. Chrasť nad Hornádom: Farská skala – stratotyp chrastianskych vrstiev

Prírodná pamiatka Farská skala sa nachádza v ľavobrežnom záreze Hornádu na východnom okraji obce Chrasť nad Hornádom. Lokalita je stratotypom chrastianskych vrstiev (podtatranská skupina; deltové sedimenty priabónu) tvorených striedaním jemno- a hrubozrnných vápnitých pieskovcov (litických drôb) s obliakmi kremeňa a vápencov a so sporadickými šošovkami drobno- až strednozrnných kremenných a petromiktných zlepencov. Charakteristickým znakom chrastianskych vrstiev sú bohato vyvinuté textúrne prvky: výmoľové šikmé zvrstvenie, gradačné zvrstvenie (normálne, inverzné, symetrické), v jemnozrnných pieskovcoch paralelná laminácia. Podrobná charakteristika chrastianskych vrstiev sa nachádza v práci Fila a Siráňovej (1998).

19. Kopanec: reingrabenské bridlice a „mürztalské" vrstvy

Lesná cesta vedúca z hradskej Stratená – Hrabušice od sedla Kopanec smerom na východ v úseku cca 300 m pretína šupinu Červeného štrosu. Najprv sú odkryté svetlé vápence, pravdepodobne vrchnotriasové, potom čierne, tyčinkovite sa rozpadajúce reingrabenské bridlice a ďalej tmavosivé lavicovité rohovcové vápence s preplástkami bridlíc („mürztalské" vrstvy). Z nich sa získali konodonty *Metapolygnathus polygnathiformis, M. foliata, Neocavitella cavitata* a fragmenty *tethydis* ME (určil Dr. L. Krystyn). Nálezy poukazujú na spodnokarnský vek vrstiev (pod reingrabenským niveau). Na hranici medzi touto šupinou a dolomitmi glackého čiastkového príkrovu je silno rozdrvené mylonitové pásmo, v ktorom sa vyskytujú pravdepodobne aj silno rozdrvené brekcie senónskeho veku.

20. Kráľova skala (1 690,3 m) – kryštalinikum masívu Kráľovej hole a príklady mrazového zvetrávania kryštalinických hornín

Bralnatý vrchol Kráľovej skaly formujú tmavosivé až tmavozelené strednozrnné, lokálne hrubšie zrnité granodiority až tonality kráľovohoľského komplexu – čiastkového tonalitového príkrovu Veľkej vápenice. Horniny majú typickú doskovitú odlučnosť podľa extenzných subhorizontálnych mylonitických foliačných plôch. Skalné veže predstavujú periglaciálne mrazové zruby, ktoré vznikali intenzívnym mrazovým (kryogénnym) zvetrávaním a odnosom materiálu. Najväčšiu intenzitu malo v chladných obdobiach pleistocénnych glaciálov. Niektoré mrazové zruby sú ďalším vývojom (hlavne mrazovým zvetrávaním pozdĺž priečnych puklín) spojeným s pomalým premiestňovaním po svahu (soliflukciou) oddelené od skalnej steny a vytvárajú samostatné skalné veže. Na úpätí sú vyvinuté mrazové sutiny a kryoplanačné terasy. Lokalita je dostupná zo sedla Snehové jamy po zeleno značkovanom turistickom chodníku.

21. Kvetnica: paleobazalty (melafýry) malužinského súvrstvia (hronikum)

V kameňolome 2 km ssz. od Hranovnice vedľa hradskej do Popradu vystupujú paleovulkanity 2. erupčnej fázy 3. megacyklu malužinského súvrstvia (perm hronika). Možno tu pozorovať 2–8 m hrubé lávové prúdy tholeiitových bazaltov až andezitov (textúra sheated flows) s častou epidotizáciou a prejavmi Cu mineralizácie. Prúdy sú kontaminované kontaktne metamorfovanými medzivrstvami sedimentov.

22. Matka Božia: aflenzské vápence

Najkrajšie odkryvy týchto tmavosivých lavicovitých, často rohovcových vápencov sú na z. svahoch Matky Božej, kde tvoria niekoľko desiatok metrov vysoké bralá pod vyhliadkou s krížom. Príchod je lesnou asfaltovou cestou do sedla j. od kóty a odtiaľ cca 1 km pešo. Pri nedostatku času ich možno študovať východnejšie a nižšie v zárezе tej istej lesnej cesty v oblasti Smižianskeho lesa, no odkryvy nie sú také pekné a rozsiahle.

23. Palcmanská Maša, križovatka: metabazalty zlatníckej formácie (P. Ivan)

V zárezе odbočky hradskej do Dediniek, 250 m južne od priehradného múru, vystupujú zelené metabazalty, ktoré boli pôvodne reprezentované afyrickými typmi, zriedkavejšie plagioklasfyrickými typmi s ofitickou textúrou matrixu. Bazalty boli metamorfované v podmienkach prehnitovo-pumpellyitovej fácie až fácie zelených bridlíc. Sú zložené z albitu, prehnitu, pumpellyitu, chloritu, aktinolitu, svetlej sľudy, klinozoizitu, epidotu a a leukoxenizovaného ilmenitu. Sporadicky zachovaný mag-

matický klinopyroxén (nájdený mimo tejto lokality) je diopsidového zloženia. Metabazalty sú intenzívne preniknuté karbonátovo-kremeňovo-hematitovými žilami. 250 m severnejšie, v zárezе hradskej pri hrádzi, vystupujú amfibolity klátovskej skupiny.

24. Prielom Hornádu – profil glackého čiastkového príkrovu

Od prítoku potoka Lesnica do Hornádu (1 km z. od Čingova) až po Zelenú horu j. od Hrabušíc je v dĺžke cca 11 km nádherne odkrytý takmer súvislý profil stredno- a čiastočne vrchnotriasovej sekvencie glackého čiastkového príkrovu, v poradí (proti prúdu): gutensteinský dolomit a vápenec, steinalmský, nádašský a raminský vápenec a nakoniec wettersteinský rifový a lagunárny vápenec. Osobitným zážitkom je prezeranie profilu opačným smerom po prúde rieky – pri splavovaní člnom; vtedy sa možno dostať k nádherným odkryvom a scenériám, ktoré sú ináč nedostupné.

25. Spišské Bystré (1 km jz. od obce): malužinské súvrstvie (mladšie paleozoikum hronika)

Vo výraznom rebre na ľavom svahu Bystrianskej doliny sú odkryté sedimenty vrchnej časti prvého megacyklu. V profile sa striedajú lavice jemno- až strednozrnných pieskovcov s ílovcami a bridlicami. Farba je prevažne červenofialová. Ide o sedimenty z prostredia typu playa (bridlice) s epizodickými fluviálnymi zásahmi.

Vo vrchnej časti odkryvu je bazaltový sill, ktorý má kontaktné účinky na okolité sedimenty. Z neďalekého okolia je známa uránová mineralizácia (Vozárová in Vozárová a Vozár, 1995, s. 21; tiež in Vozár a Juhász et al., 1996, s. 27–28).

26. Spišské Tomášovce – kameňolom Ďurkovec: typová lokalita tomášovských vrstiev

Kameňolom Ďurkovec sa nachádza 1 km južne od Spišských Tomášoviec, 150 m západne od cestnej komunikácie vedúcej k rovnomennému turistickému stredisku. V kameňolome sa nachádza stratotypový profil tomášovských vrstiev (podtatranská skupina; neritické sedimenty mladšieho priabónu) tvorený alternáciou jemnozrnných pieskovcov (litických drôb) a prachovcov so zriedkavými lavicami strednozrnných karbonátových pieskovcov (arenitov) a drobnozrnných karbonátových zlepencov. V pieskovcoch a prachovcoch sa nachádzajú charakteristické pyritové konkrécie, zvyšky suchozemskej makroflóry a plytkomorskej makrofauny (najmä lastúrnikov) a rozptýlené obliaky vápencov veľkosti do 50 mm. Horniny sú prestúpené pravidelným systémom tenkých kalcitových žiliek smeru SZ–JV a S–J a otvorenými puklinami smeru SV–JZ, na ktorých sa nachádzajú niekoľko metrov dlhé, cca 1 m široké a do 2 m hlboké dutiny, pozostatok

jaskynného systému zničeného ťažbou. Podrobná charakteristika tomášovských vrstiev a ich stratotypovej lokality sa nachádza v práci Fila a Siráňovej (1996).

27. Stratená: bodvasilašské vrstvy stratenského príkrovu

Priamo v centre obce Stratená nad prameňom sú odkryvy fialových piesčitých bridlíc a pieskovcov, miestami aj s odtlačkami fosílií. Vystupujú tu v eróznom okne spod strednotriasových karbonátových komplexov.

28. Vernárske lúky: dachsteinské stromatolitické dolomity vernárskeho príkrovu

V zárezе hlavnej cesty Stratená – Vernár 1 km jv. od križovatky na Pustom poli sú odkryté strmo uklonené laminované stromatolitické dolomity (loferity). Vznikli cyklickou sedimentáciou v tidálnom prostredí.

29. Zadná dolina: kontakt federatskej jednotky a nižnobocianskeho súvrstvia hronika

V horných častiach Zadnej doliny a toku Hnilca z. od Pustého poľa v oblasti Holej pálenice je v defilé hrebeňa dobre viditeľný kontakt bridličnatých tmavých vápencov s rohovcami a rauvakov federatskej jednotky s vrchnokarbónskymi jemnozrnnými laminovanými tmavosivými až čiernymi bridlicami, ktoré sú na mape zaradené do nižnobocianskeho súvrstvia hronika. Na križovaní sz.-jv. orientovaného zlomu s tokom Hnilca je vyvinutý systém krasových závrtov, v ktorých v úseku cca 1 km sa ponára horný tok Hnilca. Zlom je zároveň tektonickou hranicou medzi kryštalinikom masívu Kráľovej hole, obalovou revúckou skupinou (predtým komplex Prednej hole) a federatskou jednotkou.

30. Závadka: a) polymiktné balvanovité zlepence rudnianskeho súvrstvia (vestfál), b) pestré polymiktné zlepence knolského súvrstvia (perm) v zárezе hradskej Nálepkovo – Závadka (pozri Vozárová a Vozár, 1995, str. 18).

31. Zubrovica: profil revúckej skupiny (dosiaľ komplex Prednej hole)

V hornej časti doliny Zubrovica (severne od obce Telgárt) v defilé lesnej cesty do sedla sz. od k. Gregová je dobre odkrytý profil vo vrchnokarbónskom slatvinskom súvrství revúckej skupiny. Vystupujú v ňom tmavé až čierne fylitické bridlice s polohami bázických vulkanických hornín a vulkanoklastík (zelené bridlice), miestami so slabým hematitovým zrudnením, a polohy kyslých svetlých vulkanitov – keratofýrov.

Literatúra

Ahlburg, J., 1913: Über die Natur und das Alter der Erzlagerstätten des oberungarischen Erzgebirges. Mitt. d. Jahr. d. k. ung. Geol. Anst. (Budapest), 20, 7.

Andrusov, D., 1930: Příspěvky ke geologii severozápadních Karpát – VI. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 6, 221–232.

Andrusov, D., 1936: Subtatranské příkrovy Západních Karpat. Carpatica, Ř. B (Praha), II, 3–50.

Andrusov, D., 1937: La structure tectonique des Monts Metalliferes du Spiš et du Gemer en Slovaquie. Compte rendu Soc. Geol. France (Paris), 11.

Andrusov, D., 1938: Geologie Slovenska. Sbor. pro výzk. Slov. a Podkarp. Rusi (Praha).

Andrusov, D., 1958: Geológia československých Karpát, I–II. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied.

Andrusov, D., 1959: Geológia československých Karpát II. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1–375.

Andrusov, D., 1965: Geológia československých Karpát, III. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1–392.

Andrusov, D., 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1–188.

Andrusov, D., Gorek, A., Maheľ, M. a Zorkovský, V., 1950: Zpráva o geologickom výskume druhohornej pokrývky rudonosných formácií severného okraja Spišsko-gemerského rudohoria a jej bezprostredného podložia s ohľadom na možnosť pokračovania rudných žíl pod druhohorami. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Andrusov, D., Bystrický, J. a Fusán, O. 1973: Outline of Structure of the West Carpathians. X. Congress of CBGA Bratislava. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–44.

Andrusov, D. a Snopková, P., 1976: Trouvaille d´une palynoflore sénonnienne dans le membre a conglomérats rouges de Dobšinská ľadová jaskyňa (Slovaquie centrale). Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 27, 2, 231–244.

Andrusov, D., Samuel, O. (eds.) et al., 1983. Stratigrafický slovník Západných Karpát, 1 (A–K). 1. vyd. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 448 s.

Antaš, J., Kotras, J. a Bartalský, J., 1960: Záverečná zpráva a výpočet zásob Mlynky – Biele Vody – sádrovec, anhydrit, vápenec, stav k 1. 1. 1960, Doplnok GP – Žilina, závod SNV.

Antonická, B., 1996a: Aktualizácia regionálnych štúdií nerastných surovín okresov SR. Okres Gelnica. Stav k 31. 12. 1996.

Antonická, B., 1996b Aktualizácia regionálnych štúdií nerastných surovín okresov SR. Okres Levoča. Stav k 31. 12. 1996.

Antonická, B., 1996c: Aktualizácia regionálnych štúdií nerastných surovín okresov SR. Okres Spišská Nová Ves. Stav k 31. 1. 1996.

Bajaník, Š., 1965: Stratigrafia, tektonika a magmatizmus rakoveckej série. Kandidát. dizert. práca. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Bajaník, Š., Biely, A., Miko, O. a Planderová, E. 1979: O paleozoickom vulkanicko-sedimentárnom komplexe Prednej hole (Nízke Tatry). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 73, 7–28.

Bajaník, Š., Gregor, T., Hanzel, V., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. a Vozárová, A., 1979: Vysvetlivky a geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria 1 : 50 000. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Bajaník, Š., Vozárová, A. a Reichwalder, P., 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 75, 27–56.

Bajaník, Š., Hanzel, V., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. a Vozárová, A., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – východná časť, 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–223.

Bajaník, Š., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. a Vozárová, A., 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria – východná časť, 1: 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Bajtoš, P., 1993: Severná časť rudnianskeho rudného poľa. Geologický prieskum – hydrogeológia, vyhľadávací prieskum, Spišská Nová Ves. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Spišská Nová Ves.

Ballayová, Z., 1989: Triasové horniny vo vrchnokriedových konglomerátoch od Dobšinskej ľadovej jaskyne so zreteľom na dôkaz detritu meliatika. Diplomová práca. Manuskript – archív Katedry geol. a paleont. PriF UK, Bratislava, 64 s.

Bárta, R., 1959: Geofyzikálny prieskum na lokalite Poráč. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Baumgartner, P. O., Bartolini, A., Carter, E., Conti, M., Cortese, G., Danelian, T., De Wever, P., Dumitrica-Jud, R., Goričan, Š., Guex, J. M., Hull, D., Kito, N., Marcucci, M., Matsuoka, A., Murchey, B., O'Dogherty, L., Savary, J., Vishnevskaja, V., Widz, D. a Yao, A., 1995: Middle Jurassic to Early Cretaceous Radiolarian Biochronology of Tethys Based on Unitary Associations. In: Baumgarner, P. O., O'Dogherty, L., Goričan, Š., Urquhart, E., Pillevuit, A. a De Wever, P., 1995: Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurences, Systematics, Biochronology. Mémoirs de Géologie (Lausanne), 23, 1–1143.

Běhounek, R., 1951: Zpráva o geofyzikálním průzkumu železných rud v Rudňanech na Slovensku. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Bezák, V., 1993: Hercýnska a alpínska tektogenéza západnej časti Slovenského rudohoria: základné štádiá vývoja. In: Rakús, M. a Vozár, J. (eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 243–247.

Bezák, V., 1994: Návrh nového členenia kryštalinika Západných Karpát na základe rekonštrukcie variskej stavby. Miner. slov. (Bratislava), 26, 1, 1–6.

Bezák, V., Hraško, Ľ., Kováčik, M., Lexa, O., Plašienka, D., Pristaš, J. a Siman, P., 1996: Geologická mapa 1 : 25 000 a vysvetlivky, listy 36-244 (časť), 36-422. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Bezák, V., Šefara, J., Bielik, M. a Kubeš, P., 1997: Models of the Western Carpathian lithosphere. In: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. slov. – Monogr., 25–34.

Bezák, V., Hraško, Ľ., Kováčik, M., Madarás, J., Siman, P., Pristaš, J., Dublan, L., Konečný, V., Plašienka, D., Vozárová, A., Kubeš, P., Švasta, J. Slavkay, M. a Liščák, P., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – západná časť, 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 1–178.

Biely, A., 1955: Hydrogeologické posúdenie prameňov severozápadne od Dobšinej v hornom údolí Dobšinského potoka. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Biely, A., 1956a: Príspevok ku geológii okolia Dobšinej. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 5, 37–60.

Biely, A., 1956b: Zpráva o základnom geologickom výskume severovýchodných svahov Kráľovej Holi. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Biely, A., 1958: Geologické pomery územia južne od Spišskej Novej Vsi. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 13.

Biely, A., 1961: Poznámky ku geológii mezozoika koreňových zón vo veporidách. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 21, 109–125.

Biely, A., 1966: K problému hranice gemeríd a chočského príkrovu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 40, 171–172.

Biely, A., 1967: Výskum mezozoika Galmusa. Čiastková záverečná správa za r. 1961 až 1966. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Biely, A., Beňuška, P., Bujnovský, A., Halouzka, R., Klinec, A., Lukáčik, E., Maglay, J., Miko, O., Molák, B., Pulec, M., Putiš, M., Vozár, J. a Vozárová, A., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Tatier 1 : 50 000. Čiastková záverečná správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 342 s.

Biely, A., Beňuška, P., Bezák, V., Bujnovský, A., Halouzka, R., Ivanička, J., Kohút, M., Klinec, A., Lukáčik, E., Maglay, J., Miko, O., Pulec, M., Putiš, M. a Vozár, J., 1992: Geologická mapa Nízkych Tatier 1 : 50 000. Bratislava, Geol, Úst. D. Štúra.

Biely, A. a Bezák, V. (eds.), Biely, A., Bujnovský, A., Vozárová, A., Klinec, A., Miko, O., Halouzka, R., Vozár, J., Beňuška, P., Bezák, V., Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P., Lukáčik, E., Maglay, J., Molák, B., Pulec, M., Putiš, M. a Slavkay, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Tatier 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 7–232.

Borza, K., 1979: Valúny albsko-turónskych vápencov zo zlepencov kriedy a paleogénu Západných Karpát. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 72, 113–122.

Bouček, B. a Přibyl, A., 1960: Revise trilobitů slovenského svrchního karbonu. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 20, 5–49.

Buday, T., Kodym, O., st., Maheľ, M., Máška, M., Matějka, A., Svoboda, J. a Zoubek, V., 1961: Tektonický vývoj Československa. Sborník prací a tektonická mapa 1 : 1 000 000. Praha, Naklad. ČSAV, 254 s.

Bystrický, J., 1959: Beitrag zur Stratigraphie des Muraner Mesozoikums (Muráň-Plateau). Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 56, 5–53.

Bystrický, J., 1972: Faziesverteilung der mitteleren und oberen Trias in den Westkarpaten. Mitt. Gesell. Geol. Bergba. (Insbruck), 21, 289–310.

Bystrický, J., 1973: The Stratená hornatina Mountains. In: Bystrický, J. et al.: Triasssic of the West Carpathians Mts, Guide to excursion D, X. congres CBGA. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 59–67.

Bystrický, J., 1978: Prvý nález sedimentov spodnej kriedy v Stratenskej hornatine v Západných Karpatoch. Miner. slov. (Bratislava), 10, 1, 17–22.
Bystrický, J., 1979: Dasycladaceae of the Upper Triassic of the Stratenská hornatina Mountains (The West Carpathians). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 30, 3, 321–340.
Bystrický, J., 1982: The Middle and Upper Triassic of the Stratenská Hornatina Mts. and its relation to the Triassic of the Slovak Karst Silica Nappe (The West Carpathians Mts., Slovakia). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 33, 4, 437–462.
Bystrický, J., 1983: Stratigrafická tabuľka triasu. In: Stratigrafický slovník Západných Karpát, 1 (A–K). [Andrusov, D., Samuel, O. (eds.) et al., 1983], 1. vyd. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, tab. 8.
Bystrický, J., 1986: Stratigraphic Ranging and Zonation of Dasycladal Algae in the West Carpathians Mts., Triassic. Miner. slov. (Bratislava), 18, 4, 289–321.
Bystrický, J. a Jendrejáková, O., 1982: Stredný a vrchný trias Stratenskej hornatiny. Manuskript – archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
Bystrický, J., Jendrejáková, O. a Papšová, J., 1982: Príspevok k stratigrafii triasu Stratenskej hornatiny. Miner. slov. (Bratislava), 14, 4, 289–321.
Cambel, B., Kráľ, J. a Burchart, J., 1990: Isotope geochronology of crystalline complexes in the Western Carpathians. Bratislava, Veda, 183 s.
Cangár, P. a Szabová, A., 1990: Galmus – hydrogeologický rajón MG-117, vyhľadávací hydrogeologický prieskum, IGHP Košice, Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Cicmanová, S., Lukaj, M., a Račický, M., 1999: Banské vody na Slovensku a možnosti ich využitia. Manuskript – Podzemná voda, SAH, Bratislava.
Csiskó, A., 1942: Der Geologische Bau des „Slowakischen Paradieses" (Zips-Gömörer Kalksgebirge). Lotos (Prag), 88.
Činčura, J., 1996: Príspevok k paleogeografii Ostrej skaly pri Dobšinskej ľadovej jaskyni v Slovenskom raji. Slov. Kras (Martin), XXXIV.
Dallmeyer, R. D., Neubauer, F. a Putiš, M., 1993: 40Ar/39Ar mineral age controls for the Pre-Alpine and Alpine tectonic evolution of nappe complexes in the Western Carpathians. In: Pitoňák, P. a Spišiak, J. (eds): Pre-Alpine events in the Western Carpathians' Realm, 11–20.
Dallmeyer, R. D., Neubauer, F., Handler, R., Fritz, H., Müller, W., Pana, D. a Putiš, M., 1996: Tectonothermal evolution of the internal Alps and Carpathians: Evidence from $^{40}Ar^{-39}Ar$ mineral and whole-rock data. Eclogae geol. Helv. (Basel), 89/1, 203–227.
Dickinson, W. R, Lawton, T. F. a Inman, K. F., 1986: Sandstone detrital modes, Central Utah Foreland Region: Stratigraphic record of Cretaceous-Paleogene Tectonic Evolution. J. sed. Petrology (Tulsa), 56, 2, 276–293.
Drnzík, E. a Hudáček, J., 1963: Niekoľko poznámok k členeniu permu a werfénu a kladenie hraníc medzi nimi v priestore Novoveskej Huty. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 30, 47–55.
Ďurovič, V., 1971: Sedimentárno-petrografický výskum vulkanogénno-sedimentárnej (melafýrovej) série centrálnych Západných Karpát. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 23, 5–114.
Džuppa, P. a Husák, Ľ., 1975: Správa z geofyzikálnych meraní na lokalite Galmus – hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Eissen, J. P.., Nohara, M. Cotten, J. a Hirose, K., 1994: North Fiji Basin basalts and their magma sources. 1. Incompatible element constraints. Mar. Geol. (Amsterdam), 116, 153–178.

Ernst, W. G. a Liou, J. G., 1995: Contrasting plate-tectonic styles of the Qinling-Dabie-Sulu and Franciscan metamorphic belts. Geology, 23, 353–356.

Faryad, S. W., 1990: Rulovo-amfibolitový komplex gemerika. Miner. slov. (Bratislava), 22, 303–318.

Faryad, S. W., 1995: Stanovenie p-T podmienok metamorfózy horninových komplexov Spišsko-gemerského rudohoria. Miner. slov. (Bratislava), 27, 9–19.

Faryad, S. W. a Henjes-Kunst, F., 1997: Petrologic and geochronologic constraints on the tectonometamorphic evolution of the Meliata unit blueschists, Western Carpathians (Slovakia). In: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. slov. – Monogr., 145–154.

Fedor, J., 1968: Slovensko – azbest. Čiastková a situačná správa z etapy vyhľadávacieho prieskumu so stavom k 1. 1. 1968. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Ferenc, P., Bodnár, J. a Muška, P., 1980: Rudňany – Matejovce. Záverečná správa z geofyzikálnych metód. Manuskript – archív Geocomplexu, a. s., Bratislava.

Filo, I., Maglay, J., Mello, J., Vozár, J., Jetel, J., Raková, J., Samuel, O., Siráňová, Z. a Snopková, P., 1994: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000; listy: M-34-113-B-a Hranovnica, M-34-113-B-b Hrabušice. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Filo, I., Mello, J., Maglay, J., Siráňová, Z., Širáňová, V., Jetel, J. a Kováčik, M., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000; listy: Spišská Nová Ves, Spišský Hrušov, Nálepkovo, Rudňany. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Filo, I. a Siráňová, Z., 1996: Tomášovské vrstvy – nová litostratigrafická jednotka podtatranskej skupiny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 102, 41–49.

Filo, I. a Siráňová, Z., 1998: Hornádske a chrastianske vrstvy – nové oblastné litostrastigrafické jednotky podtatranskej skupiny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 103, 35–51.

Foetterle, F., 1867: Das Muranyer Gebirge. Verh. Geol. Reichsanst. (Wien), 11, 242–243.

Fusán, O., 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemeríd. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 55, 171–181.

Fusán, O., Máška, M. a Zoubek, V., 1955: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. Geolog. Práce, Spr. (Bratislava), 2.

Fusán, O., Bystrický, J., Franko, O., Chmelík, F., Ilavský, J., Kamenický, L., Kullman, E., Lukniš, M. a Matějka, A., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXVII Vysoké Tatry. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Fusán, O., Bajaník, Š., Beňka, J., Biely, A., Gross, P., Gubač, J., Hanáček, J., Hanzel, V., Marschalko, R., Pecho, J., Regásek, F., Rojkovič, I. a Snopko, L., 1967: Vysvetlivky k listu Spišská Nová Ves v mierke 1 : 50 000. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Fusán, O., Beňka, J., Biely, A., Gross, P., Gubač, J., Hanáček, J., Hanzel, V., Marschalko, R., Pecho, J., Regásek, F., Rojkovič, I. a Snopko, L., 1967: Štruktúrno-stratigrafický výskum paleozoika. List Spišská Nová Ves 1 : 50 000. Čiastková záverečná správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Gašpariková, V., 1986: Výskyt vrchnej kriedy v Rimavskej kotline. Spr. geol. Výsk. Geol. Úst. D. Štúra, Region. Geol. Západ. Karpát (Bratislava), 21, 97–100.
Gazdačko, Ľ. (ed.), 1998: Komplexné zhodnotenie utlmovaných rudných ložísk Gretla – Ráztoky a Smolník – Jedľovec. Záver. správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Gažo, Š., Pikard, V. a Valachovič, K., 1952: Zpráva o prospekcii bauxitických hornín na území medzi Spišskou Novou Vsou a Lučivnou. Manuskript – archív Katedry geol. a mineral. Baníckej fakulty VŠT, Košice.
Gnojek, I. a Janák, F., 1986: Souhrnné zpracování letecky měřených geofyzikálních polí vnitřních Západních Karpat do měřítka 1 : 50 000. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Gnojek, I., Janák, F. a Nemčok, J., 1992: Letecký geofyzikální výskum Levočských vrchov. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Grecula, P., 1970a: Gelnická séria ako jediný reprezentant staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. Miner. slov. (Bratislava), 2, 181–190.
Grecula, P., 1970b: K stratigrafii staršieho paleozoika gemeríd. Miner. slov. (Bratislava), 7.
Grecula, P., 1982: Gemerikum – segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. Bratislava, Miner. slov. – Monogr., Alfa, 263 s.
Grecula, P. a Kucharič, Ľ. (red.), 1990: Čiastková záverečná správa z komplexnej geologicko-geofyzikálnej interpretácie severnej časti SGR. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Grecula, P., Návesňák, D., Bartalský, B., Gazdačko, Ľ., Németh, Z., Ištván, J. a Vrbatovič, P., 1990: Shear zones and arc structure of Gemericum, the Western Carpatians. Miner. slov. (Bratislava), 22, 97–110.
Grecula, P. a Kucharič, Ľ., 1992: Čiastková záverečná správa: SGR – geofyzika, stykové zóny západ, východ a juh. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Gross, P., Papšová, J. a Köhler, E., 1973: Sedimentológia a stratigrafia vrchnej časti bazálnej litofácie centrálnokarpatského paleogénu od Šarišskej vrchoviny po Liptovskú kotlinu. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Gross, P., Halouzka, R., Ďurkovič, T., Siráňová, Z., Jetel, J., Spišák, Z., Samuel, O., Snopková, P. a Raková, J., 1994: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000; listy: M-34-101-D-c Poprad; M-34-101-D-d Spišský Štvrtok; M-34-101-D-a Veľká Lomnica; M-34-101-D-b Kežmarok; M-34-101-B-c Tatranská Lomnica. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Gross, P., Ďurkovič, T., Jetel, J., Kováčik, M., Samuel, O., Žecová, K. a Tunyi, I., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 50 000; listy: Ľubické kúpele, Torysky, Levoča a Jablonov. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Gross, P., Buček, S., Borza, V., Ďurkovič, T., Filo, I., Halouzka, I., Janočko, J., Karoli, S., Kováčik, M., Lukáčik, E., Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Polák, M., Spišák, Z., Vozár, J., Žec, B., Jetel, J., Raková, J., Samuel, O., Siráňová, Z., Túnyi, I., Zlinská, A., Žecová, K. a Snopková, P., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov a šarišského paleogénu. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Gross, P., Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Karoli, S., Maglay, J., Nagy, A., Halouzka, R., Spišák, Z., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E., Mello, J., Polák, M. a Janočko, J., 1999: Geologická mapa Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských

vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny. Bratislava, MŽP SR, GS SR.
Háber, M., 1975: Mineralogicko-geochemický výskum Fe-dolomit-chalkopyritových žíl v Novoveskej Huti. Záverečná správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Háber, M. a Hovorka, D., 1981: Zrudnenie na kontakte ultramafického telesa alpínskeho typu. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 1, 32, 91–111.
Halečka, J., 1987: Novoveská Huta – Podzámčiská – pitná voda, Geologický prieskum Spišská Nová Ves. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Haluška, M., 1978: Betlanovce – Tepličnô, hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Haluška, M. a Petrivaldský, P., 1993: Baldovce – ochranné pásma – vyhľadávací hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Hanáček, J., 1984: Bauxity Slovenska – štúdia. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Hanzel, V., Kullman, E., Móza, A., Repka, T. a Zakovič, M., 1975: Hydrogeologická mapa 1 : 200 000, list Košice. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Havrila, M., 1995a: Riešenie problematiky postavenia vernárskeho pruhu. Ročná správa za rok 1994. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Havrila, M., 1995b: Paleogeografický vzťah hronika a silicika. Ročná správa za rok 1995. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Havrila, M., 1997a: Vzťah hronika a silicika. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Havrila, M., 1997b: Progradácia rífového komplexu hronika. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Havrila, M., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 územia medzi Besníkom a Hrabušicami. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 28 s.
Havrila, M. a Ožvoldová, L., 1996: Meliaticum in the Stratenská hornatina Hills. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 3–4/96, 335–339.
Havrila, M. a Buček, S., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 územia medzi Besníkom a Ľadovou jaskyňou. Ročná správa za rok 1997. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Hašek, V., Bláha, V. a Frankovič, J., 1974: Správa o geofyzikálním merění na lokalite Liptovská Teplička. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Hók, J. a Hraško, L., 1990: Deformačná analýza západného úseku pohorelskej línie. Miner. slov. (Bratislava), 1, 22, 69–80.
Hók, J. a Kováč , P., 1993: Výsledky štruktúrneho výskumu vnútorných Karpát a ich interpretácia . Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Hók, J., Kováč, P. a Madarás, J., 1993: Extenzná tektonika západného úseku styčnej zóny gemerika a veporika. Miner. slov. (Bratislava), 25, 172–176.
Hók J., Kováč, P. a Rakús, M., 1995: Výsledky štruktúrneho výskumu vnútorných Karpát a ich interpretácia. Miner. slov. (Bratislava), 27, 231–235.
Hovorka, D., 1979: The West Carpathians in complete ophiolites. In: Maheľ, M. (ed.): Czechoslovak and Global Tectonics. Bratislava, Veda, 155–166.
Hovorka, D., 1985: Ultramafic Rocks of the Western Carpathians, Czechoslovakia. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–258.

Hovorka, D., Ivan, P. a Spišiak, J., 1984: Nappe with amphibolite facies metamorphites in the inner Western Carpathians its position, origin and interpretation. Miner. slov. (Bratislava), 16, 73–86.

Hovorka, D., Jaroš, J., Kratochvíl, M. a Mock, R., 1984: The Mesozoic ophiolites of the Western Carpathians. Krystalinikum (Praha), 17, 143–157.

Hovorka, D., Ivan, P., Jilemnická, J. a Spišiak, J., 1988: Petrology and geochemistry of metabasalts from Rakovec (Paleozoic of Gemeric Unit, inner Western Carpathians). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 39, 395–425.

Hovorka, D. a Méres, Š., 1989: Relikty vysokostupňových metamorfitov v tatraveporidnom kryštaliniku Západných Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 21, 193–201.

Hovorka, D., Ivan, P., Mock, R., Rozložník, L. a Spišiak, J., 1990: Sedimenty gosauského typu pri Dobšinskej ľadovej jaskyni: námety na netradičnú interpretáciu. Miner. slov. (Bratislava), 22, 519–525.

Hovorka, D. a Spišiak, J., 1997: Medium-grade metamorphics of the Gemeric unit (central Western Carpathians). In: GRECULA, P., HOVORKA, D. a PUTIŠ, M. (eds.): Geological evolution of the western Carpathians. Bratislava, Miner. slov. – Monogr., 315–332.

Hricko, J., 1965: Geofyzikálny prieskum na lokalite Dobšiná. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Huňa, Ľ., Kozák, M. a Vološčuk, I. et al., 1985: Chránená krajinná oblasť Slovenský raj. Bratislava, Príroda, 1–376.

Chmelík, J., 1962: Geologické vyhodnotenie vrtu G-37, Dobšiná – Hámor. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Chudáček, S., 1962: Geoelektrický prieskum na lokalitách Závadka – Novoveská Huta. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Ibrmajer, J., 1963: Gravimetrická mapa ČSSR v mierke 1 : 200 000. Záverečná správa. Manuskript – archív ÚGF, Praha.

Ilavský, J., Pecho, J. a Priechodská, Z., 1956: Poznámky ku geológii a tektonike flyša Spišskej kotliny. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 8, 151–161.

Illés, W., 1902: Die erste in Ungarn gefundene Trilobite. Földt. Közl. (Budapest), 32, 1–408.

Illés, W., 1904: Montangeologische Verhältnisse in der westlichen Umgebung von Dobsina. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. 1902 (Budapest), 134–144.

Ivan, P., 1989: Oceanic crust in the Western Carpathians orogen? Discussion. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 245–253.

Ivan, P., 1997: Rakovec and Zlatník Formations: two different relics of the pre-Alpine back-arc basin crust in the Central Western Carpathians. In: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the western Carpathians. Bratislava, Miner. slov. – Monogr., 281–288.

Ivan, P., 1998: Vysokotlakovo metamorfované bazalty v okolí Dobšinej a predpokladané rozšírenie príkrovu Bôrky v tejto oblasti. (Správa za zmluvnú úlohu 15-97-110). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 18 s.

Ivan, P., 1999: Geochémia a geodynamická pozícia staropaleozoického bázického vulkanizmu Západných Karpát. Habilitačná práca. Bratislava, PriF UK, 96 s.

Ivan, P. a Kronome, B., 1996: Predmetamorfný charakter a geodynamické prostredie vzniku vysokotlakovo metamorfných bazitov meliatskej jednotky na lokalitách Radzim, Bôrka, Hačava a Rudník. Miner. slov. (Bratislava), 28 (1968), 26–37.

Ivanička, J., 1965: Geologické pomery územia západne Vernáru. Diplomová práca. Manuskript – archív Kat. geol. a paleont. PriF UK, Bratislava, 63 s.

Ivanička, J. a Polák, M., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape územia medzi Prostredným vrchom, Vernárom a Hranovnickým plesom. Čiastk. záv. správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–20.

Ivanov, M., 1953: Geologicko-petrografické a rudné pomery v severnej časti oblasti Spišsko-gemerského rudohoria medzi Kluknavou a Žakarovcami. Geol. Sbor. (Bratislava), 4.

Jacko, S., 1975: Litologicko-štruktúrny vývoj južnej časti kryštalinika Bujanovského masívu. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript – archív BF VŠT Košice, 304 s.

Jacko, S., 1978: Litologicko-štruktúrna charakteristika centrálnej časti pásma Čiernej hory. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 3, 59–80.

Jacko, S., 1984: Štruktúrno-metalogenetická štúdia Braniska a Čiernej hory. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 295 s.

Jacko, S., 1985: Litostratigrafické jednotky kryštalinika Čiernej hory. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 82, 127–133.

Jacko, S., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape východnej časti Galmusa 1 : 25 000. Ročná správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Janák, M., Bezák, V., Broska, I., Fritz, H., Kahan, Š., Kohút, M., Neubauer, F., O'Brien, P. J., Onstott, T. C., Reichwalder, P. a Uher, P., 1993: Deformation, metamorphismus and granitoid magmatism in the Tatry Mts. (Central Western Carpathians, Tatric unit): records of Variscan and Alpine orogeny. In: Pitoňák, P., Spišiak, J. (eds.): PAEWCR conference – Excursion guide, 51–65.

Janočko, J., Buček, S., Fejdiová, O., Gross, P., Halasová, E., Halouzka, R., Jacko, S., Karoli, S., Köhler, E., Polák, M., Siráňová, Z., Zlinská, A. a Žec, B., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Spišskej Magury. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Jaroš, J., Kratochvíl, M. a Zlocha, J., 1981: Drobnoštruktúrna analýza vnútornej stavby serpentinitových telies v Spišsko-gemerskom rudohorí. Miner. slov. (Bratislava), 13, 6, 527–548.

Jenner, G. A., Cawwod, P. A., Rautenschlein, M. a White, W. M., 1987: Composition of back-arc volcanics, Valu Fa Rodge, Lau Basin: Evidence for a slab-derived component in their mantle source. J. Volcanol. geotherm. Res. (Amsterdam – New York), 32, 209–222.

Jetel, J., Molnár, J. a Vranovská, A., 1990: Hydrogeologický výskum Hornádskej kotliny. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Kamenický, J., 1951: O hadci při Dankovej. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 2, 3–30.

Kamenický, J., 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 45, 3–71.

Kantor, J., Ďurkovičová, J., Eliáš, K., Rybár, M., Garaj, M. a Ferenčíková, E., 1982: Genetická charakteristika evaporitov Západných Karpát podľa izotopov síry. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Karoli, S., 1993: Faciálny vývoj a sedimentačné prostredie permotriasových evaporitov gemerika, silicika a meliatika. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Karoli, S., 1999: Evapority severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Čiastková záverečná správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Kettner, R., 1937: Geologické poměry okolí Vernáru na Slovensku. Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II (Praha), 47, 8, 1–11.
Kettner, R., 1938: Geologická stavba severního svahu Královy Holy v okolí Liptovské Tepličky (Nízke Tatry). Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II (Praha), 47, 7, 1–18.
Kettner, R., 1951: O formaci patrně gosauského stáří poblíže stanice Dobšinská ľadová jaskyňa na Slovensku. Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přírodověd. (Praha), 10, 1–9.
Kettner, R., 1958: Die Tektonik des Gebirges Nízke Tatry (Nieder Tatra). Geologie, JHRG (Berlin), 7, 3–6, 383–402.
Klinec, A., 1959: Stavba centrálnej časti gemeríd. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 56.
Klinec, A., 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 6, 7–28.
Klinec, A., 1971: Hlavné tektonické elementy východných veporíd. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 57, 105–109.
Klinec, A., 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier 1 : 50 000. Slovenské rudohorie-stred, Nízke Tatry-východ. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
Klinec, A. a Planderová, E., 1979: Paleozoické metamorfity z oblasti Hnúšte. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 72, 193–194.
Klinec, A. a Planderová, E., 1981: Otázka stratigrafickej jednoty série Hladomornej doliny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 75, 13–18.
Klubert, J., Juriš, F., Sýkora, J., Šuchová, M. a Lafférs, F., 1986: Rimavská a Lučenská kotlina, záverečná správa, surovina: Hnedé uhlie. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Koděra, M., Andrusovová-Vlčeková, G., Belešová, O., Briatková, D., Dávidová, Š., Fejdiová, V., Hurai, V., Chovan, M., Nelišerová, E. a Ženiš, P., 1990: Topografická mineralógia Slovenska. Bratislava, Veda Vyd. Slov. Akad. Vied.
Kochanová, M., 1962: Biostratigrafické vyhodnotenie fauny lamelibranchiátov a gastropód na listoch: Nálepkovo, Spišská Nová Ves, Rudňany, Spišské Vlachy, Hrabušice, Dedinky, Zliechov, Muráňska Huta, Červená skala a Hybe. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Kollárová-Andrusovová, V., 1964: Die Ammoniten aus dem Illyr der Stratenská hornatina. Geol. sbor. (Bratislava), 15, 2, 233–238.
Kolosváry, G., 1958: Über die Triasfauna aus ČSR. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 13, 20–24.
Kolosváry, G., 1963: Triassische Korallen aus der ČSSR. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 30, 209–216.
Konta, J., 1954: Petrografické a chemické studium bauxitu od Markušovců. Rozpr. Čes. Akad. Věd (Praha), 64, 11–49.
Kordiuk, B., 1941: Über das Alter der slowakischen Serpentine. Zentralblatt f. Min. Geol. Paleontol., 56–63.

Korikovskij, S. P., Jacko, S. a Boronichin, V. A., 1990: Faciálne podmienky variskej prográdnej metamorfózy v lodinskom komplexe kryštalinika Čiernej hory. Miner. slov. (Bratislava), 22, 225–230.

Korikovsky, S. P., Putiš, M. a Boronikhin, V. A., 1992: Anchimetamorphism of Permian sandstones of the Struženík group in the Nízke Tatry Mts. (Western Carpathians). Geol. Carpath. (Bratislava), 43, 2 97–104.

Koša, E. a Janočko, J., 1999: Storm-dominated mixed siliciclastic-carbonate „Szin" ramp (Glac Unit of the Silicicum Superunit, Inner West Carpathians): implication to Lower Triassic eustacy. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 3/99, 201–212.

Košecký, E., 1958: Správa o geofyzikálnom prieskume územia Slovinky. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Košecký, E., 1959: Geofyzikálny prieskum na lokalite Rudňany-západ. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Košecký, E., 1960: Správa o geofyzikálnom výskume na lokalite Rudňany-západ. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Košecký, E., 1963: Záverečná správa o geofyzikálnom prieskume na lokalite Rudňany--západ, 1962. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Košecký, E., 1964: Správa o geofyzikálnom meraní na lokalite Hranovnica. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Košecký, E., 1965: Záverečná správa o geofyzikálnych meraniach na lokalite Slovinky – Klippberg-západ. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Košecký, E., 1966: Správa o geofyzikálnom prieskume na lokalite Poprad – Hrabušice. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Kováč, P. a Hók, J., 1994: Geologická stavba federátskej skupiny v doline Dobšinského potoka. In: Gargulák, M., Beňka, J., Határ, J., Hók, J., Hraško, Ľ., Ivanička, J., Kováč, P., Kováčik, M., Martinský, L., Vozár, J. a Vozárová, A., 1994: Etapová správa za čiastkový projekt Zákonitosti vzniku a lokalizácie rudných ložísk v styčnej zóne veporika a gemerika. Názov projektu: Výskum nerastných surovín Slovenska, 1991–1993. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 245 s.

Kovách, A., Svingor E. a Grecula, P., 1986: Rb-Sr isotopic ages of granitoide rocks from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Western Carpathians, Eastern Slovakia. Miner. slov. (Bratislava), 18, 1–14.

Kozur, H., 1979: Einige Probleme der geologischen Entwicklung im südlichen Teil der Inneren Westkarpaten. Geol. Paläont. Mitt. (Innsbruck), 9, 4, 155–170.

Kozur, H., 1991: The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam), 87, 109–135.

Kozur, H. a Mock R., 1973: Zum alter und zur tektonischen Stellung der Meliata – Serie. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 24, 2, 365–374.

Kozur, H. a Mock, R., 1977: Erster Nachweis von Conodonten im Paläozoikum (Karbon) der Westkarpaten. Čas. Mineral. Geol. (Praha), 22, 3, 209–305.

Kozur, H. a Mock, R., 1995: First evidence of Jurassic in the Folkmar Suture Zone of the Meliaticum in Slovakia and its tectonic implications. Miner. slov. (Bratislava), 27, 301–307.

Krahulec, P., Rebro, A., Uhliarik, J. a Zeman, J., 1978: Minerálne vody Slovenska. Bratislava – Slovakoterma, Martin – Osveta.

Krist, E., 1954: Karbónske zlepence bindt-rudňanského vývoja v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 36, 3–76, 77–107.
Krist, E., Korikovskij, S. P., Putiš, M., Janák, M. a Faryad, S. W., 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathian crystalline complexes. Bratislava, Univ. Comen., 7–324.
Krystyn, L., Lein, R., Mello, J., Riedel, P. a Piller, W., 1990: "Tisovec Limestone" an example of the problems of lithostratigraphical correlation between the Northern Calcareous Alps and the Central West Carpathians. In: Minaříková, D. a Lobitzer, H. (eds.): Festive Vol. 30 years Vienna, Prague, 125–136.
Krumbein, W. C., 1941: Measurements and geological signification of shape and roundness of sedimentary particles. J. sed. Petrology (Tulsa), 7, 2.
Kubíny, D., 1959: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní v širšom okolí Kráľovej hole. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 16, 143–176.
Kullman, E. a Gazda, S., 1980: Zhodnotenie realizovaných hydrogeologických prác v pohorí Galmus a vo vých. časti V. Fatry. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Kullman, E., Kullmanová, A. a Rapant, S., 1985: Zhodnotenie hydrogeologických pomerov mezozoika Slovenského raja s ocenením prognóznych zdrojov a prognóznych využiteľných množstiev podzemných vôd. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Kullmanová, A., 1963: Litologicko-petrografické profily jurského súvrstvia v južnej časti Stratenskej hornatiny. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Kullmanová, A., Rakús, M. a Biely, A., 1983: Charakteristické litostratigrafické profily mezozoika Nízkych Tatier, časť I. (obalová skupina a krížňanský príkrov). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Kusák, B., 1967: Geologicko-petrografické pomery územia medzi Šumiacom a Vernárom. Diplomová práca. Manuskript – archív Katedry geol. a paleont. PriF UK v Bratislave.
Kůta, L., 1954: Průzkum Al surovin 1952–53, Markušovce. Manuskript – archív Geofond, Praha.
Kuthan, M., 1950: Staršie paleozoikum gemeríd. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 1, 8–9.
Kvašňáková, J., 1992: Betlanovce – Teplično, II. časť, hydrogeologický prieskum, Geologický prieskum Spišská Nová Ves. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Lehotský, I., Klinec, A., Petro, M., Hanzel, V., Zelman, J., Marschalko, R. a Ďurovič, V., 1969: Záverečná správa za list Pohorelá 1 : 50 000. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Leško, B., 1958: Prehľad geológie paleogénu južnej časti Levočského pohoria a priľahlých kotlín. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 12, 14–26.
Limanowski, M., 1905: Rzut oka na architektura Karpat. Kosmos (Ľvov), 30.
Lobitzer, H., 1975: Fazielle Untersuchungen an norischen Karbonanatplattform-Beckengesteinen (Dachsteinkalk – Aflenzerkalk im südöstlichen Hochschwabgebiet, Nördliche Kalkalpen, Steiermark). Mitt. Geol. Gessell. (Wien), 66, 75–91.
Ložek, V., 1963: Interglaciály na Slovensku a jejich význam pro stratigrafii kvartéru. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 64, 77–92.
Ložek, V., 1973: Příroda ve čtvrtohorách. Praha, Academia.

Lukniš, M., 1945: Príspevok ku geoomorfológii povrchového krasu Stratenskej hornatiny (Slov. raja). Zborník prác PriF Slovenskej univerzity v Bratislave, zv. XII.

Madarás, J., 1998: Geologická mapa východnej časti masívu Kráľovej hole, masívu Trestníka a hornej časti doliny Dobšinského potoka 1 : 25 000, listy M-34-113-A-d; -B-c; -C-b; -D-a. Ročná správa za rok 1997. Úloha: 12-01-9/110 Geologická mapa Slovenského raja, Hornádskej kotliny a Galmusa v mierke 1 : 50 000 s textovými vysvetlivkami. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–37.

Madarás, J., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape oblasti Kráľovej hole medzi Troma kopcami, Prednou hoľou a Telgártom. Čiastková záverečná správa. Úloha 12-01-9/110 Geologická mapa Slovenského raja, Hornádskej kotliny a Galmusa v mierke 1 : 50 000 s textovými vysvetlivkami. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–24.

Madarás, J., Putiš, M. a Dubík, B., 1994: Štruktúrna charakteristika stredného úseku pohorelskej tektonickej zóny. Miner. slov. (Bratislava), 26, 3, 177–191.

Madarás, J., Hók, J., Kováč, P., Mello, J., Ivanička, J., Vozár, J., Vozárová, A., Hraško, Ľ., Lexa, O., Kucharič, Ľ., Grand, T. a Šefara, J., 1995: Geologicko-štruktúrna analýza styčnej zóny gemerika a veporika v oblasti Rochovce – Dobšiná. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–101.

Madarás, J., Hók, J., Siman, P., Bezák, V., Ledru, P. a Lexa, O., 1996: Extension tectonics and exhumation of crystalline basement of the Veporicum unit (Central Western Carpathians). Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 3–4, 179–183.

Madarás, J. a Ivanička, J., 2000: Tektonická pozícia mladopaleozoicko-mezozoického súboru hornín na východných svahoch Kráľovej hole v Nízkych Tatrách. Miner. slov. (Bratislava), 32, (in press).

Maheľ, M., 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 1–2, 221–254.

Maheľ, M., 1955: Úvahy o príkrovovej stavbe centrálnych Západných Karpát. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 3, 2–26.

Maheľ, M., 1956: K stratigrafii Stratenskej hornatiny. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 7, 25–63.

Maheľ, M., 1957a: Postavenie Stratenskej hornatiny v severogemeridnej synklinále. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 46, 155–187, 208–213.

Maheľ, M., 1957b: Geológia Stratenskej hornatiny. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 48a, 1–201.

Maheľ, M., 1957c: Sekcia B, sprievodca po lokalitách (južná, západná a východná časť Stratenskej hornatiny). Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 46, 207–213.

Maheľ, M., 1967: Regionální geológie ČSSR II. Západní Karpaty. Svazek 1. Praha, Ústř. Úst. geol., ČSAV.

Maheľ, M., 1982: Príkrovy a členitosť kôry v Západných Karpatoch. Miner. slov. (Bratislava), 14, 1, 1–40.

Maheľ, M., 1983: Severogemerická synklinála a besnícky príkrov – príklady nadväznosti pripovrchových a hlbinných štruktúrnych elementov. Miner. slov. (Bratislava), 15, 1, 1–22.

Maheľ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleoalpínske jednotky I. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1–503.

Maheľ, M., Bajaník, Š., Benka, J., Gross, P., Hanáček, J., Kalaš, L., Klinec, A., Kullmanová, A., Kullman, E., Marschalko, R. a Vozár, J., 1963: List M-34-113-13 Hranovnica. Základný geolog. výskum a mapovanie v M 1 : 25 000 a 1 : 50 000, spojený s edíciou máp v M 1 : 50 000. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Maheľ, M., Kamenický, J., Fusán, O. a Matějka, A., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty, sv. 1. Praha, Academia, 1–486.

Maheľ, M. a Vozár, J., 1971: Príspevok k poznaniu permu a triasu v severogemeridnej synklinále. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 56, 47–66.

Maheľ, M. a Vozár, J., 1973: Geologická a litologická charakteristika štruktúrnych vrtov SM-1 a SM-2 (Smižany). Region. Geol. Západ. Karpát (Bratislava), 1, 3–81.

Májovský, J., 1986: Geofyzikálny prieskum Baldovce – ochranné pásmo. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Májovský, J., 1988: Geofyzikálny prieskum Hornádskej kotliny. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Makuša, M. a Cicmanová, S., 1991: Betlanovce – Teplično, I. časť, hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Spišská Nová Ves.

Malík, P., Vrana, K. a Ivanička, J., 1990: Hydrogeologické pomery Volovských vrchov v povodí Hnilca. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Maluski, H., Rajlich, P. a Matte, P., 1993: Ar-39/Ar-40 dating of the inner Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. Tectonophysics (Amsterdam), 223, 313–338.

Mandl, G. W., 1991: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Mürztaler Kalkalpen auf Blatt 103 Kindberg. Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 134, 3, 483–484.

Mandl, G. W., 1993: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf den Blättern 102 Aflenz und 103 Kindberg. Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 136, 3, 645–646.

Mandl, G. W. a Ondrejíčková, A., 1991: Über eine triadische Tiefwassen fazies (Radiolarite, Tonschifer) in den Nördlichen Kalkalpen – ein Vorbericht. Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 134, 2, 309–318.

Mandl, G. W. a Ondrejíčková, A., 1993: Radiolarien und Conodonten aus dem Meliatikum im Ostabschnitt der Nördlichen Klakalpen (Österreich). Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 136, 4, 841–871.

Marko, F., 1993: Kinematics of Muráň fault between Hrabušice and Tuhár village. In: Rakús, M. a Vozár, J. (eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 253–261.

Marschalko, R., 1970: Výskum sedimentárnych textúr, štruktúr a paleoprúdová analýza bazálnych formácií. (Paleogén centrálnych Západných Karpát sev. od Spišsko-gemerského rudohoria). Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 19, 129–163.

Marschalko, R., Gross, P., Samuel, O., Volfová, J. a Ďurkovič, T., 1963: Geologické mapovanie paleogénu centrálnych Karpát v merítku 1 : 25 000 na liste Spišské Vlachy. Manuskript –archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Marschalko, R., Gross, P. a Kalaš, L., 1966: Paleogén a kvartér Hornádskej kotliny. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 39, 95–104.

Marschalko, R. a Mello, J., 1993: Turbidites as fillings of cavities in Triassic limestones of the Silica nappe (Western Carpathians, Plešivec Karst Plateau). Geol. Carpath. (Bratislava), 44, 1, 35–42.

Mašín, J., 1952: Zpráva o seizmickém měření u Markušovců. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Mašín, J., 1963: Aeromagnetická a aerorádiometrická mapa ČSSR, M = 1 : 200 000. Manuskript – archív Ústř. Úst. geol., Praha, Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Máška, M., 1959: Zpráva o výzkumu paleozoika SGR (III. Karbón) – Zpr. Geol. Výzk. v r. 1957 (Praha).

Matějka, A. a Andrusov, D., 1931: Aperçu de la géologie des Carphathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13A, 19–136.

Matula, M., 1977: Regionálna inžinierska geológia Slovenska. Bratislava, Univerzita Komenského, 1–154.

Mazúr, E. a Lukniš, M., 1980: Regionálne geomorfologické členenie Slov. soc. rep. (mapa). Bratislava, Veda,Vyd. Slov. Akad. Vied.

Mello, J., 1979: Sú tzv. vyššie subtatranské príkrovy a silický príkrov súčasťou gemerika? Miner. slov. (Bratislava), 11, 279–281.

Mello, J., 1994: Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 104 Mürzzuschlag. Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 137, 3, 488–490.

Mello, J., 1996: Bericht 1995 über geologische Aufnahmen auf der Schnee- und Veitschalpe auf Blatt 103 Kindberg. Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 139, 3, 323–325.

Mello, J., 1997: Geodynamický vývoj vnútorných Západných Karpát počas mladšieho paleozoika až jury. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Mello, J a Snopková, P., 1973: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov gombaseckého lomu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 61, 239–253.

Mello, J. (ed.), Elečko, M., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vass, D., Vozárová, A., Gaál, Ľ., Hanzel, V., Hók, J., Kováč, P., Slavkay, M. a Steiner, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1 : 50 000. GS SR, Vyd. D. Štúra, Bratislava, 256 s., 1 mapa.

Mello, J., Reichwalder, P. a Vozárová, A., 1998: Bôrka Nappe: high-pressure relic from the subducation-accretion prism of the Meliata ocean (Inner Western Carpathians, Slovakia). Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 4, 4 (1998), 261–273.

Mesarčík, I., 1996: Aktualizácia regionálnych štúdií nerastných surovín okresov SR. Okres Brezno. Stav k 31. 1. 1996 Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Mičian, Ľ., 1962: Niekoľko poznámok k prielomu Hornádu v Stratenskej hornatine a morfológii jeho okolia. Geogr. Čas. (Bratislava), XIV, 1.

Mikuška, J. a Szalaiová, V., 1989: Geofyzikálny prieskum flyšového pásma a vnútrokarpatských jednotiek, oblasť Hornádska kotlina – Slovenský raj –Levočské vrchy, gravimetrické mapovanie. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Mikuška, J., Kučera I., Marušiak I. a Michalík P., 1996: Flyš východného Slovenska – geofyzika, štúdia – plošná gravimetria, profilová gravimetria, magnetometria. Záverečná správa za práce v rokoch 1993–1995. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Mišík, M. a Sýkora, M., 1980: Jura der Silica-Einheit rekonstruktiert aus gerollen und oberkretazische Susswaser – Kalke des Gemerikum. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 31, 239–262.

Mišík, M., Sýkora, M., Mock, R., a Jablonský, J., 1980: Štúdium vápencov mezozoika a terciétu Západných Karpát s ohľadom na paleotektonické typy jury a spodnej kriedy. Manuskript – archív Kat. Geol. a paleont. PriF UK, Bratislava.

Miyashiro, A., Aki, K. a Sengör, A. M. C., 1982: Orogeny. John Wiley & Sons, 1–218.

Mock, R., 1980: Niektoré pohľady na geológiu vnútorných Západných Karpát. Manuskript – archív Kat. geol. a paleont. PriF UK, Bratislava.

Mock, R., 1993: Problematika meliatika v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria a v Slovenskom krase. Správa za rok 1993. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–22.

Mořkovský, M., Suchý, F. a Pavelková, V., 1995: Flyš východného Slovenska, štúdia v rokoch 1985–1994. Manuskript – archív Geofyziky, s. p., Brno.

Múčková, B., 1989: Rádiolarity z valúnov senónskych zlepencov pri Dobšinskej ľadovej Jaskyni. Diplomová práca. Manuskript – archív Kat. geol. a paleont. PriF UK, 69 s.

Nemčok, A., 1982: Zosuvy v Slovenských Karpatoch. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied.

Nemčok, M., 1993: Transition from convergence to escape: field evidence from the West Carpathians. Tectonophysics (Amsterdam), 217, 117–142.

Němejc, F., 1946: Příspěvek k poznání rostlinných nálezů a poměrů v permokarbonu na Slovensku. Rozpr. Čs. Akad. Věd Umění, Tř. II (Praha), 56, 1–37.

Němejc, F., 1953: Úvod do floristické stratigrafie kamenouhelných oblastí v ČSR. Praha, Čs. Akad. Věd, 1–73.

Němejc, F. a Obrhel, J., 1958: Zprávy o výsledcích vyšetření některých sběrů rostlinných otisků permokarbonu na Slovensku. Zpr. geol. Výzk. v r. 1957 (Praha), Ústř. Úst. geol., 165–166.

Németh, Z., 1994: Alpínska tektonika v nižnoslanskej depresii. Miner. slov. (Bratislava), 26, 399–410.

Németh, Z., 1996: Prvé zistenie príkrovu Bôrky vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Miner. slov. (Bratislava), 28, 175 – 184.

Németh, Z., 1999a: Ročná správa o výsledkoch geologického mapovania a reambulácie oblasti Lacemberská dolina – Grajnár za rok 1998. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Németh, Z., 1999b: Vysvetlivky ku geologickým mapám v mierke 1 : 25 000, listy M-34-113-B-d, M-34-114-A-c, M-34-114-A-d, M-34-114-B-c, M-34-114-B-d. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Németh, Z., Gazdačko, Ľ., Návesňák, D. a Kobulský, J., 1997: Polyphase tectonic evolution of the Gemericum (the Western Carpathians) outlined by review of structural and deformational data. In: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western carpathians. Bratislava, Miner. slov. – Monogr., 215–224.

Németh, Z., Grecula, P., Putiš, M. a Gazdačko, Ľ., 1998: The role of North Gemeric Zone (Gemericum) in Variscan and Alpine tectonic evolution of the Central Western Carpathians. Proc. of CBGA conference, Vienna 30. 8. – 2. 9. 1998, 421 s.

Noth, J., 1874: Kohlenvorkomnisse an der Stratena-Hohle bei Dobschau. Verh. Geol. Reichsanst. (Wien), 1–18, 245–246.

Novotný, L., 1989: Krasové javy v travertínoch pri Hranovnickom plese. Slov. Kras (Martin), XXVII.
Novotný, L., 1992: Terciérne sedimenty v jaskynnom systéme Stratenskej jaskyne, Slov. Kras (Martin), XXX.
Novotný, L. a Badár, J., 1971: Stratigrafia, sedimentológia a zrudnenie mladšieho paleozoika chočskej jednotky severovýchodnej časti Bízkych Tatier. Miner. slov. (Bratislava), 3, 9, 23–41.
Novotný, L. a Mihál', F., 1987: Nové litostratigrafické jednotky v krompašskej skupine. Miner. slov. (Bratislava), 19, 97–113.
Novotný, L. a Tulis, J., 1996: Ľadová výplň Dobšinskej ľadovej jaskyni. Zb. referátrov k 75. narodeninám RNDr. Antona Droppu, CSc., Lipt. Mikuláš.
Novotný, L. a Tulis, J., 1996: Výsledky najnovších výskumov v Dobšinskej ľadovej jaskyni. Slov. Kras (Martin), XXXIV.
Oppenheimer, P., 1931: Die geologische Verhältnisse an der Bahn Červená Skala – Margecany. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 7, 417–722.
Pecho, J., 1963: K problému diskordancie triasu v severogemeridnej synklinále. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 29, 69–74.
Petrík, I., Broska, I. a Uher, P., 1994: Evolution of the Western Carpathian granite magmatism: age, source rock, geotectonic setting and relation to the Variscan structure. Geol. Carpath. (Bratislava), 45, 5, 283–291.
Petrovič, Š., 1966: Klimatické a fenologické pomery východoslovenského kraja. Hydrometeorologický ústav ČSSR.
Plančár, J., Filo, M., Šefara, J., Snopko, L. a Klinec, A., 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia ložiskových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 2, 7–144.
Planderová, E., 1979: Biostratigrafické vyhodnotenie karbónu chočského príkrovu na základe palinológie. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 72, 31–59.
Planderová, E., 1991: Vplyv metamorfózy na palynomorfy a syntéza polynostratigrafického výskumu kryštalinika Nízkych Tatier. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 14, 73–103.
Planderová, E. a Vozárová, A., 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporíd. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 70, 129–141.
Plašienka, D., 1979: Tektonické profily struženickej jednotky na severovýchodných svahoch Kráľovej hole. In: MAHEĽ, M. (ed.): Tektonické profily Západných Karpát. Konferencie, sympóziá, semináre (Bratislava), Geol. Úst. D. Štúra, 179–184.
Plašienka, D., 1980: Nappe position of the Hladomorná dolina group on the Foederata group in the Dobšiná half – window. Geol. Carpath. (Bratislava), 31, 4, 609–617.
Plašienka, D., 1981: Tektonické postavenie niektorých metamorfovaných mezozoických sérií veporika. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1–153.
Plašienka, D,. 1984: Príkrov Markušky – zväzujúci element gemerika a veporika? Miner. slov. (Bratislava), 16, 2, 187–193.
Plašienka, D., 1993: Structural patttern and partitioning of deformation in the Veporic Foederata cover unit (Central Western Carpathians). In: RAKÚS, M. a VOZÁR, J. (eds): Geodynamic model and deep structure of the Western Carpathians. Conf., Symp., Sem. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 269–277.

Plašienka, D., 1996: Post-nappe Formations – Gossau, Dobšiná Ice Cave. In: Vozár, J., Juhász, E. (eds.): Guide to Excursion, FOREGS, Western Carpathians. Bratislava, Geol. Survey of Slovak Republic, 28–29.

Plašienka, D., 1999: Tektochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1–125, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Plašienka, D., Grecula, P., Putiš, M., Kováč, M. a Hovorka, D., 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. – Monogr., 1–24.

Plašienka, D., Janák, M., Hacura, A. a Vrbatovič, P., 1989: Prvé údaje o kryštalinite illitu z metamorfovaných hornín veporika. Miner. slov. (Bratislava), 21, 43–51.

Platt, J. P., 1993: Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and processes. Terra Nova, 5, 119–133.

Polák, M., Gross, P., Samuel, O., Snopková, P. a Vozárová, A., 1992: Litologické a petrografické vyhodnotenie vzoriek z hydrogeologických vrtov SAL 1–7 a BŠ 1–5. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Polák, M., Jacko, S., Vozár, J., Vozárová, A., Gross, P., Harčár, J., Sasvári, T., Zacharov, M., Baláž, B., Kaličiak, M., Karoli, S., Nagy, A., Buček, S., Maglay, J., Spišák, Z., Žec, B., Filo, I. a Janočko, J., 1996: Geologická mapa Braniska a Čiernej hory. Bratislava, GS SR.

Polák, M., Vozár, J., Jacko, S., Kohút, M., Karoli, S., Filo, I., Vozárová, A., Gazdačko, Ľ., Wagner, P., Maglay, J., Siráňová, Z. a Malík, P., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Tunela Branisko 1 : 5 000. Litologicko-petrografické vyhodnotenie vrtov TB-1, TB-2, TB-3, TB-4, TB-5, TB-6 Branisko. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Polák, M., Filo, I., Kohút, M. a Vozár, J., 1996: Geologická stavba Braniska a jej vplyv na výstavbu diaľničného tunela. Zborník príspevkov konferencie s medzinárodnou účasťou Tunely pre tretie tisícročie. Prievidza, Banské stavby, a. s., 6–13.

Polák, M. (ed.), Jacko, S., Vozárová, A., Vozár, J., Gross, P., Harčár, J., Zacharov, M., Baláž, B., Liščák, P., Malík, P., Zakovič, M., Karoli, S., Kaličiak, M. a Sasvári, T., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Braniska a Čiernej hory 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 202 s.

Pomorský, F., 1996: Aktualizácia regionálnych štúdií nerastných surovín okresov SR. Okres Poprad. Stav k 31. 12. 1996.

Posewitz, T., 1878: Bemerkungen über den „Grünstein" von Dobschau. Földt. Közl. (Budapest), 8, 231–236.

Posewitz, T., 1879: Bemerkungen über den „Grünstein" von Dobschau. Verh. k.-k. Geol. Reichsanst. (Wien).

Posewitz, T., 1907: Aufnahmsberichte vom Jahre 1905. (Die Gegend zwischen Nagyhnilesz und Kaposztafalu). Jahresbericht f. 1905 (Budapest).

Pospíšil, L., Nemčok, J., Graniczny, M. a Doktór, S., 1986: Příspěvek metod dálkového průzkumu k identifikaci zlomů s horizontálním posunem v oblasti Západních Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 18, 5, 385–402.

Pospíšil, L., Bezák, V., Nemčok, J., Feranec, J., Vass, D. a Obernauer, D., 1988: Muránsky tektonický systém – významný príklad horizontálnych posunov v Západných karpatoch. Miner. slov. (Bratislava), 21, 305–322.
Pouba, Z., 1951: Geologie střední části Muráňské plošiny. Sbor. Ústř. Úst. geol. (Praha).
Priechodská, Z., 1966: O výskytoch sedimentárnych Mn rúd v juhozápadnej časti Levočského pohoria a v Spišskej kotline. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 40, 133–143.
Putiš, M., 1981: Geologicko-tektonické pomery predtriasových útvarov Považského Inovca a kryštalinika Kráľovej hole. Kandid. dizert. práca. Manuskript – archív GÚ Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1–187.
Putiš, M., 1987: Some remarks on the Metamorphism and Tectonics of the Kráľova hoľa and Trestník crystalline complexes (Veporicum, Western Carpathians). Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 43, 67–84.
Putiš, M., 1989: Štruktúrny a metamorfný vývoj kryštalinika východnej časti Nízkych Tatier. Miner. slov. (Bratislava), 21, 217–224.
Rabowski, F., 1926: Badania geologiczne w Niźnich Tatrach i w górach Spisko-Gemerskich w zwiazku z problemem korzeni plaszczovin reglowych w Tatrach. Posiedz. nauk. Państw. Inst. geol. (Warszawa), 14, 12–14.
Radvanec, M., 1998: Vysokotlaková metamorfóza vrchnokarbónskeho konglomerátu z lokality Rudňany-Svinský hrb na severe gemerika. Miner. slov. (Bratislava), 30, 95–108.
Radvanec, M., 1999: Eklogitizované klinopyroxenické gabro s retrográdnou metamorfózou v pumpellyitovo-aktinolitovej fácii na vrchu Babiná a Ostrá (gemerikum). Miner. slov. (Bratislava), 31, 5–6, 467–484.
Rakús, M., 1967: Jura gemeríd Západ. Karpát (Mur. planina, severogemeridná synklinála. a Juhoslovenský kras). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Rakús, M. (ed.), 1998: Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, Geological Survey of Slovak Republic, Dionýz Štúr Publishers, 290 p.
Rakusz, Gy., 1924: Der Asbest von Dobschau und seine Verarbeitung. FK. LIV, Budapest.
Rakusz, G., 1926: Zur Kenntnis der Brachiopoden des Dobschauer Carbons. Zbl. Miner. Geol. Paläont., Abt. B (Stuttgart).
Rakusz, Gy., 1932: Die oberkarbonischen Fosilien von Dobšiná und Nagyvisnyó. Geologica hung., Ser. palaeont. (Budapest), 8, 1–219.
Rényi, K., Murko, I., Mrosko, J., Gurínová, E., Ujpál, Z. a Halečka, J., 1987: Záverečná správa úlohy Markušovce – bauxit. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Repčiak, M., Németh, Z., Návesňák, D., Očenáš, D., Derco, J., Čechovská, K., Kovaničová, Ľ. a Komoň, J., 1997: Rejdová – Hnilčík – vzácne zeminy. Záver. správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Košice.
Rojkovič, I., 1969: Petrography and geochemistry of Permian quartz porphyries in relation to U-Mo-Cu mineralization. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 20, 1, Bratislava, 87–114.
Rojkovič, I. a Vozár, J., 1972: Contribution to the relationship of the Permian volcanism in the Northern Gemerides and Choč unit. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 23, 1, 87–98.
Roth, Z., 1938: Geologické poměry okolí Lučivné pod Vysokými Tatrami. Rozpr. Čes. Akad. Věd (Praha), 48.

Rozlosznik, P., 1914: Geologische Notizen über Dobšina. Jahresbericht. f. 1913 (Budapest).
Rozlosznik, P., 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšiná. Geologica hung., Ser. geol. (Budapest), 5, 1–118.
Rozložník, L., 1963: Bázické vulkanity v karbóne dobšinského vývoja. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 27, 35–48.
Salaj, J., Began, A., Hanáček, J., Mello, J., Kullman, E., Čechová, A. a Šucha, P., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
Samuel, O., 1973: Paleogeografický náčrt a prejavy orogenetických fáz v paleogéne Západných Karpát Slovenska a priľahlej časti Maďarského stredohoria. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 60, 55–83.
Samuel, O., 1977: Nález foraminifer z pestrých vrstiev pri Dobšinskej ľadovej jaskyni a ich stratigrafická interpretácia. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 67, 93–103.
Saunders, A. D. a Tarney, J., 1984: The geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In: Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins [Kokelaar, B. P. & Howells M.F. (Eds.)]. Geol. Soc. Spec. Publ. (London), 16, Blackwell Sci. Publ., 59–76.
Sengör, A. M. C., 1984: The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. (Boulder), 195, 82.
Sengör, A. M. C., 1985: Die Alpiden und die Kimmeriden: Die verdoppelte Geschichte der Tethys. Geol. Rdsch. (Stuttgart), 74, 181–213.
Scheibnerová, V., 1960: Príspevok k diskusii o veku pestrého súvrstvia pri Dobšinskej ľadovej jaskyni. Geol. Zbor. (Bratislava), 11, 1, 91–93.
Scherer, S., Malík, P., Kordík, J. a Bajtoš, P., 1999: Hydrogeologická mapa severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria v mierke 1 : 50 000. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Schmidt, Z. a Chrapan, J., 1969: Datovanie osteologického materiálu fosílnych Ursidae metódou ^{14}C z Medvedej jaskyne v Slovenskom raji. Slov. Kras (Martin), 8, 69–82.
Schönenberg, R., 1948: Geologische Untersuchungen ant Nord-westrand des Zips-Gömörer Erzgebirges (Karpathen). Z. Dtsch. geol. Gesell. (Stuttgart), 1–98.
Schönnenberg, R., 1946: Geologische Untersuchungen ant Nord–westrand des Zips-Gömorer Erzgebirges (Karpaten). Z. Dtsch. geol. Gesell. (Stuttgart), 98, 70–119.
Siráňová, Z. a Filo, I., 1999: Litofaciálna analýza bazálneho paleogénu Hornádskej kotliny. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Sitár, V., 1999: Správa o náleze fosílnej flóry v tomášovských vrstvách. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Sitár, V. a Vozár, J., 1973: Die ersten Makrofloren Funde in dem Karbon der Choč Einheit in der Niederen Tatra (Westkarpaten). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 24, 2, 441–448.
Snopko, L., 1957: Predbežné výsledky štúdia stratigrafie karbónskych súvrství v povodí rieky Slanej. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 11.
Snopko, L. a Ivanička, J., 1980: Tektonické profily centrálnou časťou Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 74, 129–136.

Spišiak, J., Hovorka, D. a Ivan, P., 1985: Klátovská skupina – reprezentant metamorfitov amfibolitovej fácie paleozoika vnútorných Západných Karpát. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 82, 205–220.
Stejskal, J. a Vachtl, J., 1934: Příspěvek k poznání geologických poměrů v okolí Dobšiné na Slovensku. Věstník (Praha), X.
Stejskal, J. a Vachtl, J., 1936: Nástin geologických poměrů v okolí Dobšiné na Slovensku. Carpatica (Praha), I.
Stern, C. R., Frey, F. A., Futa, K., Zartman, R. E., Peng, Z. a Kyser, T. K., 1990: Trace element and Sr, Nd, Pb, and O isotopic compsition of Pliocenene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 104, 294–308.
STN 73 1001 – Základová pôda pod plošnými základmi.
STN 73 3050 – Zemné práce.
Straka, P., 1978: O veku série foederata. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Straka, P., 1981: O veku série Foederata. Geol. Práce. Spr. (Bratislava), 75, 57–62.
Stumpfli, G. M., 1996: The intra-Alpine terrain: A paleotethyan remmant in the Alpine Variscides. Eclogae geol. Helv. (Basel), 89, 13–42.
Stur, D., 1867: Das Thal von Revucs. Verh. geol. Reichsanst. (Wien), 264–265.
Stur, D., 1869: Bericht über die geologische Aufnahme der Umgebungen von Schmöllnitz und Göllnitz. Jb. geol. Reichsanst. (Wien), XIX, 3, 384–416.
Suchá, B., Huňa, L. et al., 1987: Sprievodca náučnou trasou okolo CHKO Slovenský raj. Bratislava, Pravda, 44 s.
Szalaiová, V. a Alföldyová, A., 1998: Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií. Región Slovenský raj, Hornádska kotlina a Galmus: Gravimetria. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Šefara, J., Bielik, M., Bodnár, J., Čížek P., Filo, M., Gnojek, I., Grecula, P., Halmešová, S., Husák, Ľ., Janoščík, M., Král, M., Kubeš, P., Kucharič, Ľ., Kurkin, M., Leško, B., Mikuška, J., Muška, P., Obernauer, D., Pospíšil, L., Putiš, M., Šutora, A. a Velich, R., 1987: Štruktúrnotektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk – geofyzikálne interpretácie. Mapy. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
Šuf, J., 1930: Poznámky o skamenelinách z nových karbónskych a triasových lokalít zo S okolia Dobšinej a od Kobeliarova na Slovensku. Věst. St. geol. Úst. (Praha), VI.
Tomlain, J., 1997: Rozloženie evapotranspirácie na území Slovenska za obdobie 1961–1990. Podzemná voda (Bratislava), 1/1997, Slovenská asociácia hydrogeológov.
Tulis, J. a Novotný, L., 1989: Jaskynný systém Stratenskej jaskyne. Liptovský Mikuláš, Slov. speleol. spoločnosť.
Turan, J. a Vančová, L. 1976: Výskyty magnezitu v evaporitoch Západných Karpát. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 2, 95–149.
Uhlig, V., 1903: Bau und Bild der Karpaten. In: Bau u. Bild Österreichs (Wien – Leipzig), 651–911.
Uhlig, V., 1907: Über die Tektonik der Karpathen. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. (Wien).
Václav, J. a Vozárová, A., 1978: Charakteristika severogemeridného permu v oblasti Košickej Belej. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 5, 83–107.

Vachtl, J., 1938: Nový nález karbonské flory ve Slovenském rudohoří. Rozpr. (Praha), XXXII., 22.

Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Köhler, E., Lexa, J. a Nemčok, J., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov panónskej panvy na území ČSSR 1 : 500 000. Bratislava, Slov. geol. Úrad – Geol. Úst. D. Štúra – Geofond.

Voit, F. W., 1901: Geognostische Schilderung der Lagerstättenverhältnisse von Dobschau in Ungarn. Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), 50.

Volfová, J., 1961: Predbežná správa o makrofaunistickom vyhodnotení niektorých lokalít centrálneho paleogénu. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Volfová, J., 1962: Makrofauna centrálního paleogénu východního Slovenska. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 63, 93–97.

Volfová, J., 1963: Záverečná zpráva o makrofaune na liste Hranovnica (1 : 50 000). Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Volfová, J., 1964: Makrofauna centrálnokarpatského paleogénu z listov Hranovnica a Spišská N. Ves (1 : 50 000). Zpr. geol. výsk. v r. 1963 (Bratislava), 2, 125–126.

Volpe, A. M., MacDougall, J. D. a Hawkins, J. W., 1987: Mariana Trough basalts (MTB) – trace element and Sr-Nd isotopic evidence for mixing between MORB-like and arc like melt. Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam), 82, 241–254.

Vozár, J., 1971: Viacfázový charakter permského vulkanizmu chočskej jednotky v Nízkych Tatrách. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 55, 131–137.

Vozár, J., 1977: Magmatické horniny tholeiitickej série v perme chočského príkrovu Západných Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 9, 4, 241–320.

Vozár, J., 1997: Rift-related volcanics in the Permian of the Western Carpathians. In: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western carpathians. Bratislava, Miner. slov. – Monogr., 225–234.

Vozár, J., 1999: Geologická stavba mladšieho paleozoika hronika južne od obce Hranovnica a Spišské Bystré. Čiastk. záver. Správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 23 s.

Vozár, J. (ed.), Juhász, E., Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Konečný, V., Mello, J., Molák, B., Polák, M., Vozárová, A., Haás, J. a Müller, P., 1996: Guide to Excursion, FOREGS Western Carpathians, Northern Hungary – Central Slovakia. Bratislava, GS SR, 41 s.

Vozár, J. a Vozárová, A., 1998: Geologická stavba mladšieho paleozoika hronika na území regiónu a geologická mapa 1 : 25 000. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Vozárová, A., 1973: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepencov Spišsko-gemerského rudohoria. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, (Bratislava), 18, 7–98.

Vozárová, A., 1979: Litofaciálna charakteristika permu v severozápadnej časti veporika. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 6, 61–116.

Vozárová, A., 1981: Príspevok k poznaniu vývoja a členenia variských molás Západných Karpát. Zborn. ref. zo IV. Slov. geol. konf., sekcia 02 – Geol. a sur. Spišsko-gemer. rudohoria, 154–161.

Vozárová, A., 1990: Development od metamorphism in the Gemeric/Veporic contact zone (Western Carpathians). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 41, 5, 475–502.

Vozárová, A., 1994: Composition of the Carboniferous sandstones in the western part of Gemericum. In: Bezák, V. a Lukáčik, E. (Eds.): Hercynian Development of the Western Carpathians and some other segments of European Hercynides. Abstracts. Konf., Symp., Semin, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 23.

Vozárová, A., 1996: Tectono-sedimentary Evolution of Late Paleozoic Basins based on Interpretation of Lithostratigraphic Data (Western Carpathians; Slovakia). Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 3–4/96, 251–271.

Vozárová, A., 1997: Upper Permian – Lower Triassic evaporites in the Western Carpathians (Slovakia). Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 3, 3/1997, 223–230.

Vozárová, A., 1998: Prehodnotenie a doplnenie výskumu obliakového materiálu rudňanských zlepencov. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 21 s.

Vozárová, A. a Vozár, J. (eds.), 1979: Permian of the West Carpathians. Guide book for geol. excursion. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–79.

Vozárová, A. a Vozár, J., 1981: Litostratigrafická charakteristika mladšieho paleozoika hronika. Miner. slov. (Bratislava), 13, 5, 385–403.

Vozárová, A. a Vozár, J., 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 78, 169–194.

Vozárová, A. a Vozár, J., 1987: West Carpathians Late Paleozoic and its paleotectonic development. In: Flügel, H. W., Sassi, F. P. a Grecula, P.(ed.): Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts. Bratislava, Miner. slov. – Monogr., 469–487.

Vozárová, A. a Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. Mladšie paleozoikum v Západných Karpatoch. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–314.

Vozárová, A. a Vozár, J., 1993: Prealpínske terény v Západných Karpatoch: rekonštrukcia kolízneho a postkolízneho štádia variského orogénu. In: Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Konf., Symp., Semin., Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 129–143.

Vozárová, A. a Vozár, J., 1995: Carboniferous-Permian sequences in the Western Carpathians (Slovak Republic). Guide to Excursion A1, XIII Int. Congr. Carb.–Permian, Kraków, Poland. Polish Geol. Inst., 33 p.

Vozárová, A. a Vozár, J., 1996: Terranes of the West Carpathian – North Pannonian Domain. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 1/96, 61–83.

Vrána, S., 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und Foederata – serie im Mittelteil der Veporiden. Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 6, 29–84.

Vrána, S. a Vozár, J., 1969: Minerálna asociácia pumpelyit-prehnit-kremennej fácie z Nízkych Tatier. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 49, 91–99.

Woldřich, J., 1912: Montanisticko-geol. studie ve Spiš.-gemer. rudohoří S od Dobšiné v Uhrách. MS-GP. Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II, (Praha), XXI, 37.

Woldřich, J., 1913: Geologische und Montanistische Studien in den Karpathen nördlich von Dobschau. Arch. Lagerstättenforschung 11, Berlin. Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění (Praha), XXI.

Záhorová, Ľ., 1990: Záverečná správa úlohy Nálepkovo – celoobecný vodovod. Geologický prieskum Spišská Nová Ves. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Zelman, J., Lehotský, I., Klinec, A., Petro, M., Hanzel, V., Marschalko, R. a Ďurovič, V., 1969: Záverečná správa za list Pohorelá 1 : 50 000. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Zorkovský, B., 1959a: Zpráva o petrografícko-chemickom štúdiu melafýrov vystupujúcich vo verféne v okolí Veľkej Stožky na západnom okraji Muránskej plošiny. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 16.

Zorkovský, B., 1959b: Zpráva o petrografícko-chemickom štúdiu melafýrov vystupujúcich vo verféne severne od Švermova (býv. Telgart). Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 16.

Zorkovský, B., Ďaďo, Š., Furiel, T., Súľovec, J. a Ťapák, M., 1952: Zpráva o geologickom mapovaní a výskume vzhľadom na výskyt bauxitických hornín na území medzi Markušovcami a Krompachmi. Manuskript – archív Kat. geol. a mineral. Baníckej fakulty VŠT, Košice.

Zorkovský, B. a Hruškovič, C., 1953: Zpráva o geologickom výskume územia južne od Markušoviec a Spiš. Novej Vsi s ohľadom na výskyt bauxitických hornín. Manuskript – archív Kat. geol. a mineral. Baníckej fakulty VŠT, Košice.

Zoubek, V., 1935: La tectinique de la valée supérieure du Hron et sa relation avec la distribution dessourdes minerales. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 11, 85–115.

Zoubek, V., 1957: Hranice gemeríd s veporidami. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 46, 38–50.

SUMMARY

The territory is situated in the E part of the Western Carpathians and from the point of view of the geological structure it represents an important segment at the contact of the Central and Inner Western Carpathians. The boundary is running at the Margecany – Lubeník Line.

In the geological structure of the region five Paleoalpine pre – Upper Cretaceous- nappe units take part (from bottom to top): Veporicum, Hronicum, Gemericum, Meliaticum and Silicicum. The Upper Cretaceous, Paleogene and Quaternary sediments are already not a part of these units, but as younger in age are covering them to various extent.

The *Veporicum* and *Gemericum* units have also preserved the Paleozoic basement (socle), in which it is possible also to reconstruct the relics of the Variscan structure more or less reliably. In both cases, however, this structure is highly obscurred and reworked into Alpine structures.

The *Hronicum* and *Silicicum* are in form of surface nappes, which lost connection with their original basement (fundament), thus their original basement is not known and even placing of the scars, from which they are derived, is not known reliably.

The *Meliaticum* is found in form of melanges and obduced slices. In this unit are also problems with placing of the suture (scar), from which this unit is derived, it is even not known whether there is one or several sutures.

Each of these tectonic units has a different lithostratigraphical content, because they are derived from various paleogeographical zones of the original Tethyan Ocean and its margins.

VEPORICUM

The Veporicum unit is mainly represented in the Nízke Tatry Mts. and Stolické vrchy Mts., it extends in the region territory also still in the Branisko Mts. Further occurrences may be supposed at the connection line between the above mentioned areas in the substratum of the Paleogene of the Hornádska kotlina depression.

The Veporicum unit is represented in the lower part by the crystalline socle, which consists of the Kráľová hoľa complex in the Nízke Tatry Mts. and of the Miklušov and Lodina complexes in the Branisko Mts. The Late Paleozoic – Mesozoic sedimentary and/or sedimentary-volcanic envelope is more heterogeneous and may be divided into the sedimentary envelope of the Southern and Northern Veporicum. The sedimentary envelope of the Southern Veporicum is formed by the Revúca and Foederata Groups, that of the Northern Veporicum by the Ľubietová and Veľký bok Groups. In the Branisko Mts. still the Staré hory Group is added.

In the present-day topographic picture the Kráľová hoľa massif is raised by 500–600 m in relation to the Trestník massif. Slices of crystalline rocks together with remnants of the sedimentary envelope are slid from the vault to three cardinal directions – S, E, N – equally as the sudden termination of the more than 60 km long Nízke Tatry Mts. ridge is oriented.

HRONICUM

The Hronicum is a significant tectonic unit of the Inner Western Carpathians. It is represented by a system of rootless nappes. Just on the territory of the presented map its innermost parts occur and somewhere here also the root zone of the unit should be situated (or at least a scar after it). On the territory represented in the map the Hronicum is mainly formed by Late Paleozoic (Ipoltica Group) and only to a less extent also by Triassic rocks (Betlanovce slice).

GEMERICUM

This tectonic unit also reaches the southern part of the region territory, mainly by Late Paleozoic groups – the Krompachy and Dobšiná Groups. From Early Paleozoic groups chiefly the Rakovec and Klátov Groups are represented, the Gelnica Group reaches the territory insignificantly only. On the contrary to older views that the Gemericum as a whole is a weakly metamorphosed unit, which was affected by uniform metamorphic alteration under conditions of greenschists facies, later data indicate a variety of metamorphic conditions in the individual lithostratigraphical units and a complicated multiphase metamorphic development practically in the frame of each unit.

The Dobšiná Group as a part of the Northern Gemericum unit is directly overlying the Rakovec and/or Klátov Group and their mutual contact is stressed by fault – and – thrust tectonics. After redifinition the Dobšiná Group contains the Rudňany, Zlatník and Hámor Formations, all attributed to the Late Carboniferous with the range Westphalian-A to Stephanian-C.

The Permian to Early Triassic formations are ranged to the Krompachy Group. Sediments of this group begin with a continental facies conglomerates and sandstones; gradually passing into a continental-lagoonal to lagoonal facies. From this fact also the lithostratigraphical subdivision into three formations sets out: basal (Knola Formation) effusive-sedimentary (Petrova hora Fm.) and with evaporites (Nová Ves Fm.)

MELIATICUM

This tectonic unit is formed by shreds derived from the oceanic and paraoceanic Triassic – Jurassic mobile zone.

From this unit only occurrences of not large extent are known, which may be ranged to the so called Meliaticum s. s. on the one hand and to the Bôrka nappe on the other hand. The occurrences are of uncommonly great significance for tectonic division, because only they make so far reliable detachment of the Silicicum unit from Gemericum possible.

The occurrences of the Meliaticum (serpentinites) were known from Danková and the vicinity of the Dobšiná Ice Cave. More recently they have been confirmed at the S slopes of Ondrejisko where in the formation of distal flysch (claystones, sandstones) layers of radiolarites were founed, by means of which the Jurassic age has been proved, which fact has indubitably proved the nappe position of the Stratená Mts. Mesozoic.

The Meliaticum in the Stratenská hornatina Mts., occurring in the wider vicinity of the Dobšiná Ice Cave, probably forms a discontinuous lenticular structure dipping north

from Danková and Ondrejisko to the Hnilec river valley in the substratum of the Silicicum of the Stratenská hornatina Mts. A further area of occurrence of the Meliaticum is the vicinity of Dobšiná.

The Meliaticum s. s. is represented here by a lenticular body of *serpentinites* near Danková (dipping north and emerging in the Hnilec river valley near the village Dobšinská Ľadová Jaskyňa north of the railway station) and by a lenticular body of *flysch sediments,* occurring 1,5–2,0 km ESE of the serpentinites near Danková. The *melange* of the Meliaticum was also established. The Meliaticum melange occurs, similarly as the serpentinites near Danková, overlying Lower Triassic sediments and underlying numerous isolated denudation remnants of light-coloured limestones of the Silicicum, looking like large olistoliths.

The presence of the *Bôrka nappe* in the northern parts of the Gemericum was known from the Dobšiná area. The strip of mylonites to ultramylonites of sandy to quartzitic rocks, occurring in the zone from Slovinky to the west below el. p. Suchý vrch, tentatively correlated with the Bôrka nappe, has its farther western continuation in the horizon of phyllites and their more sandy facies with admixture of volcanic material, found at the boundary between the Rakovec Group and Rudňany conglomerates. The horizon correlated with the Bôrka nappe in the area south of Suchý vrch is gradually passing into mylonites to ultramylonites, phyllites, with the psammitic admixture gradually decreasing in these rocks. The rigid exhumed blocks from overlying side are the Rudňany conglomerates in this case and from underlying side highly recrystallized pyroclastic rocks of the Rakovec Group.

SILICICUM

This tectonic unit is the most important building element of the Stratenská hornatina and Galmus Mts. Conspicuous are mainly thick complexes of Middle and Upper Triassic limestones and dolomites, which predetermined the general karst character of these mountains with an uncommonly large occurrence of karst phenomena.

Jurassic sediments are preserved in insignificant extent only, Lower Cretaceous are unknown (with the exception of rocks mentionned from Upper Cretaceous conglomerates, e.g. the Turonian *Pitonella* Limestones) and Upper Cretaceous, on the contrary to those from the Eastern Alps, are already not considered as part of Paleoalpine nappes.

According to the legend to the geological map in the Silicicum unit the *Vernár* and *Stratená* nappes are distinguished; subordinate nappes and/or slices in the frame of them are distinguished by tectonic lines only.

As to Triassic formations and sequences and their mutual relations and/or connections, it may be stated in the Slovak Paradise that only fragments of the original sequences are preserved, which build up partial structures, many connecting links are missing. The situation is more complicated, because the Silicicum unit is here contiguous to the Gemericum, Hronicum, Meliaticum a Veporicum units, their mutual relations have not been solved satisfactorily always and everywhere so far. To the accepted interpretation (map and explanatory notes) indubitably a possible alernative exists.

Vernár nappe

In spite of a relatively simple structure and position at the northern margin of the "Northern Gemeric syncline" this nappe makes quite great difficulties, mainly with regard to its particular facial development – Lower Triassic with acid volcanics, Middle Triassic similar to the Silicicum, Upper Triassic simimilar to the Hronicum, in assignment to a higher tectonic unit. It was already ranged to the Gemericum, Choč nappe (Hronicum), Veporicum and Silicicum. After long considerations and discussions it was finally left in the Silicicum in the map.

Stratená nappe

The lithostratigraphical content of the Stratená nappe is formed by a plenty of formations and members, which are designated as the *Stratená Group* or *sequence*. It is a heterogeneous set with several facies areas, connection between them is, however, missing, between partial structures are facial throws, often with missing inter-links so that we have rather a collage of several sequences and/or facial areas. If these are remnants of one nappe, then it is indubitably a polyfacial nappe. There could be also two or several units.

The Stratená Group was originally ranged to the Gemericum, however, since delimitation of the Silica nappe it is always more often ranged to the Silicicum. Such an assignment sets out from the assumption that the Stratená Group is not continuously connected with Permian formations and/or somewhere at the base of the Stratená sequence is a nappe overthrust plane on the Gemericum not always precisly identified so far, with preserved lenticles of the Meliaticum between both units.

The base of the Stratená Group is placed conventionally to the base of the Werfen Formation represented by the Bodvaszilas Member, which at many places is missing and the group starts only with the Szin and/or Middle Triassic formations (here is the weakest point of the accepted interpretation, because "missing" of the Werfen Formation is only caused by its re-assinment to the Nová Ves Formation of the Gemericum, repeating of the sequence is missing). The evaporites in the substratum in the Northern Gemericum area are not considered as part of the Silicicum (i. e. of the Perkupa Formation), but are also ranged to the Nová Ves Formation of the Gemericum.

Approximately at the Lower/Middle Triassic boundary in connection with onset of favourable conditions for development of organisms gradually a change in sedimentation took place, instead clastic sediments carbonate sediments started to be deposited, with considerable contribution of organisms (piling up of shells and building up of wave-resistant barriers and reefs) carbonate platforms originated.

Middle Triassic basinal and slope sediments to a larger or lesser extent substitute carbonate platform facies in some territories. They are derived from the sedimentary environment of the carbonate platform slope or even from adjacent basins.

Limestones of the Upper Triassic carbonate platform were designated by various names, mostly known are the Tisovec, Furmanec and Dachstein Limestones.

The Upper Triassic carbonate platform in several places is interfingering with or all the bed sequence is represented by basinal and/or slope sediments. They are the Rein-

graben Shales and "Mürztal" Member in the Carnian and the Hallstatt, Dešťanky, Aflenz and Pötschen Limestones in the Norian.

Jurassic rocks are preserved in strata overlying the Upper Triassic sediments to a limited extent only – they were known at Geravy and S of Lipovec, in present-day reambulation they were also found in the depression SE of Štrbáková.

GOSAU GROUP

Late Cretaceous sediments of the Gosau Group were deposited after a longer break in sedimentation, during which orogenic processes took place – closing of the Meliata zone and formation of the Kimmerian – Paleoalpine nappe system. A considerable part of these nappes was denuded away before depositin of Late Cretaceous rocks, because these are prevailingly transgreding on Triassic rocks of the Silicicum or Jurassic melange of the Meliaticum. Late Cretaceous sediments were incorporated in fan-like „flower-structures" during Laramide transpressional – transtensional movements.

SUBTATRIC GROUP

Sediments of the *Subtratric Group* already definitvely covered and filled up the Paleoalpine tectonic structure. Its sedimentation started with continental deposits, continued by transgressive – marine conglomerates and sandstones and culminated by flysch sediments of considerable thickness. It was obviously terminated by regressive sediments, which are not preserved on the territory of the map.

QUATERNARY

Quaternary sediments are of specific development. Characteristic of the relief of the Slovak Paradise is alternation of deep and narrow valleys with fragmentary preservation of fluvial and mainly proluvial sediments, which were linked with formation of allochtonous sediments spread in karst spaces of caves. The plateaus of the Slovak Paradise are characteristic in insignificant development of eluvial sediments represented by soils, soil sediments of terra, terra calcis types with insignificant overburden of rock debris, which is filling up unevennesses of the karst relief. At foothills of slopes and valleys deluvial, colluvial (talus cones) sediments have preserved.

Distinctly contrasting with the Slovak Paradise are adjacent parts of the territory, mainly the Hornádska kotlina depression, which is an area of more distinct accumulation of Quaternary sediments. In this part of the territory more distinct lateral erosion takes place and river valleys become wider, resulting also in the extent and preservation of Quaternary sediments. Of dominant position are here fluvial sediments of terraces of the Hornád river and its tributaries. Sporadically developed are proluvial sedimets forming alluvial fans. On levelled flats of terraces and alluvial fans loesses and mainly loess loams deposited.

At more significant tectonic lines near issues of mineral waters freshwater limestones (travertines) formed. In the closing stage of the Quaternary on underwashed surfaces of flood-plains and depressions sporadically organogenic sediments – peats were deposited.

VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE
SLOVENSKÉHO RAJA, GALMUSU A HORNÁDSKEJ KOTLINY

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2000.

Vedúca redakcie: Gabriela Šipošová
Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová
Technické spracovanie: Gabriela Šipošová
Príprava textov na počítači: Mária Cabadajová
Preklad do angličtiny: RNDr. Jozef Pevný, CSc.

Náklad 450 kusov. Tlač a knihárske spracovanie: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, RC Spišská Nová Ves.

ISBN 80–88974–20–8

ISBN 80–88974–20–8